

АКАДЕМИЯ НАУК СССР,
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ,
МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА, 1960

Авторы первой (методической) части:

*Ф. И. Вольфсон, А. И. Дюков, И. П. Кушнарев, Л. И. Лукин,
А. В. Пэк, Б. Л. Рыбалов, Е. П. Сонюшкин, Л. В. Хорошилов,
В. Ф. Чернышев*

Авторы второй (описательной) части:

*В. И. Бирюков, А. А. Гармаш, А. В. Дружинин, К. А. Карамян,
К. Ф. Кузнецов, В. И. Лозовский, Е. П. Малиновский, В. А. Невский,
Н. В. Павлов, Б. М. Роненсон, И. З. Самонов, А. В. Сидоренко],
П. Ф. Сопко, С. В. Чеглоков, В. Ф. Чернышев, Б. А. Юдин.*

Общее руководство: *Ф. И. Вольфсон, Л. И. Лукин*

Общая редакция: *Е. Т. Шаталов*

ПРЕДИСЛОВИЕ

За последние 15—20 лет в результате широкого развития геолого-разведочных работ в Советском Союзе были проведены детальные геологические исследования на многочисленных месторождениях различных металлов. В них участвовал большой коллектив геологов-производственников, а также работников научно-исследовательских организаций. Среди этих исследований особое значение имеет изучение структур рудных полей и месторождений, поскольку оно в значительной мере помогает правильно организовать разведку и эксплуатацию различных руд.

Настоящая работа представляет собой попытку суммировать имеющиеся данные по методике изучения структур рудных полей и месторождений. Работа состоит из двух частей. В первой части рассматриваются некоторые общие вопросы структурной геологии, а также излагаются методы изучения структур рудных полей и месторождений. Вторая часть представляет собой сборник статей, посвященных описанию структур рудных полей и месторождений различных генетических типов, изученных за последние годы. Она иллюстрирует основные положения, приведенные в первой части.

Во всякой методической работе обычно рассматриваются два вопроса:

- 1) как производить наблюдения (т. е. какие приемы следует применять при проведении наблюдений);
- 2) что и с какой детальностью необходимо изучать для решения той или иной поставленной задачи.

Первый из указанных вопросов, охватывающий технику проведения исследований, достаточно полно освещен в отечественной и зарубежной литературе, прежде всего в ряде руководств и пособий по структурной геологии и геологическому картированию. Такими являются широко известные руководства В. А. Обручева (1932), В. Н. Вебера (1934, 1937), М. А. Усова (1940), пособия, составленные группой геологов ВСЕГЕИ (1954) и группой геологов ВИМС (1955), а также учебники М. Биллингса (1940), Е. Хиллса (1954) и ряд других. Поэтому в методической части предлагаемой работы первый вопрос затрагивается лишь частично, в разрезе исследований, связанных с детальным изучением структур рудных полей и месторождений.

Второй вопрос, а именно, что и с какой детальностью следует изучать для выяснения истории формирования структуры рудного поля

и месторождения, в имеющейся геологической литературе освещен значительно менее полно. Большинство методических указаний рассеяно в различных периодических изданиях, из сводных работ можно указать лишь на известное руководство В. М. Крейтера (1956). Поэтому второму вопросу уделено основное внимание.

При изложении методов изучения структур рудных полей и месторождений наиболее подробно рассматривается геологическое картирование как основной метод исследования. Особые разделы посвящены изучению и картированию тектонических нарушений и рудных тел. В специальном разделе рассматриваются возможности применения микроструктурного анализа при изучении рудных месторождений. Заключительный раздел первой части работы посвящен применению геофизических методов исследования при крупномасштабном картировании и изучении рудных полей и месторождений.

Вполне естественно, что при написании первой части работы авторы не могли осветить все ее разделы с одинаковой детальностью ввиду большой сложности темы и, конечно, благодаря определенной направленности их научных интересов.

Первая часть работы выполнена коллективом сотрудников Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Академии наук СССР, занимающихся изучением структур рудных полей и месторождений. В ее составлении принял также участие А. В. Пэк, положивший начало этим работам в институте. Им написано «Введение», а также значительная часть раздела «Некоторые элементы структурной геологии».

Раздел работы «Крупномасштабное геологическое картирование как основной метод изучения структур рудных полей и месторождений» написан Ф. И. Вольфсоном при участии Л. И. Лукина. Раздел «Картирование и изучение дизъюнктивных нарушений» составлен Е. П. Сонюшкиным, Б. Л. Рыбаловым и Л. В. Хорошиловым, а глава этого раздела, посвященная классификации дизъюнктивов и геометрическим методам их анализа, написана И. П. Кушнаревым. Первыми тремя авторами, а также Ф. И. Вольфсоном, написан раздел «Картирование и изучение рудных тел», за исключением главы «Картирование и изучение гидротермально измененных вмещающих пород», которая написана Ф. И. Вольфсоном и В. Ф. Чернышевым. Ф. И. Вольфсоном составлен также раздел «Особенности картирования рудных тел и месторождений в различных геологических условиях».

Раздел «О применимости микроструктурного анализа при изучении структур рудных полей и месторождений» составлен Л. И. Лукиным. Глава «Использование геофизических методов при крупномасштабном геологическом картировании и изучении рудных полей и месторождений» написана А. И. Дюковым (МИЦМиЗ).

Во второй части предлагаемой работы рассматриваются примеры изученных структур эндогенных рудных полей и месторождений. В ее составлении участвовали: В. И. Бирюков (МИЦМиЗ), А. А. Гармаш (ИМГРЭ АН СССР), А. В. Дружинин (МИЦМиЗ), К. А. Карамян (Акад. наук Арм. ССР), К. Ф. Кузнецов, (МИЦМиЗ), В. И. Лозовский, С. В. Чеглоков и А. В. Сидоренко (Балейзолото), Е. П. Малиновский

(ИГЕМ АН СССР), В. А. Невский (ИГЕМ АН СССР), Н. В. Павлов (ИГЕМ АН СССР), Б. М. Роненсон (МГРИ), И. З. Самонов (ВИМС), П. Ф. Сопко (Воронежский университет), В. Ф. Чернышев (ИГЕМ АН СССР) и Б. А. Юдин (Кольский филиал АН СССР).

Все эти геологи в течение ряда лет работали на охарактеризованных ими объектах. Статьи написаны по единому плану, специально для данной работы, и иллюстрируют положения, излагаемые в первой ее части.

Общее руководство написанием всей работы осуществляли Ф. И. Вольфсон и Л. И. Лукин. В оформлении рукописи и ее предварительном редактировании большое участие принимали Е. П. Малиновский, Б. В. Кристальный и В. Ф. Чернышев. Графика к работе оформлена Л. Ф. Ильичевой, В. М. Фокиной, В. М. Нарощенкиной и Н. В. Разбежкиной.

Авторы выражают глубокую признательность докторам геолого-минералогических наук В. М. Крейтеру, В. Н. Котляру, В. Г. Грушевому, Н. И. Наковнику, Н. Н. Куреку, а также С. Н. Лиогенькому, взявшим на себя труд рецензирования работы и сделавшим целый ряд весьма ценных указаний. Они приносят также благодарность доктору геолого-минералогических наук Е. Т. Шаталову — редактору работы, — положившему много труда при подготовке ее к печати.

Авторы отчетливо сознают, что работа имеет целый ряд недостатков, которые могут быть устранены лишь в результате ее широкого обсуждения. Все замечания и пожелания будут приняты с благодарностью. Направлять их следует в Госгеолтехиздат (Москва В-17, Пыжевский пер., д. 7).

ВВЕДЕНИЕ

При разведке любого месторождения прежде всего возникает необходимость выяснить размеры, форму и условия залегания рудного тела, установленного на данной площади. Место заложения первых разведочных выработок, хотя бы канав для прослеживания рудного тела по простиранию, намечается разведчиком на основании некоторого представления о форме и элементах залегания этого тела, полученного в результате предшествующих поисковых и геологосъемочных работ. Это представление основано на изучении залегания и других морфологических особенностей рудного тела в известных выходах.

В дальнейшем по мере накопления при разведке новых данных о геологическом строении участка месторождения первоначальные представления о форме рудного тела и условиях его залегания уточняются или изменяются. Вместе с тем постепенно выявляются факторы, влияющие на локализацию оруденения. К ним прежде всего относятся тектонические элементы (трещины, складки и др.), а также литологические особенности вмещающих пород.

Представления о структуре рудного тела оформляются в значительной степени в виде графических материалов.

На первом этапе предварительной разведки с поверхности единственным документом такого рода является геологический план рудного тела с нанесенными на нем пройденными выработками, отражающий основные представления о структуре рудного тела и поведении его на глубине. Данные, имеющиеся к этому времени, относятся почти исключительно к геологическому плану, и разрезы строятся на основании этого плана. Однако часто оказывается, что геологического плана самого рудного тела недостаточно для построения таких разрезов и возникает необходимость картирования более значительной площади, тяготеющей к рудному телу. Потребность в такой карте диктуется также тем, что уже выявленное рудное тело может оказаться не единственным в данном районе, а на прилегающей площади может быть обнаружена серия еще неизвестных рудных тел. Геологическая карта, охватывающая территорию распространения всех этих рудных тел, представляет собой уже карту месторождения.

Масштаб геологической карты месторождения, как правило, является более мелким, чем, например, план рудного тела, но все же он должен обеспечивать возможность нанесения на нее всех встреченных рудопроявлений и различных пород, слагающих площадь месторождения, а также всех более или менее существенных тектонических элементов. Очевидно, что поскольку одной из главных задач такого картирования является обнаружение на данной площади всех рудопроявлений, необходимо использовать все современные методы поисков — геофизические и геохимические, применимые в данных условиях.

Помимо поисков новых рудных тел, геологическое картирование месторождения на всех стадиях разведки является основным методом изучения его структуры, т. е. выяснения роли тектонических элементов и вмещающих пород в размещении рудных тел и определении формы этих последних.

Границы геологической карты месторождения заранее определить трудно. Этот вопрос решается в процессе самого картирования, в зависимости от того, будут ли найдены новые рудные тела и как проведенное картирование позволит наметить вероятность их нахождения на данной площади.

При оценке таких перспектив исключительно важное значение имеет представление о структуре данного участка в сочетании с представлениями о структуре известных рудных тел. Основной вопрос, который следует ставить при изучении структуры месторождения, может быть сформулирован так: почему данное рудное тело находится именно в этом месте и имеет именно такую форму и залегание.

На первых этапах разведки ответ на этот вопрос часто не может быть получен, но структурно-геологическая сторона его должна быть решена, хотя бы в виде наиболее вероятной рабочей гипотезы.

Эта гипотеза в значительной степени определяет комплекс представлений о структурно-геологических элементах, которые подлежат особенно тщательному прослеживанию и изучению при картировании месторождения. Если согласно этой гипотезе одним из главных факторов, определивших локализацию рудного тела, являлись особенности литологического состава пород, то при картировании месторождения особенное внимание должно уделяться изучению стратиграфического разреза пород участка и условий залегания слоев определенного литологического состава. При сложной складчатой структуре это может оказаться трудной задачей.

В других случаях главным фактором, определяющим место нахождения и форму рудных тел, могут оказаться тектонические трещины, и расшифровка генетического типа различных трещин, закономерностей залегания их в пространстве и сопряженной с ними мелкой трещиноватости пород может приобрести первостепенное значение.

Изучение трещинной тектоники при детальном картировании рудного тела и всей площади месторождения необходимо производить почти всегда, так как трещиноватость, возникшая при тектонических движениях, имевших место до начала процесса минерализации, во время этого процесса и после формирования рудного тела, обычно оказывает то или иное влияние на современную структуру месторождения. Кроме того, точные сведения о закономерностях пространственного положения трещин часто оказываются важными при изучении гидрогеологических особенностей месторождения, для рационального проектирования его обработки и т. д.

Расшифровка трещинной тектоники месторождения может потребовать и микроструктурного изучения некоторых пород, в особенности если месторождение залегает среди пород рассланцованных, или если оказывается необходимым выяснить характер движения по тектоническим нарушениям.

Из сказанного следует, что картирование рудных тел и месторождений характеризуется не только более крупным масштабом съемки, позволяющим показать на карте с необходимой точностью различные элементы структуры, но также и комплексом тех структурных элементов, которые подлежат изучению, иногда с применением специальных методов исследования. Если факторы, контролирующие локализацию известного рудного тела, установлены с достаточной вероятностью, то при дальнейшем картировании основное внимание должно уделяться проверке и установлению их роли на всей площади месторождения.

Нужно также отметить, что геологическая карта месторождения лишь в редких случаях не подвергается последующим уточнениям. Хорошо проведенное геологическое картирование часто приводит либо непосредственно к открытию новых рудных тел, либо позволяет выделить участки, заслуживающие более детального изучения с проходкой горных выработок или буровых скважин. Данные, полученные в результате таких разведочных работ, могут привести к существенным уточнениям карты участка, в связи с чем может возникнуть необходимость либо более детального картирования других участков, либо повторной съемки их, а иногда и всей площади месторождения, без изменения масштаба. Это, в свою очередь, может вызвать необходимость проходки новых разведочных выработок и привести к дальнейшему уточнению карты.

Иногда необходимость дополнительного картирования месторождения может быть связана с тем, что ранее сложившиеся представления о факторах, контролирующих локализацию рудных тел, в ходе дальнейшей разведки изменились, и может оказаться необходимым прослеживание на площади месторождения таких структурных элементов, которым при первоначальном картировании уделялось мало внимания. В сущности, геологическая карта месторождения должна уточняться и исправляться на всех стадиях разведочных работ до возможно более полного выяснения общих перспектив месторождения. Иногда такие уточнения необходимо вносить даже в процессе эксплуатационной разведки и отработки месторождения.

Геологическое картирование поверхности является обязательным при изучении структур рудных полей и месторождений. Разрезы на глубину, составленные по данным картирования, выражают прогноз, подлежащий проверке при дальнейшей разведке, которая может проводиться с помощью бурения и проходки горных выработок различного типа. При разведке бурением скважины располагаются по определенным разведочным линиям, что обеспечивает построение более достоверных разрезов.

Иногда, увязка различных пород на разрезе представляет собой не легкую задачу, требующую неоднократного пересмотра керн скважин и сопоставления разрезов по различным скважинам, но выполнение этой работы необходимо. Недопустимо пренебрежительное отношение к подробному освещению геологической ситуации разреза и стремление ограничиться нанесением на него только положения самого рудного тела.

При хорошем выходе керна и внимательной документации его часто оказывается возможным выделить в толще вмещающих пород отдельные прослои, дайки или другие элементы структуры, которые не удалось зафиксировать при картировании поверхности. В таком случае карта поверхности должна быть уточнена путем вынесения на нее этих элементов с разрезов, и, если это существенно и возможно, — положение их на карте должно быть проверено канавами и шурфами.

При разведке месторождения только бурением или бурением в сочетании с горными работами должны обязательно составляться также геологические планы нескольких горизонтов на отметках, примерно соответствующих основным горизонтам будущего рудника. Составление этих планов необходимо не только для проектирования в будущем капитальных горных выработок, но и для направления дальнейшей разведки. Эта задача вполне подобна составлению геологической карты поверхности по ряду параллельных маршрутов или магистральных канав. Может оказаться, что интерполяция различных пород между этими линиями допускает несколько вариантов их залегания, и потребуются сбор дополнительных данных, вплоть до проходки специальных «структурных» буровых скважин, для достаточно уверенного выбора одного из этих вариантов. Иногда составление погоризонтных геологических пла-

нов по разрезам может привести к таким сложным, мало понятным и мало вероятным соотношениям различных пород, что возникает сомнение в правильности увязки их на разрезах и потребуются передокументация керна некоторых скважин. Таким образом, составление погоризонтных планов является хорошей проверкой правильности построения разрезов.

Если разведка месторождения ведется в основном подземными горными работами, путем прослеживания рудного тела на нескольких горизонтах штольнями или штреками, то составление геологических планов этих горизонтов является, наряду с геологической картой поверхности, основным методом изучения структуры месторождения.

Планы опробования, на которых показано положение рудного тела, составляют, конечно, всегда, однако, даже если на таких планах показано, какими породами сложены стенки выработок, они не заменяют геологических планов этих горизонтов. На последних должно быть отмечено расположение различных пород, тектонических контактов, крупных трещин и других структурных элементов на определенной площади, а не только в пределах узких полосок вдоль горных выработок. Подобно тому как геологическая карта поверхности не является точной фотографией участка, а в значительной степени отображает представления автора о площадном распространении различных пород, их залегании и взаимоотношениях между ними, так и на планах подземных горизонтов поля распространения различных пород и другие элементы структуры должны быть интерполированы между выработками и экстраполированы на некоторое расстояние от них.

При этом безусловно должны быть учтены все данные буровых скважин, пересекающих данный горизонт. При составлении таких планов приходится в значительной мере опираться на карту поверхности.

Нужно иметь в виду, что при разведке месторождения подземными горными работами разрезы, иллюстрирующие поведение рудного тела и вмещающих пород по падению, могут быть составлены почти исключительно путем сопоставления геологической карты поверхности и планов горизонтов. Составление разрезов является в таком случае также способом проверки правильности интерполяции залегания различных пород и контактов на планах горизонтов.

При картировании горных выработок и при изучении в забоях самого рудного тела нужно постоянно иметь в виду необходимость решения основной структурно-геологической задачи — почему рудное тело залегает там, где мы его видим, и чем обусловлена его форма. От правильности решения этих вопросов существенно зависит успех разведки и эксплуатации уже известных рудных тел и поисков новых. Это в значительной степени влияет и на результаты поисков других месторождений в прилегающих районах.

Хорошо известный эмпирический принцип горняков «ищи руду около руды», указывающий на вероятность нахождения новых рудных тел в пределах площади месторождения или рудопроявления, говорит и о вероятности нахождения новых месторождений вблизи от уже известного. Поэтому наряду с разведкой и изучением месторождения должно проводиться также геологическое картирование большей площади, тяготеющей к нему, и включающей также близлежащие месторождения — всей площади рудного поля. Картирование рудного поля необходимо также и потому, что часто не все вопросы структуры и генезиса известного месторождения могут быть решены при картировании самого месторождения, т. е. сравнительно небольшой площади.

Крупномасштабное геологическое картирование рудного поля является основным методом изучения его структуры, выявления роли тектонических элементов и литологических особенностей вмещающих пород в локализации рудных месторождений.

По своим задачам картирование рудного поля в сущности аналогично картированию месторождения и различие карт заключается главным образом в размерах площадей и в масштабах. Поэтому все, что было сказано выше о картировании месторождений, относится также и к картированию рудных полей. Но если в первом случае мы не могли заранее определить границы геологической карты месторождения, то вопрос о границах карты рудного поля еще менее ясен. А поскольку в самом названии «рудное поле» содержится представление о некоторой площади, то может возникнуть вопрос, следует ли при невозможности заранее определить эту площадь или ее границы вообще пользоваться термином «рудное поле».

В. М. Крейтером (1956) было недавно предложено такое определение рудного поля: «Участок земной коры, включающий серию пространственно сближенных одновременных или близких по времени и генетически родственных эндогенных месторождений, а также аналогичных месторождений, могущих быть здесь обнаруженными, отделенный от других рудоносных участков большими безрудными пространствами». Все же при проектировании объема геологической съемки «рудного поля» это определение не всегда дает нам возможность выделить заранее площадь, подлежащую картированию, и наметить ее границы, пока нет еще других месторождений, родственных известному.

Больше того, если речь идет о площадях и пространственных границах, то во многих случаях различие между месторождением и рудным полем окажется весьма условным. Действительно, многие месторождения представлены серией рудных тел, разделенных безрудными пространствами, и трудно сказать, при какой величине этих промежутков новое рудное тело должно быть отнесено к тому же месторождению или к другому. Вместе с тем, благодаря находкам новых месторождений на площадях, расположенных между рудными полями, последние могут сливаться.

Следовательно, в каждом конкретном случае границы рудного поля, т. е. площади, подлежащей картированию, определяются наличием на ней известных месторождений с учетом вероятности нахождения новых месторождений и необходимости получения данных, требующихся для расшифровки структуры и генезиса изучаемых месторождений. Основой для оценки перспектив прилежащих участков являются особенности геологического строения уже известных месторождений и сопоставление их с особенностями строения района, выявленными при мелкомасштабном геологическом картировании.

Выше, пытаясь показать необходимость геологического картирования некоторого участка, названного площадью месторождения, и большей площади, названной рудным полем, мы приняли в качестве отправного пункта известное рудное тело, подлежащее разведке. Однако часто основанием для постановки крупномасштабного геологического картирования являются только благоприятные геологические предпосылки, либо признаки оруденения, отмеченные в нескольких местах на определенной площади при мелкомасштабном геологическом картировании, скажем в масштабе 1 : 50 000. Картирование в масштабе 1 : 10 000 — 1 : 5 000 такой площади, на которой пока еще не выявлены рудоносные участки, иногда позволяет наметить отдельные более перспективные площади, на которых в дальнейшем могут быть выявлены промышленные месторождения.

При такой последовательности геологосъемочных и поисковых работ ко времени начала разведки некоторого месторождения мы уже имели бы детальную геологическую карту рудного поля, и тем самым был бы обеспечен выбор участков, наиболее перспективных для разведки. Однако в процессе разведки последних будут несомненно получены данные, которые приведут к уточнению, а может быть, к кардинальному измене-

нию представлений о факторах, контролирующих локализацию оруденения, сложившихся вначале, при геологическом картировании.

Тогда возникает необходимость дополнения ранее составленных карт, и на определенном этапе мы вновь приходим к той последовательности изучения структуры месторождения и рудного поля, которую рассмотрели вначале. Весьма возможно, что при этом будут открыты и новые рудные тела и месторождения, которых не удалось обнаружить при первоначальном картировании. Известно много случаев, когда после окончания разведки месторождения или даже после длительного периода его эксплуатации складывались новые представления о закономерностях локализации оруденения, а уточнение геологической карты и поиски, выполненные на этой основе, приводили к открытию новых рудных тел и месторождений.

Таким образом, изучение структур рудных полей и месторождений проводится в два этапа. Вначале, еще в ходе поисков, а затем предварительной разведки, изучается в основном поверхность рудоносной площади. На этой стадии главным методом исследования является составление детальной геологической карты поверхности по естественным обнажениям с применением канав, расчисток, неглубоких шурфов и картовочного бурения. В эту стадию изучения выясняются лишь общие особенности структуры рудного поля или месторождения; полученные данные содержат много гипотетических элементов. В дальнейшем при проведении детальной разведки месторождений изучение структуры основывается не только на геологической карте поверхности, но и на данных подземного картирования. При этом представления о структуре месторождения и рудного поля значительно уточняются.

Из краткого обзора процесса изучения структуры рудных месторождений и рудных полей следует, что основным методом такого изучения является крупномасштабное геологическое картирование, которое в значительной степени отличается от геологических съемок более мелких масштабов. Поэтому ниже мы рассмотрим отдельные вопросы методики изучения элементов структуры при крупномасштабном картировании. К ним относятся детальное расчленение разреза вмещающей осадочной толщи, изучение форм, условий залегания и петрографического состава изверженных пород, детальное изучение тектоники района месторождения или рудного поля и в особенности тектонических структур, определяющих локализацию рудных тел.

Степень обнаженности и другие условия, в которых приходится вести крупномасштабное геологическое картирование, весьма разнообразны, и методика его будет, следовательно, в каждом отдельном случае несколько отличной. Факторы, существенно влиявшие на локализацию оруденения, также различны не только для месторождений различных генетических типов, но и для различных месторождений, относящихся к одной генетической группе.

Рассмотреть все варианты методики крупномасштабного картирования при различном сочетании таких факторов и условий практически невозможно. Крупномасштабное картирование всегда является серьезной научной работой, успех которой прежде всего зависит от того, насколько вдумчиво к ней относится сам исполнитель. Невозможно составить такую инструкцию, точное выполнение которой было бы во всех случаях достаточной гарантией для правильного установления главных факторов, влиявших на локализацию оруденения, а следовательно, для выделения тех структурных элементов, которые в каждом конкретном случае будут самыми важными.

Помимо рассмотрения указанных выше вопросов, связанных с проведением крупномасштабного геологического картирования, целесообразно уделить также внимание некоторым пока мало используемым в практике методам исследования, а именно изучению трещинной текто-

ники и микроструктурному анализу. Опыт изучения рудных месторождений показывает, что в ряде случаев эти методы могут оказать существенную помощь при решении отдельных важных вопросов.

Необходимо подчеркнуть, что всякое углубленное изучение структуры месторождения имеет не только практическое, но также и большое научное значение. Формирование рудных месторождений представляет собой обычно длительный процесс, связанный с многократными тектоническими движениями. Расчленение истории формирования месторождений на отдельные этапы с одновременным выяснением способов образования структур отдельных этапов, или, как принято говорить, выяснение стереогенезиса месторождений (А. Н. Заварицкий, 1956), представляет собой важнейшую и интереснейшую задачу геологических исследований.

ЧАСТЬ I

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУР
РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

I. НЕКОТОРЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

При изучении структур рудных полей и месторождений приходится прежде всего изучать отдельные элементы этих структур. Они известны каждому геологу из соответствующих курсов, читанных в вузах, и из руководств по структурной геологии. Но, вероятно, будет не лишним остановиться на некоторых из них и здесь с точки зрения тех задач, которые возникают при изучении структур рудных полей и месторождений.

Особенно важно рассмотреть вопросы формирования складок и закономерностей развития трещин как элементов структуры, играющих наиболее важную роль в локализации оруденения.

СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ

Большинство рудных месторождений приурочено к складчатым зонам. В некоторых случаях складчатая структура служит лишь общим фоном, а структурные элементы, контролируемые залегание рудных тел, связаны с более поздними движениями. Изучение складчатой структуры является важной, но часто не главной задачей детального геологического картирования таких рудных полей и месторождений. Другая группа месторождений характеризуется тем, что их структура непосредственно связана с теми структурными элементами, которые возникли во время складкообразования. Основой разведки и изучения таких месторождений является детальный анализ складчатой структуры участка.

Складки в горных породах образуются как следствие неоднородной деформации. Наиболее легко складки развиваются в слоистых породах, но иногда также захватывают и массивные изверженные породы.

Морфологические особенности складок хорошо известны, и их следует иметь в виду при изучении форм эндогенных рудных месторождений. Однако для решения основной задачи, заключающейся в выяснении вопроса — почему руда находится там, где она есть, — необходимо иметь достаточно ясное представление и о генезисе различных складчатых форм, т. е. о механизме их образования.

В сопротивлении материалов рассматриваются два способа изгиба брусков — изгиб продольный (рис. 1, А) и поперечный (рис. 1, Б). При продольном изгибе образование дуги является следствием продольного сжатия бруска. До недавнего времени механизм образования геологических складчатых структур рассматривался именно с этой точки зрения, и другие возможные способы их возникновения игнорировались.

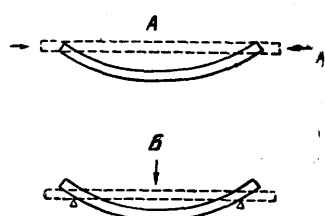


Рис. 1. Изгиб продольный А и поперечный Б

Стрелками показано направление действующих усилий. Пунктиром изображена форма бруска до деформации, сплошной линией — после нее

Нет оснований отрицать возможность появления таких складок и теперь, но не подлежит сомнению, что некоторые складчатые формы являются следствием изгиба поперечного. Так, по-видимому, образуется куполовидная складчатость платформенных областей; поперечным изгибом обуславливается изгибание пород кровли соляных куполов и лакколитов, а также изгибание пластов около тектонических нарушений. Возможно, что по крайней мере некоторые складки в складчатых зонах образовались таким же способом.

Как будет показано ниже, важным условием образования складок, связанных с изгибами, является возможность проскальзывания пластов одного относительно другого. Соответственно складки этого типа можно называть складками изгиба со скольжением.

Разновидностью складок указанного типа являются так называемые складки течения. Они образуются в тех случаях, когда в разрезе преобладают пластичные (в данных условиях) породы. Тогда при деформации имеет место перераспределение вещества последних, и изгибание вышележащих, менее пластичных слоев представляет собой сочетание изгиба продольного с поперечным.

Изгиб складчатой толщи в условиях ограниченной возможности межпластового проскальзывания приводит к образованию блокированных складок, имеющих обычно сундучную форму.

Куполовидные складки, образование которых обусловлено поперечным изгибом, при своем дальнейшем развитии могут перейти в диапировые складки, характеризующиеся протыканием вышележащих пород более пластичными нижележащими породами.

Складки, сходные по форме со складками изгиба со скольжением, могут возникнуть и как следствие неоднородного скольжения по системе параллельных сближенных плоскостей. Такие складки были названы складками скалывания, и существование их в природе было доказано.

Для того чтобы наметить критерии, позволяющие отличать одни от других складки различных генетических типов, мы должны хотя бы кратко рассмотреть механизм их образования. Мы начнем рассмотрение со складок изгиба со скольжением, как наиболее распространенных в пределах рудных полей.

1. Складки изгиба со скольжением

Складки продольного изгиба

Одной из основных предпосылок возможности образования складок продольного изгиба считается наличие в сминаемой толще более или менее ясно выраженной слоистости. Слоистость определяет механическую анизотропию данной толщи, т. е. проявление в ней плоскостей облегченного скольжения. При образовании складок по этим плоскостям должны происходить относительные смещения соседних пластов по направлению, указанному на рисунке стрелками (рис. 2, А). Такие движения происходят, конечно, не только по границам пластов различного состава, но и в толще самих пластов; они могут привести к образованию вторичной текстуры пластов — сланцеватости параллельной слоистости.

Следует отметить, что эти относительные смещения являются при продольном изгибе лишь выражением различной скорости и амплитуды движения соседних пластов, происходящего в одном и том же направлении — в сторону свода складки. Если обратиться к динамике этого процесса, то легко видеть (рис. 2, Б), что «активное» горизонтальное усилие (Р) может быть разложено на составляющую в плоскости слоистости, направленную в сторону замка складки (Р₁) и составляющую, перпендикулярную к слоистости (Р₂). Последняя составляющая невели-

ка на начальных стадиях изгиба, при пологом падении пластов, и возрастает при увеличении угла падения. Следовательно, горизонтальные усилия при складчатости увеличивают поперечное давление, которому подвергаются пласты вследствие нагрузки вышележащих толщ. Это давление имеет максимальное значение в крыльях складки и уменьшается к шарнирной части, причем различие увеличивается по мере увеличения кривизны изгиба. Поэтому при складчатости должно происходить известное выжимание материала из крыльев складки в область шарнира, приводящее к образованию подобных складок (рис. 2, В).

Степень интенсивности такого выжимания зависит от механических свойств пород, от их пластичности. В результате в шарнирах складок часто происходит значительное увеличение мощности одних пластов при сравнительно небольшом изменении мощности других. Увеличение мощ-

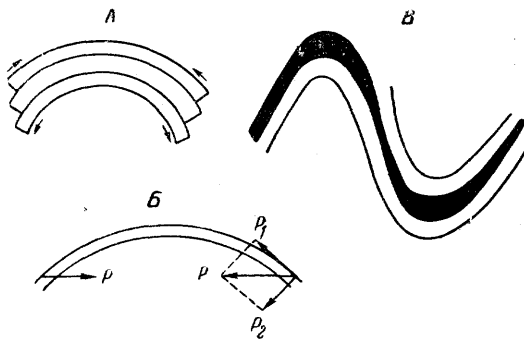


Рис. 2. Складка продольного изгиба со скольжением

А — направление относительных смещений пластов при образовании складки продольного изгиба со скольжением (указано стрелками); Б — динамика процесса формирования складки продольного изгиба со скольжением (P_1 — горизонтальное усилие, P_2 — составляющая в плоскости слоистости, P_2 — составляющая, перпендикулярная к слоистости); В — выжимание материала из крыльев складки продольного изгиба в область шарнира с образованием подобной складки

ности слоев в шарнире является причиной того, что складчатость не затухает по вертикали.

Различие в поведении пород, имеющих разные механические свойства, при складчатости было отмечено уже давно, и американскими геологами было введено понятие о «компетентных» и «некомпетентных» слоях. Помимо того что фонетическое перенесение этих терминов в русскую литературу нельзя признать удачным, с таким разделением пород, участвующих в складчатости, в том понимании, которое им придается смыслом соответствующих английских терминов, согласиться нельзя. Бесспорно прав В. В. Белоусов (1948, 1954), указавший на то, что говорить о слоях, якобы несущих нагрузку и определяющих форму складок (т. е. о слоях компетентных), нельзя, так как в формировании складок участвует вся толща пород.

Если вдуматься в механизм образования складок в толще пород, имеющих различные механические свойства, то нетрудно понять, что слои пластичные не только активно участвуют в формировании складок, но характер деформации их осложняет возможность строгого разграничения перечисленных выше генетических типов складок. Процесс выжимания материала из крыльев складки в область шарнира является ламинарным (т. е. развивается по тонким пластинкам), чаще даже многосистемным скалыванием, а в деформации относительно прочного пласта, залегающего над пластом, сильно увеличивающим свою мощность

в шарнире, легко усмотреть проявление поперечного изгиба. Относительное значение этих деформаций может быть различным.

В глубоких горизонтах складчатого комплекса, где сжатие пластов в направлении, перпендикулярном к слоистости, весьма велико, должны преобладать деформации пластические, и здесь возможны существенные перегруппировки вещества пластов, приводящие к сильному увеличению их мощности в области шарнира и образованию так называемых складок течения.

Все же, несмотря на всю сложность механизма складкообразования, при анализе структур сравнительно небольших участков в пределах месторождения или рудного поля нужно стремиться решить, к какому генетическому типу относится данная складка или какой механизм имел преобладающее значение при ее формировании. При решении этой задачи необходимо помнить, что в складках продольного изгиба мощность пластов может быть существенно увеличена в шарнире, но это изменение мощности будет различным в различных пластах. В крыльях таких складок, в пластах, подвергшихся сильному выжиманию, могут возникнуть так называемые складки волочения. Наличие их может помочь при решении некоторых структурно-геологических вопросов. Механизм образования таких складок объяснить не легко. Они представляют собой типичный пример дисгармонии в складчатой толще и не связаны непосредственно с продольным изгибом всей толщи. Их можно рассматривать только как следствие движения материала в пределах данного пласта. Поскольку имеет место увеличение мощности данного пласта в шарнирной части складки, можно с уверенностью говорить о том, что в крыльях складки материал должен был «течь» по направлению к шарниру.

В отличие от обычных складок изгиба со скольжением, возникающих при изгибе продольном, в которых направление относительного движения пластов изменяется в области шарниров, в складках волочения направление относительного движения должно оставаться одинаковым в обоих крыльях складки. Асимметрия таких складок волочения является следствием изменения скорости течения в поперечном разрезе пласта и, следовательно, позволяет определить направление относительного скольжения соседних пластов. Это может быть использовано для определения их относительного стратиграфического положения в данной толще. Так, наличие складок волочения в некоторых

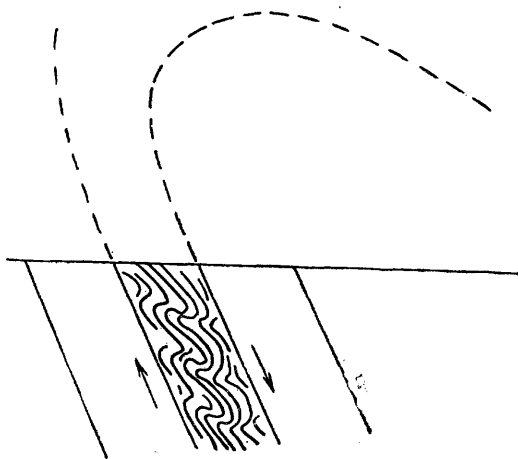


Рис. 3. Складки волочения, возникающие на крыле складки продольного изгиба со скольжением. Стрелками показано направление относительного перемещения пластов, пунктиром — форма складки

пластах круто подающей толщи, представленной на рис. 3, позволяет с уверенностью говорить о том, что мы имеем дело с опрокинутым залеганием. Понятно, что при наличии в данном пласте складок волочения границы этого пласта с соседними пластами являются по существу тектоническими в том смысле, что эти границы разделяют участки с резко различным характером внутренних движений.

Складки волочения встречаются, по-видимому, довольно часто, но, к сожалению, детального описания их мы до сих пор не имеем. Вместе

с тем способ образования их представляет несомненный интерес хотя бы потому, что возникновение их связано с «раздавливанием» данного слоя, т. е. с тем процессом, который положен в основу геотектонической гипотезы В. В. Белоусова и многим представляется непонятным.

Наряду со складками волочения, возникающими в более пластичных слоях, деформация слоев более прочных пород может привести к образованию в них сланцеватости или трещин. Вопрос о положении в складке сланцеватости, генетически сопряженной со складчатостью, довольно сложен. Различают два основных типа такой сланцеватости — так называемую сланцеватость слоистости и сланцеватость осевой плоскости. Происхождение первой, возникающей вследствие скольжения пластов параллельно слоистости, особых сомнений не вызывает.

Происхождение сланцеватости осевой плоскости трактуется различно. Она может быть следствием скалывания параллельного той системе плоскостей скалывания, которая не совпадает со слоистостью. В общем случае такая сланцеватость должна быть расположена в складке веерообразно, но может быть почти параллельна осевой плоскости. Сланцеватость, параллельная осевой плоскости, может быть также сланцеватостью сплющивания, связанного с тангенциальными давлениями, продолжавшимися после того, как дальнейшее изгибание стало невозможным. Такая сланцеватость будет иметь однообразное залегание во всей складке, но положение ее, параллельное осевым плоскостям складок, может быть только частным случаем.

Вопрос о пространственном соотношении сланцеватости с положением пластов в складке требует еще дальнейшего изучения путем детального картирования складок, так как такого точного материала еще очень мало. Но независимо от генетического толкования та эмпирическая закономерность, что сланцеватость, не совпадающая со слоистостью, чаще всего почти параллельна осевым плоскостям складок, может быть использована при картировании складчатых структур. Соотношение положения сланцеватости осевой плоскости со слоистостью может, подобно складкам волочения, помочь при расшифровке стратиграфической последовательности слоев. Так, на рис. 4 мы видим, что сланцеватость расположена под острым углом к слоистости пород. Если считать эту сланцеватость параллельной осевым плоскостям складок, то возможно только одно толкование положения данного обнажения в складчатой структуре.

Чтобы закончить краткое рассмотрение складок продольного изгиба, нам остается упомянуть о том, к каким элементам складок чаще всего приурочены рудные тела. Зависимость расположения и формы рудных тел от складчатой структуры проявляется особенно ясно в образовании так называемых седловидных жил. Форма таких жил и положение их в складке вполне аналогичны залеганию пластичных пород, участвующих в складчатости. Как известно, к шарнирным частям складок иногда приурочены и магматические тела (факолиты). При внедрении магмы или при проникновении рудоносных растворов во время складчатости локализация соответствующих магматических и рудных тел именно в области шарниров складок совершенно естественна.

Труднее объяснить контролирующее значение шарниров складок, если оруденение моложе складчатости. Деформация большинства пород при складчатости является остаточной, но все же деформация некоторых пластов может быть частично упругой. При уменьшении внешних уси-

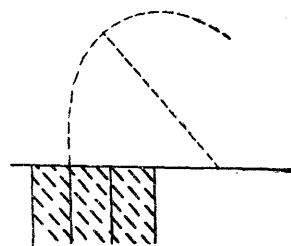


Рис. 4. Соотношение залегания сланцеватости осевой плоскости (жирный пунктир) с залеганием слоистости (сплошные вертикальные линии). Тонким пунктиром показана форма складки

лий такие пласты могут несколько распрямиться, что приведет к образованию небольших полостей отслоения.

Большое контролирующее значение имеют, вероятно, литологические особенности отдельных слоев и прежде всего обусловленная ими трещиноватость. Во многих случаях отмечается приуроченность седловидных жил к границам пород резко различного состава; известно также, что аналогичные условия иногда встречаются в разрезах складок на разных горизонтах и соответственно рудные тела располагаются «многоэтажно». С седловидными залежами иногда бывают сопряжены короткие жилы, ответвляющиеся в породы всяческого бока и секущие их. Они обычно приурочены к надвигам небольшой амплитуды.

Чаще, чем седловидные жилы, встречаются рудные залежи в крыльях складок. Иногда считают, что они приурочены к полостям отслоения. Но возникновение открытых полостей во время процесса складкообразования едва ли возможно, вероятно, такие полости возникают в результате более поздних послонных движений. Метасоматические пластовые рудные залежи в крыльях складок обычно связаны с каким-либо благоприятным горизонтом. Особенности, делающими эти горизонты «благоприятными», могут быть либо химический состав этих пород, либо своеобразие их структуры, степень и характер трещиноватости. Пространственное положение и «частота» трещин, очевидно, зависят от механических свойств породы и характера деформации, которую испытывал данный пласт в процессе складкообразования. С такими пластовыми залежами могут быть сопряжены короткие жилы, приуроченные к трещинам, возникающим в пластах во время складчатости.

Складки поперечного изгиба

Мы приводили выше некоторые примеры изогнутых структур, которые являются следствием поперечного изгиба. Из них собственно складками можно назвать лишь куполовидные складки платформенных областей, но и они обычно представлены только антиклинальными формами. Источник усилий, с которыми связаны такие складки, проблематичен.

Принципиально от этих складок не отличаются и те куполовидные структуры, генезис которых нам хорошо известен. Примерами таких складок могут служить вздутия над соляными штоками и изгибы кровли лакколлитов (рис. 5). Возникновение таких складок объясняется поперечным изгибом пластов под действием местных усилий, направленных снизу вверх, поскольку залегание тех же пород за пределами купола часто совершенно не нарушено. При образовании этих складок имеет место растяжение изгибаемых слоев и соответственно уменьшение их мощности.

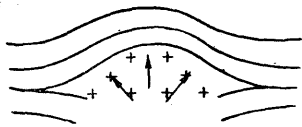


Рис. 5. Изгиб кровли лакколита (обозначен крестиками). Стрелки показывают направления местных усилий

Эти положения представляются как будто бесспорными, несмотря на то, что данные лабораторных испытаний показывают значительную хрупкость большинства пород и малую прочность их на разрыв. Очевидно, что в шарнирах складок рассматриваемого типа не только невозможно увеличение мощности слоев, но, напротив, должно происходить уменьшение их мощности. Этот признак и следует считать основным отличием таких складок от складок продольного изгиба.

Следствием поперечного изгиба являются также изгибы слоев (задирание их) около тектонических нарушений и флексуры, связанные с небольшими перемещениями соседних участков, еще не вызвавшими образования трещин. Возможно, что складки, обусловленные поперечным изгибом, встречаются также и в интрузивных породах. В частности, уча-

стие в складкообразовании крупных интрузивных тел, как будто установленное на Северном Кавказе (в Садонском районе), легче объяснить поперечным изгибом или скалыванием (Ажгирей, 1941).

2. Блокированные складки

Образование складок этого типа, встречающихся, по-видимому, довольно часто (М. А. Усов, 1940; В. А. Невский, 1949), обычно связывают также с изгибанием пород осадочной толщи, но при особых условиях, определяемых ограниченной возможностью межпластового скольжения пород. Такая обстановка может возникнуть в области, находящейся в стадии перехода от геосинклинальных условий к платформенным. Для этих условий характерно появление куполовидных складок и возникновение большого количества разломов различных порядков, нередко выполненных дайками интрузивных пород. Последние, пересекая осадочные толщи, как бы сшивают их и тем самым ограничивают возможность смещения одних пластов по отношению к соседним при изгибе. В некоторых случаях такую же роль могут играть и разломы, не выполненные интрузивными массами. Они образуют своеобразные упоры для пластов осадочной толщи, особенно если по другую сторону этих разломов распространены массивные породы.

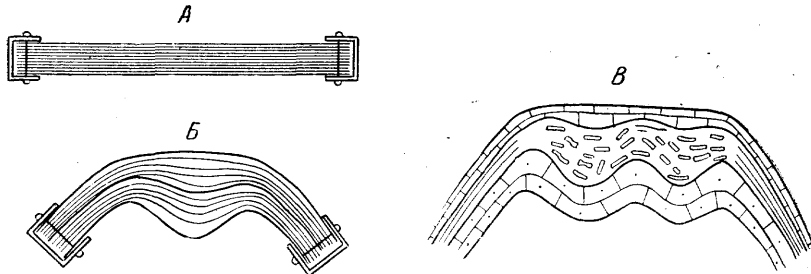


Рис. 6. Блокированные складки

А — первоначальное положение пластов; *Б* — простейший эксперимент, иллюстрирующий механизм образования блокированной складки; *В* — трехгорбая блокированная складка

В условиях ограниченной возможности межпластового скольжения изгиб осадочной толщи приводит к образованию сундучной антиклинальной складки, осложненной синклинальными прогибами. В последних широко проявляется расщепление пластов по слоистости и возникают участки приоткрывания. Этому процессу противодействует сопротивление вышележащих пород, что в конечном счете приводит к частичному раздавливанию более пластичных и к раздроблению более хрупких пластов.

Общим результатом такой деформации является наличие большого количества пустот приоткрывания в участках синклинальных осложнений. В связи с этим к последним на рудоносных площадях часто бывают приурочены рудные тела. Оруденение, связанное с блокированными складками, описано В. А. Невским (1949), изучавшим сурьмяно-ртутные месторождения Средней Азии.

Механизм образования блокированных складок грубо можно иллюстрировать простейшим экспериментом — изгибанием пачки полос бумаги, зажатых на концах (рис. 6, *А*). Как видно на рис. 6, *Б*, при этом образуется простая сундучная складка с расслоенным синклинальным осложнением. Ограничивая возможность расширения вверх, можно получить более сложные двух- и трехгорбые блокированные складки (рис. 6, *В*).

3. Диапировые складки

Складки этого типа могут возникнуть в результате дальнейшего развития куполовидных складок, образующихся в условиях поперечного изгиба. Ранее отмечалось, что при образовании последних уменьшается мощность пластов в сводовых частях, что и отличает эти складки от складок, возникающих при продольном изгибе. Такое уменьшение мощности связано с растяжением пластов вследствие перемещения вверх более пластичных (в данных условиях) масс под действием местных усилий, направленных снизу вверх. Это перемещение в дальнейшем может привести к протыканию пластичными породами вышележащей менее пластичной толщи.

Диапировые складки могут возникать при неравномерной нагрузке на пластичные породы. Такие условия особенно характерны для областей краевых частей платформ, где часто развиты куполовидные складки и нередко наблюдаются соляные купола и диапиры с ядром из каменной соли и гипса, сопровождающиеся пологими сбросами в породах вышележащих толщ. Однако, как правильно отметил В. В. Белоусов (1955), образование диапиров возможно и в достаточно интенсивно погружающихся субгеосинклиналях при наличии пластичных пород.

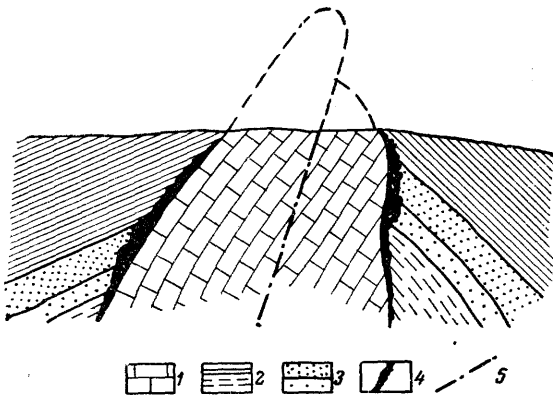


Рис. 7. Диапировая складка с оруденением, развившимся вдоль тектонических контактов
1 — известняки; 2 — сланцы; 3 — песчаники; 4 — руды; 5 — тектонические нарушения

Поднимающиеся пластичные породы приобретают сланцеватость, параллельную направлению движения. В направлении сланцеватости в дальнейшем могут произойти разрывы сплошности и образоваться отдельные блоки, поднимающиеся вверх с различной скоростью.

Диапировые складки имеют большое значение в локализации оруденения. Последнее развивается обычно вдоль тектонического контакта между вмещающими и «протыкающими» породами, а также по разломам, разделяющим последние на блоки (рис. 7).

4. Складки скалывания

Выше мы пытались объяснить способ образования складок волочения и связывали его со скольжением в пределах данного пласта. Но образование складок волочения связывать непосредственно с этим скольжением, т. е. со скалыванием, нельзя, так как в них прослой, определяющие форму самих складок, все же изогнуты в конечном счете путем поперечного изгиба.

При образовании складок скалывания изгибания слоев по-прежнему не происходит. Эти складки образуются в результате неоднородного

Роль пластичных пород могут играть известняки, которые в условиях достаточно большого давления приобретают способность течь. При своем движении вверх пластичные породы воздействуют на вышележащие, подвергая дроблению более хрупкие и образуя складки волочения в породах, способных к смятию. Характерно, что осевые плоскости этих мелких складок в отличие от складок волочения, возникающих при скольжении с изгибом, наклонены от осевой плоскости диапировой складки, что обусловлено механизмом ее образования.

скольжения пластин пород по системе плоскостей, расположенных под некоторым углом к слоистости. Такое ламинарное скольжение может возникнуть в весьма пластичных породах под воздействием небольших усилий или в твердых и прочных породах при больших давлениях и сопутствующем метаморфизме. В настоящее время можно считать доказанным существование складок скалывания в обоих упомянутых случаях.

Впервые складки скалывания были изучены в метаморфических породах; здесь они образуются вследствие скольжения по плоскостям сланцеватости. Если последние расположены под некоторым углом к слоистости пород, то при скольжении по сланцеватости слоистость будет деформирована путем микросдвигов. Если скорость скольжения (амплитуда смещений) остается более или менее одинаковой во всей толще, то залегание слоистости несколько изменится, но линии, первоначально прямые, останутся прямыми (рис. 8, А). Если же амплитуда относи-

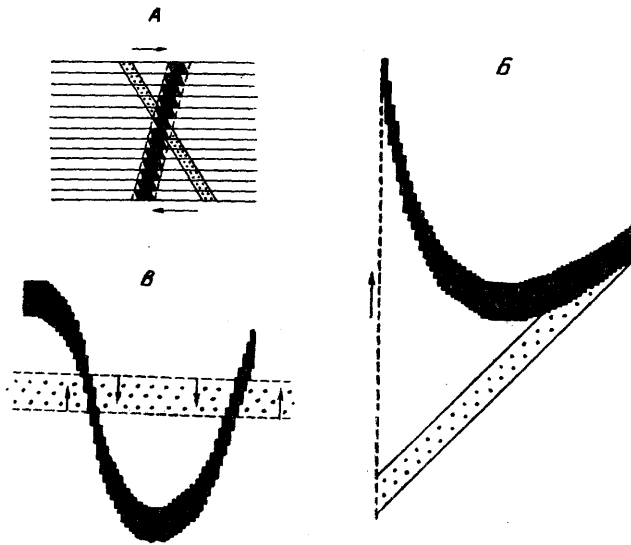


Рис. 8. Складки скалывания

А — поворот слоистости при скольжении по сланцеватости в метаморфизованных породах. Стрелками показано направление смещения. Контур с точками показывает положение пласта до деформации; черным изображен тот же пласт после деформации. В — изгибание пласта при скольжении с закономерно изменяющейся амплитудой смещения; обозначения те же, что и для А; В — изгибание пласта при ритмическом изменении амплитуды относительного скольжения; обозначения те же

тельного смещения закономерно изменяется, то слоистость, бывшая первоначально плоской, будет изогнута, и могут получиться формы, напоминающие складки (рис. 8, В). Такой тип неоднородной деформации, по-видимому, осуществляется в зонах расланцевания, связанных с крупными тектоническими нарушениями.

При ритмичном изменении амплитуды относительного скольжения могут получиться складки различной формы, весьма похожие на складки изгиба (рис. 8, В). Для них характерно увеличение видимой мощности всех пластов в шарнире; именно это изменение мощности является простейшим критерием, позволяющим отличать такие складки от складок продольного изгиба.

При рассмотрении последних мы видели, что в них изменение мощности различных пластов различное и зависит от механических свойств пород. В складках скалывания относительное увеличение мощности для всех пластов одинаковое. Следовательно, если во всех пластах данной складки обнаруживается одинаковое увеличение мощности в шарнире, то вероятнее всего мы имеем дело со складками скалывания. Если

же наряду со значительным увеличением мощности одних пластов другие мало изменяют свою мощность, то эта складка не может быть складкой скальвания. В сущности в складке скальвания никакого изменения мощности пластов не происходит, как не происходит и изгибания их. Если измерять мощность пластов параллельно плоскостям скольжения, то окажется, что она не изменилась. Особенно осторожно следует относиться к определению генетического типа тех складок, в которых наряду с существенным увеличением мощности слоев в шарнире хорошо выражена и сланцеватость, параллельная осевой плоскости складок.

Во всех случаях установленного участия в складчатости мощных тел более или менее однородных пород, например изверженных, генетический тип такой деформации заслуживает самого внимательного изучения. Изгибание таких тел при тангенциальных движениях представить себе трудно, а изгибы поперечные все же могут быть обусловлены скальванием. В метаморфизованных и рассланцованных толщах изгибание любых структурных элементов — слоистости, даек, жил и более древних стратиграфических и тектонических контактов может быть связано со скольжением по сланцеватости. В частности, складку скальвания установил на Белоусовском месторождении Н. Е. Галдин (1957).

ТРЕЩИННЫЕ СТРУКТУРЫ

1. Трещины, как элементы структуры месторождений

Известно, что залегание и форма многих эндогенных рудных тел обнаруживают тесную связь со степенью и характером трещиноватости вмещающих пород. Протяженность и другие особенности таких трещин в значительной степени определяют размеры и форму соответствующих жил.

В равной мере очевидно, что необходимым условием образования рудных тел, представляющих собой штокверк тонких прожилков, является соответствующая трещиноватость вмещающих пород. Содержание в таких рудах полезных компонентов, т. е. качество руд, в значительной мере определяется частотой и характером трещинок, выполненных рудой. Преимущественное залегание таких прожилков должно учитываться при разведке и при опробовании месторождений.

Метасоматические рудные тела, замещающие какие-либо «благоприятные» породы, образуются только там, где в последние могли проникнуть рудоносные растворы; подводными каналами для них являются чаще всего какие-нибудь трещины. Сама «благоприятность» этих пород часто определяется не столько особенностями их литологического состава, сколько степенью их трещиноватости во время проникновения рудоносных растворов.

Распределение в рудных телах различных сортов руд, так называемых рудных столбов, руд бедных и богатых также определяется обычно трещиноватостью, возникшей во вмещающих породах и в ранее образовавшейся жиле. Поэтому изучение закономерностей распределения в рудном теле полезных и вредных компонентов тесно связано с изучением тех внутриминерализационных движений, которые обусловили образование этой трещиноватости.

Весьма часто мы имеем дело с трещинами, по которым происходили смещения уже после образования рудных тел. Такая послерудная трещинная тектоника может сильно затруднить выяснение общих перспектив месторождений и их разведку.

Наконец, изучение гидрогеологического режима месторождения, определение устойчивости горных выработок, эффективности взрывных работ и решение ряда других горнотехнических вопросов требуют знания характера трещиноватости пород.

2. Генетические типы трещин в горных породах

В естественных и искусственных обнажениях можно видеть, что горные породы расчленены системой трещин на отдельные блоки. Уже давно отмечалась параллельная и матрацевидная отдельность в гранитах, столбчатая отдельность в базальтах, плитчатая или иная отдельность в осадочных породах, и обращалось внимание на закономерное расположение таких трещин в пространстве.

Естественно возникло желание объяснить причины образования этих трещин. Образование столбчатой отдельности в лавах и ее закономерное расположение относительно поверхности потоков объясняется довольно просто, как следствие сокращения объема пород при остывании.

Таким же образом может быть истолкована трещиноватость и в лужавых изверженных породах, а также в породах осадочных, поскольку и они претерпевают уплотнение и сокращение объема в процессе диагенеза и последующих изменений. Такая трещиноватость может быть названа эндогенной. Расположение этих трещин в пространстве должно быть тесно связано с элементами первичного залегания пород.

Наряду с такими трещинами, имеющими обычно сравнительно небольшую протяженность, порядка нескольких метров или десятков метров, известны трещины, часто прослеживающиеся в плане на сотни и тысячи метров. По многим из них установлены более или менее значительные перемещения соседних блоков. Нет сомнения, что образование их связано с тектоническими движениями, поэтому их можно назвать тектоническими. Среди них по положению в пространстве и по характеру перемещений различают сбросы, надвиги (либо взбросы) и сдвиги. Сбросы связывают генетически с движениями вертикальными, надвиги и сдвиги — со складчатостью.

Однако, если тектонические движения приводили к возникновению крупных трещин и вызывали перемещения по ним, то они должны были вызывать образование и более мелких трещин, следовательно, некоторая часть из трещин, названных выше трещинами отдельности, является не эндогенными, а также тектоническими. Действительно, многие из них проходят параллельно крупным тектоническим нарушениям или обнаруживают другую закономерную связь с ними. В двадцатых годах преимущественно Г. Клоос и его ученики показали, что и во многих интрузивных телах, главным образом в гранитах, так называемые трещины отдельности являются в сущности также тектоническими.

Конечно, нельзя отрицать того, что при охлаждении интрузива в нем возникают внутренние напряжения, которые должны привести к образованию контракционных трещин, но если в то же время данное интрузивное тело подвергается воздействию тектонических сил, то положение в пространстве образующихся трещин будет отражать в основном пространственную ориентировку этих сил. Таковыми могут быть силы, вызывающие тангенциальные движения и складчатость во вмещающих породах, или силы, обусловленные продолжающимся процессом внедрения магмы в еще не затвердевшей части данной магматической массы.

Трещиноватость в породах метаморфизованных также можно считать в основном тектонической, так как в процессе перекристаллизации этих пород имевшаяся в них эндогенная трещиноватость могла быть полностью залечена. В результате сложилось мнение, что все трещины в породах складчатых зон являются тектоническими, и возможность наличия в них трещин эндогенных игнорировалась почти совершенно.

Наконец, в выходах изверженных и других пород были подмечены трещины, в общем параллельные современной земной поверхности, весьма пологие, почти горизонтальные или отражающие особенности рельефа. Образование их, по-видимому, следует связывать с уменьшением на-

грузки вследствие эрозии, с колебаниями температуры или с воздействием других агентов, действующих на поверхности земли. Такие трещины можно назвать экзогенными.

Краткий обзор возможных причин образования трещин в горных породах показывает, что следует различать трещины эндогенные, тектонические и экзогенные. Трещины эндогенные и экзогенные образуются при различных условиях. Однако общим для них является то, что возникновение тех и других не связано с тектоническими процессами. Поэтому они могут быть объединены под общим названием «трещин нетектонических». Необходимость такой генетической классификации трещин очевидна, но возникает вопрос, как ее осуществить, т. е. как отличить одни от других трещины этих генетических типов.

Выше в качестве несомненно тектонических мы отметили крупные трещины, по которым происходили смещения соседних блоков. Такие трещины, как правило, немногочисленны. Но среди трещин мелких, которые мы видим в любом обнажении, могут быть представлены трещины каждой из этих генетических групп, и каких-либо отчетливых морфологических признаков, позволяющих отличать их одни от других, мы не имеем.

Остается единственная возможность — использовать для этого закономерности положения трещин в пространстве. На этом основании иногда удается выделить трещины экзогенные, поскольку они более или менее параллельны поверхности земли в данном месте, например поверхности склона. Выше мы отмечали, что в некоторых метаморфизованных породах, например в мраморизованных известняках, можно с достаточной вероятностью исключить из рассмотрения трещины эндогенные, но такие случаи сравнительно редки.

Трещины тектонические могут быть выделены как таковые на основании закономерного сочетания их с другими тектоническими элементами — складками и тектоническими нарушениями. Однако такую связь редко удается подметить в отдельных обнажениях, необходимо изучить структуру и трещинную тектонику довольно большого участка и знать закономерности сочетания мелкой трещиноватости с более крупными структурными элементами.

3. Некоторые закономерности сочетания тектонических трещин

Трещины тектонические являются результатом деформации горных пород, поэтому при попытке интерпретации тех закономерностей их сочетания, которые наблюдаются в природе, естественно обратиться к данным, полученным при лабораторных испытаниях прочности различных материалов. Известно, что при раздавливании под прессом кубиков хрупких материалов — цемента или природных горных пород — разрушение их выражается в образовании четырех серий трещин, расположенных примерно по диагоналям кубика. По этим трещинам неизменно наблюдаются смещения, как показано на рис. 9, А стрелками. Угол между двумя сериями трещин на боковых гранях кубика, открытый в сторону пластин пресса, оказывается во всех материалах острым.

При испытании на разрыв металлических стержней удлинение их сопровождается поперечным сжатием. При этом на полированной поверхности образцов вначале появляется штриховка (линии Чернова — Людерса), расположенная примерно так же, как трещины в хрупких материалах. Эти линии представляют собой следы поверхностей, по которым происходит смещение соседних участков, аналогично тому как и по трещинам в разрушающемся кубике.

Несмотря на бесчисленное количество подобных экспериментов, сходство их результатов и кажущуюся простоту явлений, теоретическое

объяснение непосредственных причин, вызывающих образование этих трещин, оказывается очень трудной задачей. В сопротивлении материалов они истолковываются часто как непосредственное следствие скалывающих напряжений, возникающих в материале при данном способе приложения внешних сил.

Действительно, давление на две противоположные грани кубика (верхнюю и нижнюю), условно показанное на рис. 9, Б двумя стрелками, может быть разложено в любой плоскости, пересекающей кубик на две составляющих, из которых одна перпендикулярна к данной плоскости (нормальная составляющая), другая параллельна ей (тангенциальная составляющая). Тангенциальные составляющие стремятся сдвинуть соседние блоки именно таким образом, как это наблюдается при экспериментах. Предполагается, что непосредственной причиной возникновения рассмотренных выше трещин являются также скалывающие напряжения, и поэтому эти трещины могут быть названы трещинами скалывания. Нормальные составляющие взаимно уравновешиваются, а при образовании трещин скалывания они будут плотно сжимать стенки этих трещин.

Очевидно, что такое разложение напряжений возможно в плоскости, проведенной под любым углом к линии, вдоль которой сжимается кубик. Но столь же очевидно, что в плоскостях, имеющих разный наклон, величина скалывающих и нормальных напряжений будет различной. Представляется вероятным, что в однородном материале трещины возникнут скорее всего по таким плоскостям, в которых скалывающие напряжения достигают максимального значения.

Это имеет место на плоскостях, точно совпадающих с диагоналями кубика, т. е. расположенных под углом 45° к линии давления и, следовательно, угол между двумя сериями таких трещин скалывания должен быть всегда прямым. Однако, как мы упоминали выше, в действительности этот угол оказывается всегда острым.

Такое несоответствие результатов теоретического рассмотрения и фактов устраняется, если учесть, что величина скалывающих напряжений является не единственным фактором, определяющим положение плоскостей, по которым возникают трещины, а имеют значение также и нормальные напряжения, действующие в этих плоскостях. Такая зависимость положения плоскостей, по которым возникает разрушение тела (образование трещин скалывания), от величины как скалывающих, так и нормальных напряжений, устанавливается гипотезой Мора.

При рассмотрении любого геологического тела необходимо помнить, что оно находится среди других пород, которые оказывают на него то или иное воздействие, и, в частности, любая деформация этого тела вызовет реакции со стороны среды. Пусть мы имеем некоторое тело, на которое со всех сторон воздействуют силы, различные по величине (рис. 10). Если выделить в этом теле бесконечно малую частицу, то через нее можно будет провести три взаимно перпендикулярные плоскости, в которых в общем случае имеются только нормальные напряжения и от-

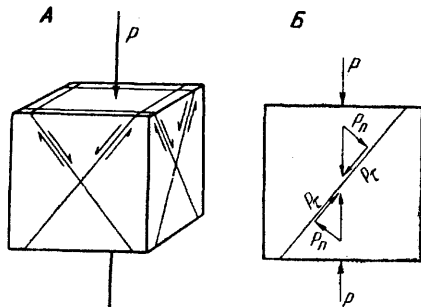


Рис. 9. Хрупкая деформация кубика при сжатии

А — системы диагональных трещин со смещением, образующихся при раздавливании; P — направление сжимающих усилий (маленькие стрелки показывают направления относительных смещений по трещинам); Б — динамика процесса формирования трещин со смещением, возникающих при раздавливании; P — давление на противоположные грани кубика; P_n — нормальная составляющая, P_t — тангенциальная составляющая

сутствуют скальвающие. Линии пересечения этих плоскостей дают нам прямоугольную систему координат, нормальные напряжения, соответствующие им, называются «главными». В любых других плоскостях имеются как нормальные, так и скальвающие напряжения.

В общем случае главные напряжения не равны по величине. Принято называть наибольшее напряжение σ_1 , среднее по величине σ_2 и наименьшее σ_3 , считая при этом растягивающие напряжения положительными, а сжимающие — отрицательными. В нашем примере на рис. 10 все главные напряжения являются сжимающими, т. е. алгебраически отрицательными. Поэтому наибольшее из них должно быть обозначено как σ_3 , а наименьшее как σ_1 .

Согласно гипотезе Мора, если такое напряженное состояние приводит к возникновению трещин скальвания, то они будут расположены

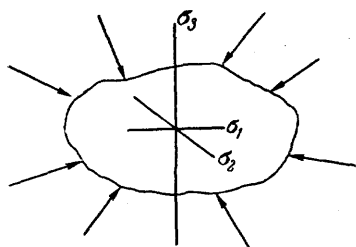


Рис. 10. Главные нормальные напряжения, возникающие в теле под воздействием на него различных по величине сил. Сжимающие напряжения: σ_3 — наибольшее; σ_2 — среднее и σ_1 — наименьшее

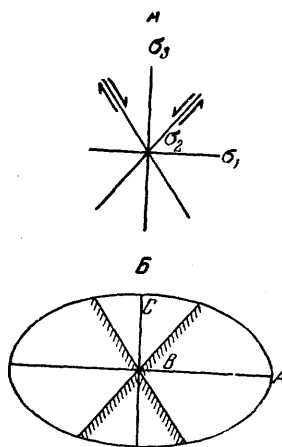


Рис. 11. Положение главных осей напряжения и эллипсоида деформации

A — оси главных напряжений σ_1 , σ_2 , σ_3 и соответствующие им, трещины скальвания; B — положение эллипсоида деформации, соответствующее такому напряженному состоянию и расположение в нем трещин (оттенены штриховкой)

по отношению к главным осям деформации так, как показано на рис. 11, A .

При рассмотрении закономерностей в расположении трещин мы можем, основываясь на этой схеме, пытаться выяснить, как были расположены в пространстве главные напряжения соответствующей деформации. При наличии двух серий трещин скальвания, пересекающихся под острым углом, представляется вероятным, что они являются элементами одного акта деформации. Тогда линию их пересечения можно принять за положение главного напряжения σ_2 , а напряжения σ_1 и σ_3 будут соответственно биссектрисами тупого и острого двугранных углов между трещинами, перпендикулярными к линии их пересечения, т. е. к σ_2 .

Такой вывод позволяет указать в порядке прогноза, каковы должны быть относительные смещения по этим трещинам, что во многих случаях очень важно. Однако угол, под которым пересекаются эти трещины, может оказаться столь близким к прямому, что уверенное определение положения главных напряжений σ_1 и σ_3 окажется невозможным. В таких случаях относительные смещения по трещинам могут быть единственным основанием для того или иного решения этого вопроса.

В сущности все основные закономерности в расположении трещин и других структурных элементов могут быть выражены путем указания, какое положение в пространстве имела в данном месте прямоугольная система главных напряжений. Однако поскольку об этих напряжениях мы можем судить только на основании тех или иных особенностей структуры, т. е. результатов деформации, удобнее обобщать данные, полученные при изучении структуры, в виде определенных закономерностей самих деформаций. Для этого в структурной геологии обычно используют понятие об эллипсоиде деформации.

Под эллипсоидом деформации понимают тот эллипсоид, в который превращается в результате однородной упругой деформации шар, мысленно вписанный в данное тело до деформации.

Поскольку горные породы способны лишь к весьма незначительному упругому изменению формы, предшествующему разрушению, эллипсоид деформации будет мало отличаться от шара. Такой эллипсоид не может быть наглядным изображением основных закономерностей деформации. Поэтому его обычно изображают в сильно утрированном виде так, чтобы различие длин его осей было представлено вполне отчетливо. При этом длинную ось такого эллипсоида принято обозначать буквой A среднюю B и короткую C (рис. 11, B).

Оси такого эллипсоида могут быть сопоставлены с главными напряжениями, вызвавшими соответствующую деформацию. Тогда будем иметь совпадение в пространстве оси A эллипсоида с σ_1 , оси B с σ_2 и оси C с σ_3 .

Трещины скалывания, которые могут возникнуть при разрушении этого тела, будут расположены так, как показано на рис. 11, т. е. линией их пересечения будет ось B эллипсоида, а ось C будет биссектрисой острого угла между этими трещинами.

Теоретически трещины скалывания всегда должны быть представлены двумя равноценными сериями, но в природных условиях эти две серии часто выражены различно, вплоть до таких случаев, когда имеется только одна серия таких трещин. По-видимому, чаще всего это связано с тем, что горные породы обладают некоторой «анизотропией» механических свойств.

Наряду с трещинами скалывания часто встречаются трещины, закономерно сопряженные с ними, но имеющие другое положение в пространстве, а следовательно, и по отношению к осям эллипсоида деформации. Существование таких трещин было отмечено геологами уже давно, позже они были получены и экспериментально.

Если при раздавливании кубика хрупкого вещества под прессом грани этого кубика будут отшлифованы и смазаны маслом, или между кубиком и пластинами пресса будет проложена свинцовая прокладка, то кубик разрушается с образованием серии трещин, перпендикулярных пластинам пресса, т. е. параллельных оси сжатия (рис. 12). При этом прочность большинства горных пород при таких условиях испытания оказывается в несколько раз меньше, чем при условиях, приводящих к образованию трещин скалывания. Причины образования таких трещин выяснены недостаточно. Скорее всего они являются следствием расклинивания, связанного с пластическим или упругим смещением материала по плоскостям скалывания.

В эллипсоиде деформации такие трещины должны быть расположе-

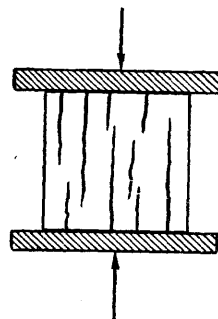


Рис. 12. Трещины отрыва в деформированном кубике хрупкого вещества. Стрелки показывают направление действующих усилий

ны параллельно плоскости $C-B$, т. е. перпендикулярно к его длинной оси A . Их можно назвать трещинами отрыва¹.

Наличие таких трещин может помочь при решении вопроса о положении в пространстве эллипсоида деформации, но прежде всего необходимо уметь отличать их от трещин скалывания. Во многих случаях трещины скалывания и трещины отрыва удается различать и определять на основании следующих признаков.

Типичные трещины скалывания обычно более или менее прямолинейны и выдерживаются на значительном протяжении в плане и в разрезе. Плоскости их в соответствии со способом их образования сглажены или представлены зеркалами скольжения, нередко фиксируются измеримые смещения соседних блоков. Если к таким трещинам приурочены жилы или дайки, то они имеют форму пластин более или менее постоянной мощности. Трещины отрыва редко имеют значительную протяженность, поверхность их, как правило, неровная, и выступам на одной стенке соответствуют углубления на противоположной стенке, что свидетельствует об отсутствии смещений соседних блоков в плоскости трещин. Такие трещины часто бывают зияющими, жилы, приуроченные к ним, имеют неправильную форму. Трещины обоих указанных типов отличаются один от других особенно отчетливо в породах неоднородных, например в конгломератах, в которых прочность галек и цемента существенно различна (рис. 13). В однородных мелкозернистых породах различить их часто довольно трудно.

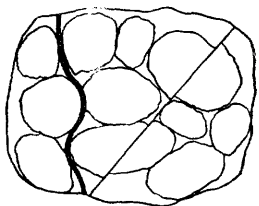


Рис. 13. Трещина отрыва (жирная кривая линия) и трещина скалывания (тонкая прямая линия) в конгломерате

Теперь, обобщая все, что было сказано выше, мы можем представить себе общие закономерности относительного расположения тектонических трещин, связанных с одним актом деформации, в виде схемы (см. рис. 11), но должны дополнить ее трещинами отрыва. На рис. 11, A они будут параллельны σ_3 и перпендикулярны к σ_1 , а на рис. 11, B они должны быть расположены параллельно оси C эллипсоида деформации и перпендикулярно к оси A .

При изучении трещинной тектоники какого-либо участка следует иметь в виду эту схему. В каждом конкретном случае разные элементы ее могут быть выражены более или менее отчетливо, но положение в пространстве эллипсоида деформации часто удается установить и в тех случаях, когда представлены не все трещины этой схемы. Для этого как будто достаточно сочетания двух серий трещин скалывания, пересекающихся под острым углом, сочетания одной серии трещин скалывания с трещинами отрыва, даже только одних трещин отрыва или одной серии трещин скалывания при известном направлении относительного перемещения по ним.

Все же для уверенного решения этого вопроса необходимо стремить-

¹ Отметим, что до недавнего времени такие трещины в нашей геологической литературе именовались почти исключительно трещинами «разрыва». Однако в технической литературе они, так же как и те трещины, которые образуются при растяжении образцов, по которым одна часть образца отрывается от другой, получили название трещин отрыва. Хотя по способу образования трещины отрыва, образующиеся при растяжении образцов, едва ли тождественны тем, которые мы здесь рассматривали, но, может быть, целесообразно называть их также трещинами отрыва, а слово «разрыв» использовать в геологии как термин для обозначения тектонических «разрывов сплошности», т. е. как синоним длинного, а потому неудобного термина «тектоническое нарушение». Нам кажется, что необходимость в таком кратком термине, обозначающем любое тектоническое нарушение без более точного определения его характера (сброс, надвиг и т. п.) давно ощущается. В английском языке такой термин существует (fault), его следовало бы иметь и в русской геологической литературе. Думается, что в качестве такового можно было бы использовать слово «разрыв». Для обозначения крупных тектонических разрывов в геологической литературе на русском языке нередко применяется термин «разлом». (А. П.)

ся к установлению возможно большего числа признаков, подтверждающих предполагаемое положение в пространстве эллипсоида деформации, и при целеустремленном изучении это обычно удается. Такое обобщение данных, полученных в результате изучения трещинной тектоники месторождения, в виде определенного положения в пространстве эллипсоида деформации может оказаться полезным при решении целого ряда вопросов.

Прежде всего эта схема может служить основанием для отнесения определенных серий трещин к генетической группе тектонических. Она позволяет дать обобщенную характеристику соответствующих трещин, что может представлять интерес при решении гидрогеологических, инженерно-геологических и горно-технических вопросов. В некоторых случаях она может служить основанием для того или иного направления разведочных работ.

Так, например, если прослеживаемое рудное тело оказывается смещенным по какой-либо трещине, то возникает необходимость отыскания его смещенной части. Если это нарушение по положению в пространстве соответствует одной из трещин скалывания, являющейся элементом приведенной схемы (т. е. эллипсоида деформации), то можно высказать определенный прогноз о направлении, в котором следует искать продолжение рудного тела (рис. 14). Такой подход к решению этого вопроса, конечно, не может служить основанием для игнорирования других признаков направления относительного смещения, которые могут быть получены при изучении самого нарушения (см. ниже).

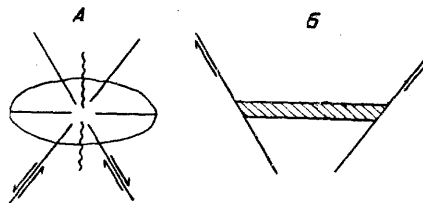


Рис. 14. Использование представления об эллипсоиде деформации для поисков смещенных частей рудных тел

А — ориентировка эллипсоида деформации, установленная по данным изучения трещинной тектоники месторождения и, в частности, по положению трещин отрыва (волнистая линия). Тонкими линиями показано положение трещин скалывания, соответствующих такой ориентировке эллипсоида деформации, а стрелками — установленное или предполагаемое направление относительного смещения по ним. Б — план месторождения, рудное тело которого (заштриховано) с обеих сторон ограничено по простиранию тектоническими нарушениями (тонкие линии). По своему положению в пространстве они совпадают с трещинами скалывания схемы А, поэтому наиболее вероятно, что рудное тело смещено по нарушениям в направлении, показанном стрелками.

4. Закономерности сочетания трещин со складчатостью

Складчатость, выражающуюся в изгибании или иногда в сложном смятии пород, нельзя, конечно, считать деформацией однородной, и действительно, мелкая трещиноватость, возникающая при складчатости, оказывается обычно сложной и не укладывается в рассмотренную выше простую схему. Однако давно известно, что залегание крупных тектонических трещин, надвигов и сдвигов закономерно сопряжено с простиранием складчатости. Такие крупные трещины являются элементами структуры больших участков земной коры, которые можно рассматривать как в известной степени статистически однородные.

Независимо от того, какие процессы приводят к образованию линейной складчатости, движения, происходящие при этом, свидетельствуют о сокращении горизонтального протяжения данного участка земной коры вкрест простирания возникающих складок. Поэтому можно считать, что короткая ось С эллипсоида деформации ориентирована примерно горизонтально и перпендикулярно к простиранию складчатости. В то же время известно, что при образовании складчатости происходит общее утолщение земной коры в этом месте, об этом же свидетельствует общая форма каждого пласта до и после образования складки. Можно, следовательно, принять, что длинная ось эллипсоида деформации А ориентирована вертикально.

Если такие соображения верны, то средняя ось B эллипсоида должна быть расположена горизонтально и параллельно простиранию складчатости. Действительно, значительного удлинения или укорочения по простиранию складчатости как будто не наблюдается. Общее признание этого положения можно видеть в том, что разрезы, имеющие целью показать основные особенности складчатой структуры, строятся обычно вкрест простирания складок. Следовательно, именно эти вертикальные плоскости, перпендикулярные к простиранию, считаются главными плоскостями деформации; последняя рассматривается в сущности как плоская, так как изменения, происходящие по простиранию, т. е. вдоль средней оси B эллипсоида, игнорируются.

Таким образом, мы вправе принять, что в процессе складкообразования общая деформация характеризуется эллипсоидом, имеющим такое положение, как показано на рис. 15. Если в результате такой деформации образуются также и трещины скалывания, то они будут по своему

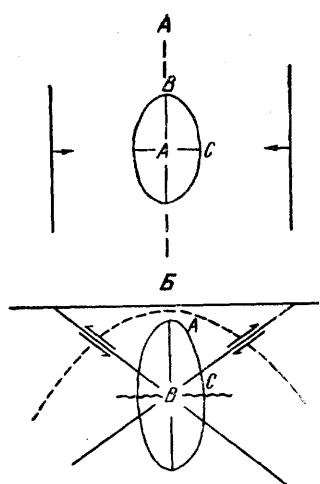


Рис. 15. Положение эллипсоида деформации при складкообразовании и ориентировка сопряженных со складчатостью трещин первого плана деформации A — план; стрелками показано направление падения трещин скалывания; B — разрез; пунктиром схематически показано положение складки; волнистой линией — трещины отрыва; стрелками — направления смещений по трещинам скалывания

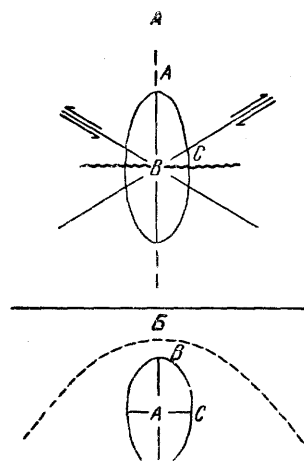


Рис. 16. Положение эллипсоида деформации при складкообразовании и ориентировка сопряженных со складчатостью трещин второго плана деформации

A — план; стрелками показано направление смещений по трещинам скалывания; волнистой линией — трещины отрыва; B — разрез; пунктиром схематически показано положение складки

залеганию и по характеру перемещений по ним соответствовать надвигам. Если образуются также и трещины отрыва, то они будут горизонтальными. Лишь немногие из них будут зафиксированы при картировании, так как показать их на карте трудно.

Казалось бы, никаких других трещин, сопряженных со складчатостью, быть не должно. Однако они имеются. Во многих складчатых зонах отмечены крупные вертикальные трещины и зоны, по которым происходили перемещения существенно горизонтальные — сдвиги. Известны также трещины вертикальные, перпендикулярные к простиранию складчатости. Такого сочетания трещин, если их связывать с одним актом деформации, достаточно для определения положения эллипсоида деформации. Последний нужно считать ориентированным так, что длинная ось его A горизонтальна и параллельна простиранию складчатости, средняя вертикальна, а короткая, как и раньше, перпендикулярна к простиранию складчатости (рис. 16). Если принять такую схему, то сме-

шения по сдвигам должны происходить в направлении, показанном на рис. 16 стрелками.

Объяснить такую ориентировку общего плана этой деформации (эллипсоида деформации) не так просто. Ориентировка этого эллипсоида отличается от ориентировки первого эллипсоида, с которым мы связывали образование надвигов, тем, что оси *A* и *B* повернуты вокруг оси *C* на 90° . Первое положение эллипсоида Б. Зандер (1930, 1956) обозначил как план 1, второе положение — как план 2 и взаимоотношение их выразил как $B_1 \perp B_2$, имея в виду поворот оси B_2 второго эллипсоида на 90° по отношению к оси B_1 первого эллипсоида.

Поскольку ось *C* не изменила своего положения в пространстве, следует думать, что эта деформация обусловлена теми же боковыми сжимающими усилиями, которые привели к образованию складчатости. Положение оси *A*, параллельное простиранию складчатости, можно истолковать только как выражение того, что на данном этапе основное удлинение происходит именно в этом направлении. Впрочем, образование трещин не свидетельствует о существенном удлинении или укорочении, а лишь о соответствующем соотношении удлинений в разных направлениях.

Мы отмечали выше, что многие геологи, строя разрезы вкрест простирания, часто предполагают, что деформации по простиранию складчатости не происходит. По-видимому, это неверно. Есть много данных, указывающих на то, что и в этом направлении имеют место удлинения, хотя и значительно меньшие, чем по вертикали. Так, например, известно, что оси многих складок изогнуты в плане дугообразно, обычное представление представляет собой изогнутость осей складок в вертикальной плоскости, следствием чего является «замыкание» складок на картах. Описаны случаи развальцевания галек конгломератов с превращением их в сигарообразные тела, удлиненные по простиранию, и тому подобное.

Едва ли может вызвать серьезные возражения и то, что этот второй план деформации оказывается как бы наложенным на первый, т. е. является более поздним этапом деформации, сопряженной со складчатостью. Образование линейных складок несомненно указывает, что в вертикальном направлении сопротивления были минимальными, но весьма вероятно, что по мере формирования складок дальнейшее развитие такой деформации постепенно затруднялось. Это видно хотя бы из того, что пласты, изогнутые до положения складки изоклиальной, с вертикальной осевой плоскостью, не могли быть изогнуты больше (рис. 17). Возможно, что при достаточной интенсивности продолжающихся боковых усилий породы «потекут», раздаваясь в стороны по простиранию складки или будет осуществляться удлинение в этом направлении путем образования трещин скалывания и соответствующих смещений по ним.

Принимая такое толкование деформации при складчатости, мы можем свести трещины, отвечающие обоим этапам, в одну схему (рис. 18)

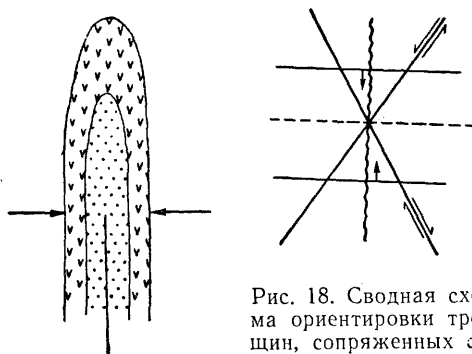


Рис. 17. Изоклиальная складка как предельная форма складчатости по первому плану деформации. Стрелки показывают направления боковых усилий

Рис. 18. Сводная схема ориентировки трещин, сопряженных со складчатостью, и направления смещений по ним. Пунктиром показано простирание осей складок, прямыми линиями — трещины скалывания, волнистой линией — трещина отрыва, стрелками — направления смещений

и думаем, что ее нужно иметь в виду как при мелкомасштабном, так и при крупномасштабном картировании. Конечно, эта схема подлежит проверке при дальнейших исследованиях, но и сейчас она позволяет высказать суждение о вероятном направлении относительных движений по трещинам (по тектоническим нарушениям), имеющим определенное залегание по отношению к простирацию складчатости.

Отметим также, что хотя выше речь шла о трещинах, по своему масштабу соизмеримых с большими участками складчатых зон, но отнюдь не исключено, и даже весьма вероятно, что многие сравнительно небольшие трещины имеют такое же происхождение. Многие рудные жилы, поперечные к складчатости, приурочены, вероятно, к трещинам отрыва, что позволяет оценить, опять-таки в порядке прогноза, их общую форму и поведение по простирацию и на глубину.

5. Тектонические трещины второго порядка

Выше мы рассмотрели закономерности сочетания крупных трещин, непосредственно связанных с теми деформациями, которые выражаются в образовании складчатости, и отметили, что многие трещины более мелкого масштаба могут также оказаться элементами этих деформаций. Однако, вероятно, большинство мелких трещин, которые мы видим в горных породах складчатых зон, связаны с этими движениями не непосредственно, а косвенно.

Известно, что при образовании каждой отдельной складки изгибание слоев сопровождается относительным смещением одних слоев по другим (см. рис. 2, А). В отдельных слоях, в которых такое дифференциальное скольжение невозможно или затруднено, должны возникнуть

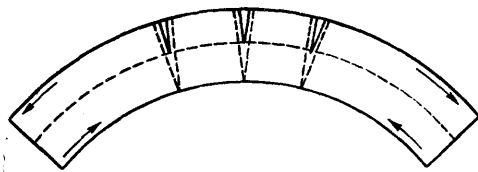


Рис. 19. Образование трещин отрыва в сводовых частях складок. Пунктиром показана нейтральная линия, не подвергающаяся удлинению или укорочению, стрелками — направления относительных смещений пластов

внутренние напряжения, растягивающие на внешней стороне дугообразно изогнутого слоя и сжимающие на внутренней (рис. 19). Нейтральная линия, располагающаяся внутри такого слоя горной породы, не подвергается ни удлинению, ни укорочению.

Поскольку прочность горных пород на разрыв сравнительно невелика, растягивающие напряжения могут привести к образованию трещин отрыва во внешней, более мощной части слоя.

Трещины расположатся перпендикулярно к поверхности слоя, будут зияющими около его верхней границы и должны затухать к средней линии слоя. Однако образование таких трещин во внешней части слоя позволяет рассматривать его внутреннюю часть как самостоятельный слой, во внешней части которого теперь могут возникнуть растягивающие напряжения и, следовательно, могут образоваться трещины отрыва. Вероятнее всего трещины, образовавшиеся вначале, будут продолжаться и в этой части слоя. Продолжая рассуждение, мы приходим к выводу, что трещины отрыва могут пересечь слой по всей его мощности. Такие трещины, параллельные простирацию осей складок и перпендикулярные к залеганию слоев, встречаются действительно довольно часто, особенно в сводовых частях складок.

Наряду с образованием этих трещин в некоторых слоях должно происходить и скольжение одних слоев по отношению к другим в направлении, показанном стрелками на рис. 2, А. Поскольку такое проскальзывание сопровождается значительным трением, каждый слой, особенно на его границе с соседним, подвергается деформирующим уси-

лиям, имеющим характер усилия косою по отношению к внешним ограничениям слоя, т. е. некоторого сочетания сдвига и сжатия.

Примерно такой же характер имеет, по-видимому, и деформация пород в непосредственной близости от тектонических нарушений, по которым происходят смещения соседних блоков. Деформацией, которой будут подвергаться эти породы, можно представить, приняв, что соседние участки, разделенные плоскостью нарушения, стремятся сместиться в противоположные стороны, чему препятствует трение на границах этих участков. До возникновения смещения по границе деформация квадрата, мысленно выделенного в поперечном сечении каждого из этих блоков, может быть упрощенно (без учета тех сил, которые прижимают эти блоки друг к другу) названа сдвигом.

При способности материала к значительной упругой деформации эти квадратики были бы деформированы в ромбы в соответствии со схемой, изображенной на рис. 20. Если бы в квадратик до деформации был вписан круг, то он перешел бы в эллипс, длинная ось *A* которого была бы параллельна длинной диагонали ромба.

Так как величина упругой деформации горных пород до разрушения весьма невелика, то скашивание квадратика будет незначительным, и эллипс почти не будет отличаться от круга. Следовательно, длинная ось этого эллипса будет практически совпадать с диагональю квадрата, имеющей «северо-восточное простирание». Если в результате деформации образуются трещины отрыва, то они будут перпендикулярны к этой диагонали, т. е. будут иметь «северо-западное простирание».

Такие трещины отрыва будут расположены по обе стороны от плоскости скольжения одинаково и будут составлять с ней угол около 45° , открытый в сторону, противоположную направлению движения соответствующего блока.

Эта закономерность может быть использована для определения направления относительного перемещения по тектоническим нарушениям. Нарушения, около которых имеются такие трещины отрыва, были названы в свое время Г. Клоосом оперенными, а сами трещины отрыва — трещинами оперения.

Легко видеть, что трещины отрыва могут возникнуть и в слоях, участвующих в образовании складки в результате проскальзывания соседних слоев по отношению друг к другу.

Во многих работах отмечается существование таких трещин отрыва в складчатых толщах, еще чаще упоминаются трещины отрыва, сопряженные с тектоническими нарушениями. Во многих случаях по сочетанию последних с «оперяющими» их трещинами делались правильные выводы о направлениях относительных перемещений. Но в описаниях некоторых нарушений можно встретить также указания, что около них, наряду с трещинами отрыва или без них, встречаются трещины, которые по своим морфологическим особенностям скорее отвечают трещинам скалывания. Иногда и такие трещины, если они расположены под острым углом к основному разрыву, относят к категории «оперяющих». Кроме того, известно, что многие разрывы (преимущественно надвиги и сдвиги) представлены не одной плоскостью, а зоной, в преде-

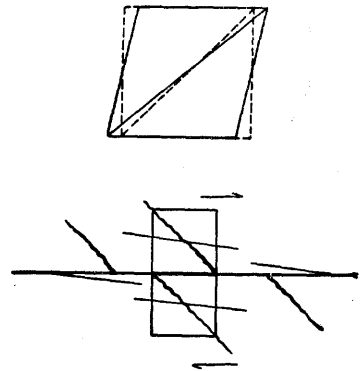


Рис. 20. Механизм образования оперяющих трещин отрыва (волнистые линии) и скалывания (тонкие прямые линии) при относительном смещении блоков пород вдоль плоскости скольжения; направления смещений показаны стрелками

лах которой имеется целая серия более или менее параллельных трещин, по которым происходили смещения.

Известно много примеров, когда породы, прилегающие к нарушению, оказываются рассланцованными, и эта сланцеватость затухает по мере удаления от него. Словом, нет сомнения, что в породах, прилегающих к нарушениям, могут возникнуть и трещины скалывания и даже дифференциальные скалывающие движения, приводящие к образованию сланцеватости, более или менее параллельной поверхности основного разрыва.

Поскольку, как мы говорили выше, при любом напряженном состоянии имеются две серии плоскостей максимальных скалывающих напряжений, то вполне вероятно образование и двух серий трещин скалывания. Однако наметить «теоретически», пользуясь простой схемой, которую мы рассмотрели выше, закономерности пространственного сочетания таких трещин скалывания с главным разрывом трудно¹.

Если образование рассматриваемого нарушения является результатом однородного напряженного состояния и данный участок можно считать средой статистически однородной, то все же условия, при которых будет происходить деформация, не могут быть однородными, во всяком случае по вертикали. С глубиной температура и гидростатическое давление несомненно повышаются, а следовательно, будут изменяться и механические свойства пород, даже вполне однородных по составу. Поэтому при медленном нарастании сжимающих усилий деформация данного участка земной коры должна, по-видимому, начаться на более глубоких горизонтах. Там, на глубине, может раньше всего возникнуть зона пластической деформации (рассланцевания), отвечающая по своему положению тому нарушению, которое мы предполагаем рассмотреть.

С момента начала этих деформаций напряженное состояние участка перестанет быть однородным, и деформации в более высоких горизонтах будут далее сосредоточены уже в зоне, расположенной над этим глубинным нарушением. Но в более высоких горизонтах, вплоть до того горизонта, который представлен ныне на поверхности и изучается нами, характер деформации пород в соответствии с изменением условий должен изменяться. Породы здесь могут оказаться уже более хрупкими, и пластической деформации на глубине может соответствовать образование трещин; здесь возникает то нарушение (сдвиг), которое мы рассматриваем. Если механизм образования последнего примерно таков, то характер его на разных глубинах должен быть различным. На глубине будет преобладать рассланцевание пород в пределах, может быть, довольно широкой зоны, в верхних же горизонтах образуется одна трещина или серия более или менее параллельных трещин скалывания. Уместно отметить, что при моделировании таких нарушений в слое глины наряду с трещинами отрыва часто появляются и отдельные трещины скалывания, расположенные под очень острым углом к среднему простиранию данного нарушения. В процессе дальнейшего развития разрыва они сливаются в одну сложно построенную трещину.

Оперяющие трещины отрыва, о которых мы говорили выше, вероятно, характерны только для верхних горизонтов, притом как проявление упругой деформации они, вероятно, возникают еще до образования на этом горизонте главного разрыва. На более глубоких горизонтах при большей пластичности пород вместо них или наряду с ними могут образоваться и трещины скалывания, вероятнее всего та серия их, которая параллельна разрыву и является отражением дифференци-

¹ На ряде гидротермальных месторождений наблюдаются оперяющие боковые трещины, образующие тупой угол с направлением относительного перемещения блоков пород по основным трещинам. По своим морфологическим особенностям такие боковые трещины могут рассматриваться в качестве оперяющих трещин скалывания. Однако механизм их образования пока не ясен (Ф. В. и Л. Л.).

альных движений (рассланцевания) в зоне разрыва на большей глубине.

Нельзя отрицать возможности таких дифференциальных движений и по второй серии плоскостей скалывания, соответственно в более высоких горизонтах могут возникнуть трещины скалывания и этой серии. Однако смещения по ним едва ли могут быть более или менее значительными. Такие трещины скалывания должны быть расположены под большим углом к простиранию основного разрыва, но все же меньшим, чем 90° .

Трудно представить, что такое положение их будет сохраняться во всех случаях, скорее они могут занимать различное положение по отношению к основному разрыву. Это следует из того, что принятая нами первоначально схема напряженного состояния данного участка после образования основного разрыва несомненно изменится. Как именно, — на этот вопрос едва ли можно дать определенный ответ, вероятно, в разных случаях различно.

Возможность различных изменений напряженного состояния следует хотя бы из того, что поверхность разрыва никогда не бывает математической плоскостью. При некотором смещении соседних блоков одного относительно другого они уже не будут соприкасаться по всей разделяющей их поверхности, а на некоторых участках образуется трещина зияющая, зато на других стенки трещины окажутся сжатыми значительно сильнее, чем до этих смещений.

6. Тектоника интрузивных тел

Существует мнение, что изучение структуры интрузивных тел требует какой-то специальной методики. Такое мнение сложилось потому, что систематическое изучение трещиноватости пород было применено впервые для расшифровки структуры гранитных интрузивов. Параллельно с трещиноватостью изучалось положение плоских и удлиненных ксенолитов и шпиров, а также ориентировка пластинчатых и столбчатых минералов. Сбор и сопоставление таких данных и составляли сущность методики изучения структуры гранитных интрузивов, предложенной Г. Клоосом (1922, 1924, 1936).

Но вопрос о способе образования тектонических трещин и ориентировки минералов в горных породах рассматривался многими авторами задолго до работ Г. Клооса. Поэтому предложенную им методику изучения структур гранитных интрузивов в сущности нельзя считать принципиально новой или применимой только к изучению тектоники гранитов. Изучение трещиноватости может быть с успехом применено и должно применяться при детальном изучении участков, сложенных любыми породами.

Конечно, интрузивные породы отличаются по своим механическим свойствам и по целому ряду других особенностей от осадочных пород. С точки зрения изучения трещиноватости изверженные породы представляют собой особенно благоприятные объекты, поскольку они относительно однородны.

Однако сама методика изучения трещин в интрузивных телах в сущности мало отличается от методики изучения их в других породах. Сопоставление же системы трещин с положением других структурных элементов необходимо во всех случаях. И едва ли анализ трещиноватости в интрузивных телах представляет собой более сложную задачу, чем анализ трещиноватости в пределах какой-либо складки.

Ориентировка минералов, плоских ксенолитов и шпиров, наблюдающаяся в некоторых интрузивных телах, свидетельствует о движениях магмы во время внедрения или последующей деформации интрузивного

тела. Следует различать поверхность течения и линии течения в этих поверхностях.

При изучении структуры интрузивных тел, так же как и осадочных толщ, необходимо иметь ясное представление о положении каждого участка, в котором измерялись трещины и ориентировка минералов по отношению к структурным элементам высшего порядка и прежде всего по отношению к контактам. Для правильного толкования способа образования данного интрузивного тела, очевидно, необходимо всестороннее его изучение, позволяющее выяснить все перечисленные элементы структуры всего интрузива. Необходимо также иметь достаточно ясное представление о структуре вмещающих пород.

7. Трещины нетектонические

Как мы отмечали, наряду с тектоническими трещинами в горных породах имеются трещины, образование которых связано с другими процессами. Такими являются эндогенные трещины, более древние, чем трещины тектонические, и трещины экзогенные, более молодые. Наличие их может сильно затруднить изучение тектонической трещиноватости.

Эндогенные, или первичные трещины, вероятно, имеются в большинстве осадочных пород и возникли в них еще в процессе диагенеза осадков. Наличие их создает ту неоднородность механических свойств пород, которую трудно учесть, но которая может очень сильно повлиять на закономерности расположения тектонических трещин. Обычно при анализе трещиноватости существование таких трещин игнорируется совершенно, но, вероятно, именно они являются причиной того, что часто расшифровать трещиноватость пород не удается.

Меньшее значение имеют эти трещины в тех случаях, когда деформации подверглись породы впоследствии метаморфизованные. При метаморфизме такие трещины, вероятно, «залечиваются». Во всяком случае, в метаморфизованных известняках трещины едва ли могут сохраниться, и поэтому именно в мраморе система тектонических трещин обычно проще, чем в других осадочных породах.

Еще более благоприятной средой для изучения тектонической трещиноватости являются породы интрузивные, так как можно принять, вместе с Г. Клоосом, что при кристаллизации интрузива во время тектонических движений последние предопределяют положение контракционных трещин и, следовательно, почти все трещины в интрузиве можно считать тектоническими.

Трещины экзогенные, или вторичные, связаны чаще всего с процессами выветривания. Иногда они отчетливо параллельны склонам, и тогда их нетрудно опознать как трещины нетектонические. Экзогенными являются чаще всего также трещины, параллельные слоистости или ланцеватости пород и трещины в гранитах, параллельные простиранию линейной ориентировки.

8. Статистическое изучение трещиноватости

Изучение закономерностей расположения трещин основано на статистическом измерении их элементов залегания в различных породах, на разных участках рудного поля или месторождения. Для измерения элементов залегания трещин выбираются небольшие участки с хорошей естественной или искусственной обнаженностью. Особенно удобны обнажения, имеющие две более или менее перпендикулярные стенки, так как на них можно наблюдать трещины всех возможных направлений. В пределах таких обнажений измеряются элементы залегания по возможности всех трещин, количество которых не должно быть меньше

150—200. Измеряются либо простирание, направление и угол падения, либо азимут и угол падения трещины. Все замеры записываются в книжку, причем отмечаются морфологические особенности различных систем трещин, а также характер их жильного выполнения (если трещина минерализована).

Обработка статистических замеров трещин заключается в сведении их в диаграммы. Наиболее часто для этого пользуются равноплощадной проекцией, или так называемой сеткой В. Шмидта. Сетка В. Шмидта, в отличие от сетки Вульфа, несколько искажает угловые величины, но зато достаточно верно отражает площади, что важно для статистической обработки данных измерений. На сетку В. Шмидта накладывают восковку и подобно тому, как это делается при кристаллографических вычислениях с помощью сетки Вульфа, наносят на восковку нормали к плоскостям трещин, или, как принято называть, полюса трещин.

В результате нанесения полюсов трещин на восковку, наложенную на сетку, она покрывается точками, распределенными, как правило, неравномерно по площади круга. Если ориентировка трещин весьма совершенная, такая точечная диаграмма дает достаточно ясное представление об основных закономерностях их расположения. Однако в большинстве случаев точечная диаграмма недостаточно наглядна и поэтому ее подвергают дальнейшей обработке — вычислению.

Снятую с сетки восковку накладывают на сантиметровую сетку и вычисляют плотность полюсов трещин по всей площади круга. Для этого служит кружок, вырезанный в бумаге или в целлулоидной пластинке, площадь которого равна 1% площади всей сетки. При диаметре последней в 20 см диаметр этого кружочка должен быть равен 2 см. Кружочек накладывают на точечную диаграмму так, чтобы центр его совпал с узлом сантиметровой сетки. Подсчитывают все точки, лежащие в пределах этого кружочка, и полученное число пишут на восковке в центре кружка. Такой подсчет последовательно производится для всех узлов сантиметровой сетки, лежащих в пределах круга диаграммы. Для подсчета точек, находящихся на периферии круга сетки, служит линейка, на обоих концах которой прорезаны кружки, соответствующие 1% площади сетки; расстояние между центрами этих кружков равно диаметру сетки, т. е. 20 см. Данные, полученные при подсчете точек на обоих концах диаметра, суммируют и полученное число пишут около узла сантиметровой сетки, с которым совпадает центр кружка для подсчета.

В результате такой обработки вся площадь круга покрывается цифрами. Если теперь эти числа разделить на общее количество точек (т. е. замеров трещин) и умножить на 100, то новые числа будут выражать в процентах количества точек, приходящиеся на 1% площади круга, т. е. дадут представление о плотности точек в различных местах. Точки одинаковой плотности соединяют линиями, получается удобная и наглядная диаграмма.

Сведение статистических замеров трещин в диаграммы можно производить и с помощью сетки Вульфа. Трещины наносятся так же, как и при пользовании сеткой В. Шмидта, но дальнейшая обработка диаграмм ведется несколько по-иному.

Как известно, сетка Вульфа является стереографической проекцией полусферы. Она хорошо отражает соотношения углов, но сильно искажает площади и линейные величины. Вследствие этого проекции угловых величин в периферической части серии Вульфа имеют значительно большие линейные размеры чем в центре. Это необходимо иметь в виду при вычислении плотностей полюсов трещин на различных диаграммах, построенных с помощью сетки Вульфа.

С учетом этого построена палетка А. В. Пронина (1949). Она представляет собой круговой шаблон на картоне или целлулоиде диаметром в 20 см, накладывающийся на точечную диаграмму. Шаблон содер-

жит целый ряд круглых окошек различных размеров, вычисленных соответственно поправкам на искажение площади на диаграмме так, что каждое из этих окошек соответствует 1% площади в различных частях сетки Вульфа. Поворачивая палетку Пронина вокруг оси диаграммы на небольшие углы, подсчитывают каждый раз, какое количество точек лежит в пределах каждого кружка, и полученное число пишут на восковке в центре этого кружка. Дальнейшая обработка цифровых величин производится так же, как и при работе с сеткой В. Шмидта.

При подсчете плотностей полюсов трещин, нанесенных с помощью сетки В. Шмидта или сетки Вульфа, удобно пользоваться круговым трафаретом диаметром в 20 см, покрытым соответственно либо кружочками диаметром в 2 см (1% площади сетки В. Шмидта), либо кружками разных диаметров, рассчитанных по А. В. Пронину (отвечающих 1% площади сетки Вульфа). Такой трафарет подкладывают под точечную диаграмму на восковке и в центре каждого из просвечивающих через нее кружков ставят цифры, отвечающие количеству точек, лежащих в его пределах.

Подробнее приемы, применяемые при построении диаграмм ориентировки трещин, описаны Н. А. Елисеевым (1957).

II. КРУПНОМАСШТАБНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ КАК ОСНОВНОЙ МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

1. Выбор масштаба карты

Правильно выбрать масштаб, в котором следует картировать тот или иной участок — рудное тело, месторождение или рудное поле, — не так просто. Для плана рудного тела или рудных тел этот вопрос решается довольно определенно, исходя из тех требований, которые предъявляются к графическим материалам, необходимым для разведки и подсчета запасов. Ставится условие, чтобы ошибка при измерении линий, ограничивающих подсчетные блоки, не превышала одного процента, а так как точность измерения линий на карте обычно не превышает 0,5 мм, то расстояния между выработками или скважинами основной разведочной сети на плане должны быть не меньше 5 см. При этом, конечно, следует учитывать, что густота разведочной сети определяется размерами рудных тел и сложностью их контуров.

Для выбора масштаба карт месторождений или рудных полей такого общего критерия предложить нельзя. Необходимо принять масштаб, который обеспечивал бы выполнение задач, поставленных при картировании. Главными задачами являются обычно выяснение формы и условий залегания известных рудных тел, а также расшифровка геологической структуры данного участка с целью выяснения, где именно наиболее вероятно нахождение новых рудных тел и, следовательно, в конечном счете, поиски таковых. Поэтому масштаб, в котором должно производиться картирование, определяется главным образом размерами известных рудных тел, сложностью геологического строения, а также масштабами проявления и распределением структурных элементов, которые, вероятно, существенно влияли на локализацию оруденения.

Так, например, если предполагается, что оруденение приурочено к некоторым «благоприятным» породам слоистой и складчатой толщи, то прежде всего необходимо изучение стратиграфического разреза последней и расшифровка складчатой структуры. Масштаб карты должен быть таким, чтобы на ней можно было выделить в этой толще слои, имеющие значение в локализации оруденения.

Поскольку в процессе картирования, в поле, едва ли можно показать на карте достаточно отчетливую полоску шириной менее 2 мм, масштаб карты в некоторой степени будет зависеть от минимальной мощности пластов, которые желательно показать. Если ограничиться пластами мощностью порядка 20 м, то масштаб карты определится как 1:10 000, если требуется показать пласты мощностью в 2 м, то масштаб карты должен быть 1:1 000.

Однако даже при явной приуроченности оруденения к отдельным «благоприятным» пластам, последние содержат оруденение обычно не на всем протяжении, а лишь на отдельных участках, например в том месте, где они пересекаются «рудоподводящими» трещинами. Поэтому необходимо в сущности непрерывное прослеживание таких «благоприятных» горизонтов на всем протяжении их в пределах карты. Часто по условиям обнаженности это оказывается трудно выполнимым. Все же расшифровка складчатой структуры требует прослеживания по простиранию по крайней мере одного из горизонтов этой толщи, который может являться «маркирующим». Поскольку при этом не всегда удается провести непрерывное прослеживание и приходится прибегать к интерполяции между обнажениями, этот горизонт должен быть однозначно опознаваем в разных местах. По положению такого маркирующего горизонта на карте, зная его место в стратиграфическом разрезе, можно установить примерное положение интересующих нас «благоприятных» горизонтов также и в тех местах, где они скрыты под более молодыми отложениями или под наносами.

Прослеживание и интерполяция, а иногда и экстраполяция «рудоподводящих» трещин может указать на место вероятного пересечения ими «благоприятных» пластов; такие участки безусловно заслуживают вскрытия канавами или шурфами.

Может оказаться, что мощность маркирующего горизонта или некоторых благоприятных пластов значительно меньше, чем можно показать в данном масштабе, выбранном в соответствии с размерами рудных тел; однако отсюда не следует необходимость изменения масштаба карты. При прослеживании таких горизонтов их можно показать одной линией с условным преувеличением мощности. Для отдельных участков следует составить немедленно или позже карты более крупного масштаба.

Помимо прослеживания по простиранию «маркирующих» и «благоприятных» горизонтов, а также «рудоподводящих» трещин, необходимо прослеживание и других структурных элементов — тектонических нарушений, контактов интрузивных пород и т. п. Отметим, что при сопоставлении положения этих элементов на карте с рельефом местности можно графически установить их залегание значительно достовернее, чем при измерении в отдельных обнажениях.

Очевидно, что при картировании невозможно наметить заранее точки, в которых будут встречены те или иные интересующие нас структурные элементы. Зафиксировав какой-либо из этих элементов в одном из обнажений, нужно, учитывая его залегание, искать его продолжение по простиранию.

Таким образом, осмотр каждого обнажения приводит геолога к какому-либо частному прогнозу, который проверяется на следующем обнажении, и весь процесс геологического картирования представляет собой подобную цепь последовательных прогнозов и проверок. Поэтому при картировании геолог должен иметь возможность свободного выбора точек наблюдения, но в то же время нужно фиксировать эти точки на карте с точностью, определяющейся масштабом съемки. По условиям обнаженности свободный выбор точек наблюдения часто бывает затруднен. В таких случаях при проведении крупномасштабного картирования широко применяются искусственные обнажения и прежде всего магистральные канавы, которые наиболее эффективны для выявления рудных жил и тектонических элементов.

Имея в виду необходимость прослеживания при картировании линейных элементов, можно подойти к решению вопроса о выборе масштаба карты и с этой точки зрения. При прослеживании этих линий нет необходимости и, пожалуй, неудобно фиксировать точки по их простиранию чаще, чем через 1 см в масштабе карты. Минимальное расстояние меж-

ду точками можно принять равным 10 м, так как даже при прослеживании по простиранию рудных жил редко производятся расчистки на более близком расстоянии одна от другой. Тогда наиболее крупный масштаб карты месторождения определится как 1 : 1000. Если при прослеживании представляется достаточной интерполяция между точками через 20, 50 или 100 м, то масштабы карт можно определить соответственно как 1 : 2000, 1 : 5000 и 1 : 10 000. Точность нанесения на карту опорных точек в поле едва ли может превышать 1 мм, поэтому точность положения их на карте будет для масштаба 1 : 1000 — 1 м, а для масштаба 1 : 10 000 — 10 м.

В результате мы приходим к нескольким различным цифровым показателям, которыми можно руководствоваться при выборе масштаба карты; они сведены в табл. 1.

Таблица 1

Показатели в м	Масштаб карты			
	1 : 1000	1 : 2000	1 : 5000	1 : 10 000
Минимальная мощность пластов, которые могут быть показаны на карте при стратиграфическом расчленении	2	4	10	20
Расстояние между точками при интерполяции залегания линейных элементов	10	20	50	100
Точность нанесения контактов пород	1	2	5	10

В настоящее время имеются положения для выбора масштаба геологической карты, принятые Техническим советом Министерства геологии и охраны недр СССР и суммирующие опыт работ в этом направлении. Эти положения следующие:

1. Большие рудные поля и месторождения осадочного происхождения картируются в масштабе 1 : 10 000 (кроме месторождений угля, для которого при предварительной разведке составляются карты в масштабе 1 : 25 000, а при детальной — 1 : 5000).

2. Рудные поля эндогенных месторождений, как правило, картируются в масштабе 1 : 10 000, а при особо сложном строении — в масштабе 1 : 5000.

3. Отдельные рудные месторождения картируются в масштабе 1 : 2000 — 1 : 5000. Наиболее распространен первый масштаб; второй применяется на месторождениях с простым геологическим строением.

4. Рудные месторождения с очень сложным строением картируются в масштабе 1 : 1000.

5. При картировании небольших и очень сложных месторождений составляются погоризонтные планы в масштабах 1 : 100; 1 : 200 и 1 : 500.

В требованиях ГКЗ указаны обязательные рекомендации по выбору масштабов геологического картирования для различных полезных ископаемых.

2. Принципы нормирования съемки

Выбрав масштаб, в котором следует картировать некоторую площадь, следует установить, сколько времени потребуется для выполнения этой работы. Легко предвидеть, что поскольку геологическое строение каждого месторождения и рудного поля отличается своими особенностями и частные задачи при картировании их существенно различны,

решить поставленный вопрос в общем виде будет очень трудно. Поэтому в отечественных справочниках, включающих данные о нормах съемки (СУСН), крупномасштабная геологическая съемка, начиная с масштаба 1 : 10 000 и крупнее, прежде не нормировалась. Лишь в 1953 г. Министерством геологии были опубликованы нормы выработки по крупномасштабному картированию (1 : 5000 и 1 : 10 000), принятые в настоящее время как обязательные для всех организаций, производящих съемочные работы (ЕНВ, 1953).

В этих нормах предусматриваются три степени сложности (строение сложное, средней сложности и простое), но такое деление является, конечно, лишь очень грубой характеристикой сложности геологического строения района.

Помимо различной сложности геологического строения, на производительность крупномасштабной геологической съемки существенно влияют условия обнаженности, характер рельефа, абсолютная высота, а также климатические условия района. Все это необходимо учитывать при планировании работ по геологическому картированию в конкретных условиях.

3. Кондиционность карт

Для определения кондиционности карты, т. е. соответствия ее детальности предъявляемым к ней требованиям, трудно установить какие-либо конкретные цифровые показатели. Правда, такие показатели в свое время предлагались, и они даже фигурируют в имеющихся справочниках и руководствах в виде определенного количества обнажений на единицу площади, которые должны быть зафиксированы и описаны при данном масштабе карты.

Так, в методическом руководстве по крупномасштабному картированию, составленном коллективом сотрудников ВИМС (1955), приведена таблица, в которой указывается, что при картировании в масштабе 1 : 1000 необходимо зафиксировать 1250 обнажений на 1 км² площади карты и дополнительно 300—500 обнажений для детализации, вероятно, главным образом для прослеживания различных структурных элементов по простиранию. Для масштаба 1 : 10 000 таким минимумом считается 25 основных и 10—20 дополнительных обнажений.

В справочнике ЕНВ (1953) для масштаба 1 : 10 000 в зависимости от сложности геологического строения считается необходимым описание от 25 до 50 обнажений, а для масштаба 1 : 5000—от 60 до 150 на 1 км² площади. При этом часто имеется в виду, что обнажения должны быть распределены более или менее равномерно по площади карты.

В настоящее время такой формальный подход к оценке качества или, как говорят, к определению кондиционности составленной карты, в основном отвергнут. В имеющихся установках требуется, в первую очередь, оценка качества выполненной работы по существу. Составление геологической карты (в том числе и крупномасштабной) не может сводиться лишь к описанию обнажений. Совершенно необходимо проводить наблюдения между ними, вытягивая по простиранию линейные геологические элементы (отдельные пласты, контакты, разрывы, зоны гидротермального изменения, рудоносные жилы и т. д.). Нельзя также описывать обнажения чисто механически. При наблюдении на обнажениях и между ними должны учитываться ранее выявленные факты, и все наблюдения должны суммироваться и анализироваться еще в поле.

При отсутствии достаточно хорошей обнаженности крупномасштабную карту можно составить, используя наблюдения в разведочных выработках и особенно — в магистральных канавах, вскрывающих большое количество линейных геологических элементов. Для уточнения положения этих элементов за пределами выработок необходимо проведение

специальных дополнительных картировочных расчисток, канав, шурфов, либо проходка скважин по определенным профилям.

Для оценки качества составленной крупномасштабной карты к тексту ее описания обязательно должна быть приложена соответствующая полевая документация (описание естественных и искусственных обнажений, зарисовки, карта с точками наблюдений и т. д.). Естественно, что точки наблюдений не могут распределяться строго равномерно по всей картируемой площади. Густота их должна увеличиваться в местах, наиболее интересных в отношении оруденения, а также на участках с наиболее сложным геологическим строением и максимальным развитием линейных элементов.

При всей целеустремленности геологического картирования месторождений и рудных полей нельзя, конечно, ограничивать задачи только прослеживанием и нанесением тех структурных линий или пластов, которые представляются особенно важными для понимания закономерностей распределения оруденения. Карта должна в то же время отражать геологическое строение всей площади, на ней должны быть показаны и площади распространения пород, а также линейные элементы, как будто и не представляющие интереса с точки зрения поисков и разведки.

В процессе картирования такое представление о них может измениться, но и независимо от этого игнорировать их, как и другие особенности геологического строения, конечно, нельзя. Порядок величины таких структурных элементов, например площадь их, определяет возможность установления их при картировании в определенном масштабе. И все же при этом могут быть пропущены рудные тела и участки пород, имеющие даже относительно большую площадь, так как при проведении геологической съемки обычно принимают, что расстояние между отдельными маршрутами не должно превышать 1 см на карте данного масштаба. При крупномасштабном картировании месторождений с весьма сложным геологическим строением даже при такой плотности маршрутов, все же могут быть пропущены отдельные рудные тела и участки пород сложной формы, имеющие относительно большую площадь. В то же время все сведения об общих закономерностях размещения рудных тел в пределах данного участка существенно помогли бы обнаружить и новые рудные тела без большого труда.

Так, при мелкомасштабном картировании, при редкой сети точек и маршрутов, вероятность обнаружения небольших выходов рудных тел ничтожна, однако их все же находят, руководствуясь целым комплексом поисковых признаков. Каждый из последних, подмеченный при картировании, приводит геолога к некоторой гипотезе о месте нахождения рудного тела, обнаружение которого и является результатом целеустремленных поисков. При крупномасштабном картировании в целях отыскания рудных тел мы также пользуемся соответствующими поисковыми признаками. Без учета таковых даже при весьма густой сети точек наблюдения вероятность обнаружения небольших выходов руды была бы весьма невелика.

Другие весьма разнообразные признаки могут быть использованы как указания на вероятное наличие в каком-либо месте пород, еще не встреченных при съемке. Признаки контактового метаморфизма пород могут привести к обнаружению небольших выходов интрузивных тел; особенности стратиграфического разреза могут служить указанием на наличие пластов определенного состава, еще не обнаруженных при съемке, и т. п.

В общем же все геологические наблюдения при проведении крупномасштабного картирования должны быть целеустремленно направлены на выяснение тех сторон геологического строения, с которыми связаны закономерности распределения данного вида полезного ископаемого (Б. Н. Ерофеев и Е. Т. Шаталов, 1956). В случаях, когда составленная

геологическая карта удовлетворяет этой общей поставленной задаче, ее можно признать кондиционной. Такая карта позволяет составить правильное суждение о форме и условиях залегания уже выявленных рудных тел и дает основание прогнозировать возможные участки нахождения новых рудных тел и обогащенных участков. Соответственно она должна являться отправным документом при проведении поисково-разведочных и эксплуатационных работ.

4. Комплексность исследований при геологической съемке

Как известно, в задачи крупномасштабной геологической съемки входит установление всех рудопроявлений, развитых на картируемой площади, выявление среди них объектов, заслуживающих разведки, выяснение их формы и условий залегания, а также решение целого ряда других вопросов, отмеченных нами ранее. Поэтому крупномасштабную съемку необходимо производить в комплексе с другими методами, помогающими в решении этих задач. К ним относятся геофизические и минералого-геохимические методы, включающие металлотрию всех видов, а также шлиховой анализ.

Результаты выполнения работ с применением всех этих методов исследований обычно отображаются в определенном масштабе на различных специальных картах; они обязательно должны учитываться при геологическом картировании. В плохо обнаженных районах составление крупномасштабных геологических карт по существу почти невозможно без применения геофизических методов. Известно, что развитие геофизических методов в целях поисков месторождений полезных ископаемых за последние годы значительно продвинулось вперед; особенно велики успехи в деле повышения точности измерений. Это позволяет широко рекомендовать использование геофизических методов не только для поисков полезных ископаемых, но и для осуществления крупномасштабной съемки в пределах рудных полей и месторождений.

Подробнее о геофизических методах исследования будет сказано ниже, в специальной главе. Следует отметить, что в деле применения геофизических методов для поисков рудных месторождений и геологического картирования геологи-рудники значительно отстали от геологов, работающих в угольной и особенно в нефтяной промышленности. При поисках рудных месторождений из геофизических методов относительно широко применяется лишь магнитометрия, а в некоторых случаях также радиометрия. При составлении же геологической карты результаты геофизических исследований обычно не учитываются.

Практика проведения геофизических исследований показала, что они могут найти широчайшее применение при крупномасштабном геологическом картировании рудных полей и месторождений. Необходимо так организовать работы, чтобы при проведении крупномасштабного картирования в том же масштабе производились и геофизические съемки по указанию или при непосредственном участии и под руководством геолога-съемщика.

Полученные геофизические данные необходимо сразу же наносить на карту и подвергать тщательному анализу. Выявленные аномалии следует проверять горными и буровыми работами. Для выяснения определенных геологических элементов необходимо применять комбинированные методы геофизической съемки, лишь в этом случае можно рассчитывать на вполне надежные результаты. Целью комбинированной съемки является получение комплекса разнообразных геофизических данных об одной и той же аномалии. Те или иные геологические элементы обязательно будут выявлены одним из применяемых методов. Так, электро-разведкой будут прослежены контакты осадочных пород, магнитомет-

рией протянуты дайки интрузивных образований, а радиометрическими методами намечены тектонические нарушения.

Площадь проведения геофизической съемки, очевидно, должна совпадать с площадью, на которой проектируется проведение крупномасштабного геологического картирования. Однако эта площадь должна быть, конечно, расширена в том случае, если за пределы рамки картируемого планшета будут проследиваться те или иные важные геологические элементы, например рудные жилы или тектонические нарушения, контролирующие распределение оруденения, и т. д.

Применение геофизических методов исследования с целью прослеживания геологических элементов в закрытых районах сильно удешевляет стоимость геологической съемки за счет уменьшения плотности сети поверхностных горных выработок. В общем, можно сказать, что использование данных геофизических исследований при проведении крупномасштабного геологического картирования повышает качество составленной карты с одновременным иногда значительным удешевлением стоимости работ. При применении геофизики каждый геологический элемент может быть прослежен до его полного выклинивания, независимо от мощности современных отложений, скрывающих выходы коренных пород. Выявленные и нанесенные на карту аномалии, обусловленные теми или иными геологическими элементами, в том числе и рудными телами, позволяют рационально с минимальными затратами разведать их на глубину по падению. На всей картируемой площади, в том числе и под мощными наносами, могут быть нанесены коренные породы.

При крупномасштабном геологическом картировании наряду с геофизическими наблюдениями необходимо также проведение геохимических исследований. Они должны выражаться в геохимическом картировании как коренных пород, так и развитого на них чехла современных и четвертичных отложений. Геохимическое картирование коренных пород заключается в систематическом отборе проб по определенной сетке для спектрального анализа с проверочным химическим исследованием. Данные таких анализов, нанесенные на карту, позволяют установить пункты повышенной концентрации тех или иных химических ассоциаций, которые в ряде случаев могут оказаться индикаторами скрытого на глубине оруденения.

Проведение детальных геохимических съемок коренных пород может способствовать выявлению рудных месторождений различных генетических типов. Однако для гипергенных и, в частности, для осадочных месторождений комплекс типоморфных элементов несколько иной по сравнению с эндогенными. В них, например, отсутствуют селен, теллур и некоторые другие элементы, столь характерные для магматогенных месторождений. Согласно данным И. И. Гинзбурга (1957) съемку рудных горизонтов в осадочных месторождениях целесообразно связывать с параллельным выявлением нерастворимых остатков в пробах, взятых из пород, и прослеживать фаціальную изменчивость минералогического и гранулометрического состава отдельных пластов, а в отдельных случаях также проверять их возможную битуминозность.

При геохимическом опробовании осадочных пород большое значение приобретает корреляция их по содержанию характерных элементов, в ряде случаев приуроченных к определенным стратиграфическим горизонтам. При геохимическом опробовании коренных пород, включающих магматогенные месторождения, большое значение имеет не только выявление элементов, входящих в состав рудных тел, развитых на минерализованной площади, но и ряда других элементов, имеющих подчиненное значение в рудах, но являющихся индикаторами оруденения, скрытого на глубине. К таким элементам-индикаторам, в частности, относятся: H_2 , As , Sb , Se , Ag , а также F , B , CO_2 , H_2S , SiO_2 , Ba , Sr . Согласно И. И. Гинзбургу некоторые из этих элементов распространяются на рас-

стояние до 200 м от основных рудных тел (рис. 21), например полиметаллических, колчеданных и других, и являются важными показателями для обнаружения скрытых рудных залежей.

Если отмеченные элементы, выявленные путем геохимического картирования, концентрируются в линейно вытянутых полосах, то можно предположить, что они развиваются вдоль технических нарушений. Это необходимо проверять геологическими и геофизическими методами, а также разведочными выработками.

В процессе крупномасштабного геологического картирования наряду с геохимическим опробованием коренных пород важно также собирать данные по содержанию металлов и в современных отложениях. Для этого производится шлиховой анализ и геохимическое опробование последних по определенной сетке. Выявленные при таком опробовании ореолы повышенного содержания металлов либо устойчивых минералов наносятся на карту; в комплексе с данными других исследований эти сведения должны учитываться при составлении крупномасштабных геологических карт, а также при проектировании разведочных работ.

Совместное применение всех указанных методов исследования помогает в проведении крупномасштабного геологического картирования не только путем выявления тех или иных аномалий, но также и тем, что они сопровождаются проходкой канав, шурфов, закопшек и другими видами работ, увеличивающих количество обнажений. Проверка выявленных аномалий приводит к более целеустремленному проведению буровых работ в участках, осложненных тектоническими нарушениями, и тем самым помогает более рационально задавать скважины картировочного бурения.

Очередность проведения работ при крупномасштабном картировании предложена В. И. Красниковым (1956). Он считает целесообразной такую последовательность.

1. Составление схематической геологической карты участка месторождения и его ближайших окрестностей по естественным обнажениям и минимальному количеству расчисток.

2. Детальные геофизические и геохимические съемки рудного поля в его предполагаемых границах с параллельным отбором и исследованием типовых образцов коренных пород в целях использования геофизических и геохимических данных для уточнения геологической карты.

3. Вскрытие и опробование выходов полезного ископаемого с учетом выявленных геофизических и геохимических аномалий.

4. Прослеживание вскрытых рудных тел по простиранью.

5. Проходка минимального количества дополнительных и контрольных выработок для окончательной отработки геологической карты.

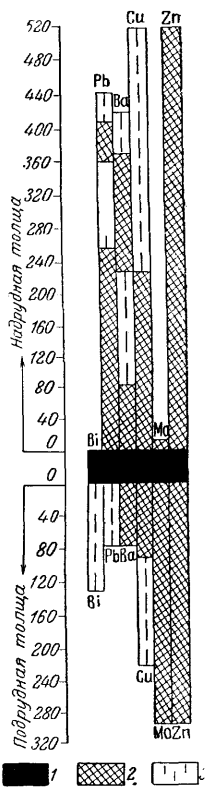


Рис. 21. Схема зонального строения полей рассеяния тяжелых металлов по данным опробования керн буровых скважин (по И. И. Гинзбургу, 1957)

1 — пологозалегающая рудная зона; 2 — поля более детально опробованные; 3 — поля менее детально опробованные. Высота столбиков показывает ширину ореолов рассеяния тяжелых металлов висячем и лежачем боках рудной зоны. Цифры показывают расстояние от рудной зоны (в м). Хорошо видно, что висячем боку ореол рассеяния распространяется на большее расстояние от рудной зоны, чем в лежачем боку

5. Некоторые особенности крупномасштабного геологического картирования

Выбор способа проведения крупномасштабной геологической съемки определяется целым рядом условий, настолько многообразных, что предусмотреть их невозможно. Прежде всего, особенности организации и проведения крупномасштабной геологической съемки определяются степенью обнаженности картируемой площади. При хорошей обнаженности на карту можно точно нанести все основные геологические элементы, которые легко наблюдать и прослеживать, иногда почти не прибегая к искусственным обнажениям. В результате структура картируемого участка выявляется достаточно достоверно.

Совершенно другие условия создаются в плохо обнаженной местности, где все построения геологической карты полностью зависят от густоты пройденных поверхностных выработок и прежде всего магистральных канав, освещающих весь разрез пород, слагающих участок. Чтобы составить представление о структуре картируемой площади в этих условиях, нередко приходится прибегать к гипотетическим построениям. Следует также иметь в виду, что способ проведения крупномасштабного картирования определяется тем, организуется ли оно на данной площади впервые или ставится повторно с целью введения уточнений соответственно вновь полученным данным. В первом случае картировочные горные выработки и скважины задаются по определенной сетке в зависимости от требований, различных для каждого масштаба. При повторном картировании нередко этими выработками воспользоваться не удается (они бывают уже завалены), но их с успехом заменяют данные глубокого бурения и подземного геологического картирования. Использование новых данных приводит к тому, что на геологической карте постепенно уменьшается роль гипотетических построений.

Помимо особенностей, определяемых обнаженностью данного участка, а также тем, составляется ли геологическая карта впервые или повторно, необходимо отчетливо представлять себе специфику крупномасштабного картирования в различных геологических условиях и прежде всего в условиях развития осадочных толщ, эффузивных и экстрезивных пород либо интрузивных образований.

Особенности картирования, связанные с условиями обнаженности и с различными геологическими условиями, мы будем рассматривать в дальнейшем последовательно, по мере описания приемов изучения и картирования различных геологических элементов: пластов, интрузивов, эффузивных образований, тектонических трещин и рудных тел. Но независимо от этих условий основным способом проведения крупномасштабной съемки, так же как и мелкомасштабной, является нанесение на карту контактов пород — стратиграфических и интрузивных, а также разрывных тектонических нарушений и рудных тел. Картирование этих элементов в любых масштабах можно производить следующими различными способами: 1) оконтуриванием всех обнажений; 2) прослеживанием отдельных пластов и тектонических элементов по простиранию; 3) проведением маршрутов вкрест простирания (рис. 22).

В процессе съемки обычно приходится применять эти способы в различных комбинациях. Специфической особенностью крупномасштабной геологической съемки следует считать обязательную привязку обнажений с помощью геодезических инструментов — мензулы, либо теодолита. Эта работа может выполняться четырьмя различными способами:

- 1) способом квадратов;
- 2) способом засечек;
- 3) одновременным составлением топографической и геологической карт;

4) способом глазомерным, с последующей инструментальной привязкой.

Способ квадратов заключается в том, что картируемая площадь разбивается с помощью теодолита на квадраты, в углах которых устанавливаются те или иные знаки. В дальнейшем геологическая съемка производится внутри каждого квадрата и привязка пунктов наблюдений осуществляется с помощью рулетки и компаса к углам квадрата. Этот способ съемки можно применять лишь при очень крупномасштабном картировании, т. е. при составлении планов в масштабе 1 : 500; 1 : 200 или даже 1 : 100.

Способ засечек заключается в нанесении на имеющуюся топографическую карту точек наблюдения по засечкам каким-либо геодезическим

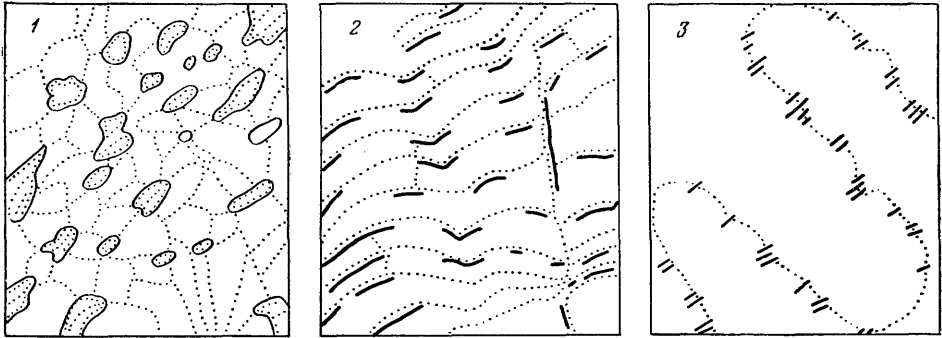


Рис. 22. Способы расположения маршрутов при геологической съемке (по В. Н. Веберу, 1937)

1 — оконтуривание обнажений; 2 — съемка по простиранию, по контактам; 3 — маршруты вкост простирания. Пунктиром показаны линии маршрутов

инструментом на вешки, выставленные топографом на местности и отмеченные на карте.

Третий способ крупномасштабного геологического картирования сводится к одновременному составлению топографической и геологической карт. Работа может производиться с помощью кипрегеля и мензулы, или с помощью теодолита. Этот способ съемки особенно целесообразно применять при прослеживании по простиранию пластов, даек, минерализованных зон и других линейных элементов. Выполнять ее удобнее группой в составе трех человек. Один ведет топографические наблюдения, другой работает вычислителем, а третий производит геологические наблюдения. На каждом обнажении устанавливается рейка, по которой топограф кипрегелем или теодолитом производит отсчет для вычисления горизонтального расстояния и превышения. Рейку переносит сам геолог, либо рабочий.

Четвертый способ является некоторым видоизменением последних двух. Он иногда используется при наличии готовых топографических карт и производится в два этапа. Вначале геолог глазомерно (с помощью компаса и рулетки, либо шагами) привязывает точки наблюдения к известным топографическим знакам на местности и таким образом составляет полевую геологическую карту. Следующим этапом работы является инструментальная привязка всех точек наблюдений и накладка их на топографическую основу. Оба этапа съемки должны следовать один за другим. В противном случае выставленные на местности знаки могут быть уничтожены, и составление инструментальной геологической карты окажется невозможным. Этот способ съемки имеет существенный недостаток, заключающийся в том, что по существу выполняется двойная работа.

При проведении геологического картирования по одному из трех последних способов в масштабах 1:10 000—1:25 000 для ускорения процесса съемки на площадях, доступных для автотранспорта, удобно рейку перевозить на автомашине. Опыт этот может быть широко использован в Центральном Казахстане, в Восточном Забайкалье и в некоторых других районах. Для того чтобы каждое изучаемое обнажение было точно привязано на карте, важно, чтобы была выработана определенная условная сигнализация, которая даст возможность согласованно работать геологу, ведущему геологические наблюдения, и топографу.

Конечно, необходимо, чтобы номера точек, фиксируемые в дневнике геологом, точно совпадали с соответствующими номерами точек у топографа. Для этого время от времени в течение рабочего дня должна производиться сверка дневников геолога и топографа. После возвращения с поля каждый день должны быть обработаны материалы, собранные как топографом, так и геологом, и, следовательно, ежедневно должны пополняться как топографическая, так и геологическая карты. После окончания съемки и нанесения всех геологических элементов с готовой картой необходимо выйти в поле и проверить наиболее сложные в геологическом отношении участки.

Способ одновременной геологической и топографической съемки следует считать наиболее приемлемым для крупномасштабного картирования рудоносных площадей, на которых до этого инструментальные топографические съемки не производились. Однако нередко, приступая к крупномасштабному геологическому картированию, геолог уже имеет топографическую карту. В этом случае необходимо прежде всего выяснить, позволяют ли эта карта точно фиксировать любое обнажение на местности. Если в этом смысле она оказывается неудовлетворительной, то геологическое картирование рационально производить способом инструментальной засечки точек наблюдения. К сожалению, такое положение встречается достаточно часто, так как топографы при съемке мало учитывают интересы геологов. Геологу нужно иметь топографическую карту, на которой отмечены все сколько-нибудь хорошо выраженные естественные обнажения, уступы в рельефе, нередко отвечающие различным контактам пород, все даже небольшие хребтики и впадины, а также все искусственные выработки.

Поскольку топографические карты в большинстве случаев не отвечают таким требованиям, производить геологическое картирование с непосредственным глазомерным нанесением точек наблюдения на имеющуюся топографическую карту того же масштаба обычно нельзя. При проведении геологического картирования по уже имеющейся топографической основе необходимо, чтобы топографическая карта по масштабу была по крайней мере в два раза крупнее, чем геологическая карта, которую предполагается составить.

Существенную помощь при крупномасштабном геологическом картировании может оказать аэрофотосъемка, которая нередко позволяет хорошо отбивать контакты пород и выявлять детали тектонического строения района. На фотоотпечатках нередко хорошо видны детали геологического строения, которые в некоторых случаях не удастся наблюдать при проведении наземной съемки.

При проведении крупномасштабного геологического картирования разведываемых и эксплуатируемых месторождений, особенно в условиях плохой обнаженности, исключительно большую помощь оказывают данные, полученные при картировании подземных горных выработок.

Подземное геологическое картирование может проводиться двумя способами. Если месторождение имеет достаточно простое строение и вскрыто большим количеством горных выработок, доступных для осмотра, то картирование производится путем нанесения на маркшейдерский план масштаба 1:200—1:500 главнейших геологических элементов ме-

сторождения, наблюдаемых в кровле выработок. В дальнейшем произведется экстраполяция этих элементов на интервалы между горными выработками (и скважинами), и составляется единый план данного вскрытого горизонта.

На месторождениях, имеющих сложное геологическое строение, целесообразно составлять погоризонтные планы на основе данных более детального изучения вскрытых участков, путем их зарисовки в масштабе 1:50—1:100 и даже крупнее. Такая документация горных выработок должна проводиться систематически, по мере продвижения забоя, она сводится также к зарисовке кровли выработок. При очень сложном геологическом строении рудных месторождений, характеризующихся развитием целого ряда различных жильных комплексов и многочисленных тектонических нарушений, имеющих разнообразные элементы залега-

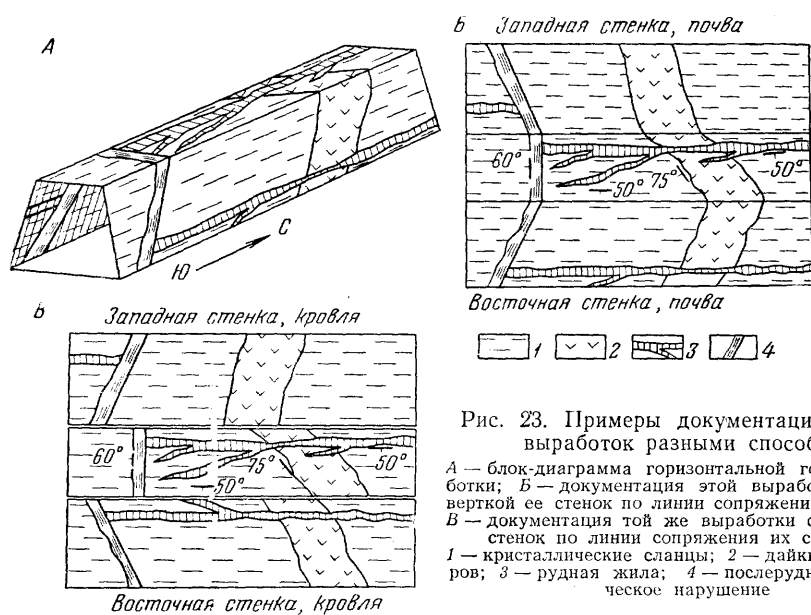


Рис. 23. Примеры документации горных выработок разными способами

А — блок-диаграмма горизонтальной горной выработки; Б — документация этой выработки с разверткой ее стенок по линии сопряжения с кровлей; В — документация той же выработки с разверткой стенок по линии сопряжения их с почвой
1 — кристаллические сланцы; 2 — дайки лампрофиров; 3 — рудная жила; 4 — послерудное тектоническое нарушение

ния, оказывается необходимым зарисовывать в горизонтальных горных выработках не только кровлю, но и обе стенки, а в вертикальных — все четыре стенки.

Эти зарисовки производятся обычно так, чтобы показать выработку не изнутри ее, а со стороны окружающих пород, и проектируются на одну плоскость. Такой прием документации горных выработок называется разверткой. Он позволяет легко переносить данные документации на погоризонтные планы и разрезы. В некоторых случаях (при особо сложном строении месторождения) удобнее зарисовывать стенки выработок так, как они видны наблюдателю, т. е. изнутри. В дальнейшем по таким зарисовкам также могут быть составлены развертки (рис. 23).

При документации подземных горных выработок обязательно должны отмечаться тектонические нарушения и сопряженные с ними трещины, рудные тела и тонкие рудные проводники, а также ореолы околорудного изменения вмещающих пород. При нанесении тектонических нарушений необходимо отмечать сопровождаются ли они тектонической глиной, либо представлены только плоскостями скольжения.

Все зарисовки привязываются к маркшейдерским точкам. Для контактов различных пород и рудных тел, тектонических нарушений и т. д. производится измерение элементов залегания, и эти данные наносятся на зарисовку. Отдельные наиболее интересные и важные участки гор-

ных выработок, где видны возрастные взаимоотношения рудных тел, соотношения их с тектоническими нарушениями, а также с дайками интрузивных пород, следует зарисовывать более детально.

При проведении подземной документации важно прежде всего выяснить, какие из геологических элементов на данном месторождении должны найти отражения на зарисовках. Соответственно, вырабатывается легенда, которой и следует пользоваться при проведении всей документации. Дать общую легенду, которая могла бы быть принята при подземном геологическом картировании на месторождениях различных типов, крайне сложно. Поэтому укажем лишь некоторые основные принципы, которыми следует руководствоваться при ее выборе.

Прежде всего, легенда должна быть единой для всех участков данного рудного поля, и по возможности — для всех рудных полей района. Она не должна существенно изменяться в течение длительного времени, но в нее необходимо вносить дополнения и коррективы. При разработке обозначений для подземного картирования за основу должна быть принята та же легенда, которой пользуются при наземной геологической съемке, но ее следует детализировать, соответственно более крупному масштабу наблюдений. В частности, особое внимание при составлении такой легенды должно быть уделено обозначению различных минеральных комплексов, с учетом интенсивности проявления оруденения.

Требуется также выбрать наглядные обозначения для разрывных нарушений с разделением их по времени образования относительно процесса оруденения, а также по наличию или отсутствию в них тектонической глины, выделяя среди нее дорудную и послерудную. Необходимо введение специальных условных обозначений и для различных типов гидротермально измененных пород. Все условные обозначения должны быть наглядны. Особенно рельефно следует выделять рудоносные участки. При документации не рекомендуется наносить трещины отдельно, распространенные во всех породах, вне связи с тектоническими нарушениями, так как это без всякой надобности сильно усложняет зарисовку.

Обобщение данных подземной документации каждого из горизонтов горных работ позволяет составить погоризонтные планы. Последние представляют собой по существу крупномасштабные геологические карты месторождения для различных уровней ниже дневной поверхности. Погоризонтные планы в зависимости от сложности геологического строения месторождения и размеров рудных тел составляются в масштабах от 1 : 100 до 1 : 1000.

Составление таких планов заключается в нанесении на маркшейдерский план каждого горизонта горных работ в соответствующем масштабе данных документации кровли горизонтальных горных выработок. Геологические элементы в промежутках между горными выработками наносятся пунктиром путем экстраполяции и интерполяции (рис. 24). Чтобы получить пространственное представление о геологическом строении месторождения и прежде всего выявить склонение рудного тела, в ряде случаев оказывается целесообразным составление сводного погоризонтного плана, в котором на одной плоскости совмещаются по координатной сетке геологические планы различных горизонтов. Сводные погоризонтные планы обычно делают несколько упрощенно: на них, как правило, наносят лишь контуры рудных тел и главнейшие тектонические элементы.

Более отчетливое пространственное представление о геологическом строении месторождения и о форме рудных тел можно получить путем составления серии геологических разрезов, заданных вкрест простирания месторождения, а также продольного профиля. Поперечные разрезы проводятся в сечениях, для которых имеется максимальное количество данных по документации вертикальных и горизонтальных горных

выработок, а также буровых скважин. В тех случаях, когда месторождения разведываются только бурением, составление поперечных разрезов является по существу единственным способом получения пространственного представления о геологическом строении месторождения. Такие разрезы составляются через разведочные линии скважин, пройденных, как правило, одна в створе с другой.

В некоторых случаях для получения пространственного представления о форме месторождения пользуются построением блок-диаграмм. Последние дают возможность на одной плоскости изобразить объемно (в проекции) интересующий исследователя участок. Методы построения таких блок-диаграмм рассмотрены в ряде работ (Чернышев, 1949; Пронин, 1947), и поэтому мы на них здесь останавливаться не будем.

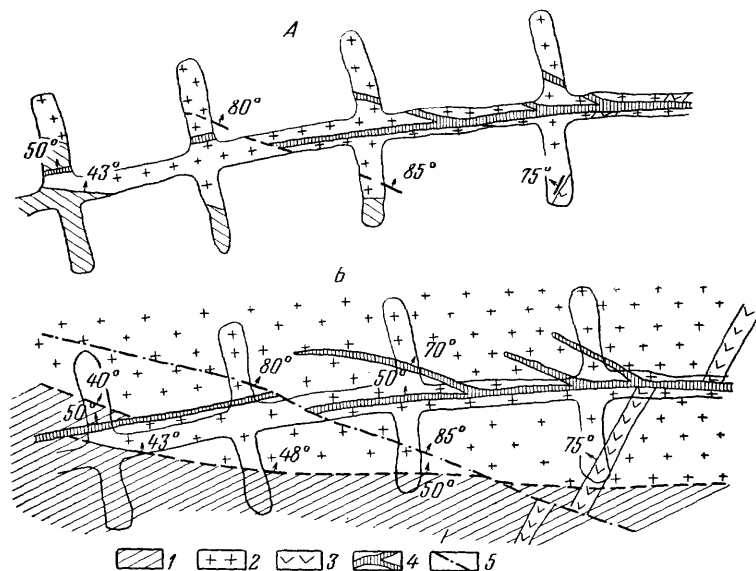


Рис. 24. Пример составления погоризонтного плана по данным подземной документации горизонтальных горных выработок

А — маркшейдерский план с нанесенными данными подземной документации;
Б — геологический план горизонта, составленный путем экстраполяции данных между горными выработками

1 — кристаллические сланцы; 2 — гранодиориты; 3 — дайки диабазов; 4 — рудные жилы; 5 — послерудные тектонические нарушения

Еще более удобный способ получения пространственного представления о геологическом строении месторождения заключается в изготовлении пространственных моделей. Особенно наглядны модели, сделанные из плексигласа. Пластины его с нанесенными в определенном масштабе погоризонтными планами или поперечными разрезами помещают в прозрачном ящике на соответствующем данному масштабу расстоянии одна от другой. Прозрачный материал дает возможность просматривать модели со всех сторон и получить полное представление о структуре месторождения.

При геологическом картировании поверхности рудного месторождения и документации горных выработок, проводимых с целью изучения его структуры, необходимо уделять весьма серьезное внимание петрографическим и минералогическим исследованиям. Однако при проведении этих последних необходимо всегда иметь в виду их соответствующую направленность и прикладной характер.

Главной целью петрографического изучения в рассматриваемых условиях является детальное расчленение пород с целью выявления

возможного литологического контроля, т. е. выделения пород, благоприятных для локализации оруденения. Для этого очень детально изучаются минералогический (желательно также и химический) состав всех разновидностей пород, а также контакты между ними и рудными жилами. Особенно большое внимание уделяется изучению окolorудных изменений: выясняются характер и интенсивность их проявления в разных породах. При этом исследуются не только изменения минералогического состава, но также и химизм процесса.

Минералогические исследования при изучении структур рудных месторождений также имеют некоторые особенности. Нельзя удовлетвориться простым изучением минералогического состава, важно установить историю развития месторождения. Как известно, большинство рудных месторождений формируется в течение длительного времени, на фоне развивающейся тектоники. Трещины, уже выполненные минеральными агрегатами, пересекаются, нередко со смещением, более поздними трещинами, которые заполняются последующими порциями рудного вещества. Детальное изучение минералогического вещества различных жил, развитых на месторождении, и их соотношений позволяет подойти к выяснению истории формирования структуры. Поэтому необходимо уделять самое серьезное внимание наблюдениям над признаками движений, происходивших в процессе формирования месторождений, т. е. стараться установить наличие рудных брекчий, смещений одних рудных жил другими и т. д.

Для определения возрастных соотношений жил различного состава следует тщательно изучать отвалы горных выработок, концентрирующих большое количество материала. Выяснять же направления перемещений в процессе формирования этих жил можно лишь путем наблюдений в забоях подземных выработок. Для установления последовательности развития трещин и заполнения их рудными жилами важно производить тщательную их зарисовку в масштабе, полностью отражающем структурно-минералогические особенности этих трещин и жил.

При проведении подземного геологического картирования необходимо также выделять участки преимущественного распространения различных минеральных комплексов. При документации отдельных рудных тел следует оконтуривать участки, сложенные разными сортами руд, различающимися по минералогическому составу, содержанию полезных компонентов и технологическим свойствам. В отношении последних особенно важное значение имеет разделение руд на окисленные и сульфидные.

ИЗУЧЕНИЕ СТРАТИГРАФИИ И ЛИТОЛОГИИ ВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ ПРИ КРУПНОМАСШТАБНОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ

При крупномасштабном геологическом картировании необходимо отобразить на карте отдельные горизонты и даже пачки и пласты пород, имеющие мощность порядка нескольких метров. Поэтому крупномасштабное картирование должно базироваться на самом детальном изучении стратиграфии и литологии вмещающих толщ. Эта задача во многих случаях осложняется тем, что на минерализованных площадях породы подверглись интенсивному гидротермальному метаморфизму и расщеплению, и, как первичный состав их, так и элементы залегания выясняются с трудом. Наряду с этим геологическое строение данного участка часто бывает сильно осложнено разрывными тектоническими нарушениями, которые крайне затрудняют выявление нормальных стратиграфических соотношений.

Изучение стратиграфии и литологии приобретает особую сложность в тех случаях, когда минерализованные площади, подлежащие картированию, закрыты современными и более древними отложениями, а выяс-

нение стратиграфических соотношений возможно лишь путем корреляции различных пластов, подсекаемых скважинами, либо вскрываемых шурфами, отстоящими на относительно больших расстояниях один от другого.

Всякое стратиграфическое исследование, как совершенно правильно подчеркнул Д. Л. Степанов (1954), имеет своей непосредственной целью решение двух основных задач. Первой из них является расчленение разреза, т. е. максимально детальное выяснение последовательности напластования. Вторая задача заключается в сопоставлении (корреляции) отложений в разрезах, относительно удаленных друг от друга, без непрерывного прослеживания отдельных пластов по простиранию. В условиях крупномасштабной съемки стратиграфическая корреляция выражается в сравнении между собой конкретных пластов, наблюдаемых в различных разрезах на поверхности, либо вскрываемых скважинами, или горными выработками. Обе эти задачи — расчленение и корреляция — взаимосвязаны и представляют собой два этапа стратиграфического изучения слоистых толщ.

1. Методы расчленения пород

Для стратиграфического расчленения в любых условиях применяется ряд методов, которые Д. Л. Степанов (1954) объединяет в две основные группы — палеонтологических (биостратиграфических) и физических.

Палеонтологический метод

Этот метод является основным при стратиграфическом расчленении в процессе мелкомасштабной съемки, при картировании же небольших площадей в крупном масштабе имеет лишь подчиненное значение, тем более в условиях сильно метаморфизованных пород. Очень редко в процессе проведения геологической съемки отдельных месторождений и рудных полей среди осадочных пород удается обнаружить фауну в различных горизонтах изучаемого разреза. Тем не менее, при крупномасштабном картировании, когда тщательно исследуются небольшие площади, поискам фауны следует уделять серьезное внимание, так как при этом могут появиться находки ископаемых организмов в толщах, которые при мелкомасштабном картировании считались немymi. Подобный пример можно привести из практики крупномасштабного картирования свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. Здесь в палеозойских известняках впервые Н. С. Горшковым была обнаружена силурийская фауна при картировании рудных полей в масштабе 1 : 10 000. То же имело место в некоторых рудных районах Средней Азии и в ряде других районов.

Палеонтологический метод при крупномасштабном картировании может оказать помощь также и в тех случаях, когда на изучаемой площади имеются крупные разрывы, вдоль которых приведены на один уровень резко разновозрастные толщи. Иногда некоторые пропластки пород содержат большие скопления фауны и могут быть опорными горизонтами, хорошо вытягивающимися по простиранию. В случае развития массивных однородных известняков, в которых слоистость плохо выражена либо замаскирована сланцеватостью, полосы, обогащенные ископаемыми формами, иногда оказываются единственными геологическими элементами, подчеркивающими слоистость. Отметим, что слоистые толщи, развитые на рудоносных площадях, часто интенсивно метаморфизованы, а иногда и рассланцованы, тогда заключенные в них ископаемые также сильно изменены, деформированы и трудно определяемы.

Применимость палеонтологического метода ограничена также при картировании сильно дислоцированных рудных площадей, в связи с воз-

можным опрокинутым залеганием слоев. Для того чтобы в этих условиях правильно решать вопросы стратиграфии, наряду с поисками и определением ископаемых форм микрофауны с применением спорово-пыльцевого метода, важно уметь различать верхнюю часть пластов, как это рекомендуется в общеизвестных руководствах по структурной геологии (Ажгирей, 1956; Биллингс, 1949; Шрок, 1951).

Физические методы

К физическим методам стратиграфического расчленения относятся: 1) литолого-петрографический; 2) микропетрографической корреляции; 3) тектонический и 4) геофизические методы корреляции.

Литолого-петрографический метод основан на расчленении и корреляции слоистых толщ по вещественному составу путем макро- и микроскопического исследования, иногда с применением химического анализа. При крупномасштабном картировании этот метод может широко применяться в тех случаях, когда близкие по литологическому составу пласты не часто повторяются в разрезе и когда минерализованная площадь не сильно нарушена разрывными дислокациями. Однако такие условия выдерживаются не всюду на рудоносных площадях и этот метод иногда является недостаточным. Для многих рудных полей более надежные результаты дает микропетрографическая корреляция.

Метод микропетрографической корреляции основан на использовании для стратиграфического расчленения и сопоставления разрезов определенных и характерных акцессорных минералов, в том или ином количестве входящих в состав изучаемых пластов. Состав комплекса обломочных минералов, поступающих на данную площадь, не остается постоянным, а меняется во времени. В результате каждый слой осадочных образований, входящих в данный разрез, имеет свои особенности, обусловленные наличием различных акцессорных минералов. Эти особенности еще более усиливаются в связи с явлениями диагенеза, приводящими к концентрации в изучаемом слое тех или иных минеральных компонентов.

Для микропетрографической корреляции используются ассоциации акцессорных минералов, кремнистые стяжения, характерные для данного слоя, количественные соотношения отдельных минералов и их характер (степень окатанности зерен, их корродированность и т. д.), состав и характерные особенности нерастворимого остатка, механический состав пород и т. д.

Корреляция пластов по микропетрографическим признакам требует, конечно, комплексного подхода, заключающегося в увязке перечисленных характерных признаков слоя определенного состава между собой и с данными других методов корреляции — палеонтологического, литолого-петрографического, химического, геофизического и др. Такая взаимопроверка путем применения различных методов стратиграфического расчленения имеет особенно большое значение в начале работы, при изучении первого, основного, так называемого опорного разреза, с которым как с эталоном впоследствии сопоставляются другие разрезы.

Метод микропетрографической корреляции целесообразно применять при крупномасштабном картировании в условиях проявления на минерализованных площадях однообразных немых песчано-сланцевых толщ, либо массивных известняков. За последнее время в качестве дополнительного метода корреляции пластов с близким литологическим составом с успехом используется их сравнение по содержанию некоторых металлов, как, например, Ca, Ni, Cu, Pb, Zn и других, определяемых с помощью спектрального, иногда также химического анализа.

Тектонический метод основан на использовании различных форм проявления тектонических процессов для разграничения страти-

графических комплексов. Он обычно применяется в мелкомасштабном картировании, но, как будет показано ниже, с успехом может быть использован и при проведении крупномасштабной съемки в районах развития древних метаморфических толщ. При применении собственно тектонического метода для установления границ стратиграфических подразделений используются различного типа несогласия, фиксирующие проявления складкообразовательных и колебательных движений. Для небольших минерализованных площадей, на которых проводится крупномасштабная геологическая съемка, этот метод редко может дать ощутимые результаты. Однако при изучении рудных участков часто удается установить имевшее место ритмическое накопление осадков, которое обусловило закономерную повторяемость определенных типов пород. Это позволяет вытягивать по простиранию не отдельные пласты, а пачки их, закономерно повторяющиеся в разрезе. Для стратиграфического расчленения и корреляции наиболее удобно использовать ритмы, распространенные на значительной площади.

В районах развития осадочных толщ тектонический метод может быть использован с успехом в комплексе с палеонтологическим и другими методами. В метаморфических толщах его удается применить лишь в комбинации с литолого-петрографическим методом. Ниже будет показано, что комбинированное применение этих методов нередко приводит к хорошим результатам.

Геофизические методы могут оказывать существенную помощь не только при геологическом картировании, но также и при корреляции отдельных горизонтов и пластов, вскрываемых буровыми разведочными скважинами. Для этой цели наиболее широко используется электрический каротаж. С его помощью получают очень четкие диаграммы, на которых выделяются аномалии, разные для различных типов пород: максимумы сопротивлений отвечают плотным породам (известняки, песчаники), минимумы сопротивлений (отрезки диаграммы, близкие к прямолинейным) соответствуют разновидностям глинистых сланцев и мергелей. Путем исследования каротажных диаграмм и сопоставления их с эталонами удается выделить в разрезе скважин породы, различные по литологическому составу.

При применении электрического каротажа для стратиграфического расчленения необходимо наличие опорного разреза, детально изученного с помощью различных методов, рассмотренных ранее. Для построения такого опорного разреза составляется каротажная диаграмма, которая и является своеобразным эталоном. С этой диаграммой сравнивают диаграммы других скважин. Электрический каротаж находит все более и более широкое применение при изучении структур нефтеносных площадей, где после изучения опорного горизонта скважины бурятся даже без отбора керна. При проведении буровой разведки в пределах рудных полей электрический, а также магнитный и нейтронный каротаж также начали с успехом применяться для расчленения и корреляции пластов слоистых толщ, вмещающих рудные месторождения различных типов. Для месторождений с повышенной радиоактивностью эффективно используется гамма-каротаж.

Приведенное краткое описание различных методов расчленения слоистых толщ дает общее представление об особенностях стратиграфических исследований при крупномасштабной съемке. В связи с особой важностью этих исследований мы считаем необходимым рассмотреть отдельные примеры стратиграфического расчленения слоистых толщ при крупномасштабном картировании, проведенном в различных геологических условиях.

2. Особенности расчленения слоистых толщ в различных геологических условиях

Значительных успехов в крупномасштабном картировании древних метаморфических толщ в последнее время достигли советские геологи, изучающие месторождения слюдяных пегматитов. Еще совсем недавно на крупномасштабных картах этих месторождений древние метаморфические толщ наносились одним условным обозначением и их стратиграфическое расчленение считалось невыполнимым. Однако после того как Н. В. Фролова (1945) доказала возможность стратиграфического расчленения метаморфических толщ на Алдане с помощью тектонического метода, были поставлены работы и в других районах развития метаморфических толщ. Они оказались весьма эффективными.

Крупномасштабная геологическая съемка на полях слюдяных пегматитов получает все большее и большее развитие. В основе ее лежат представления о первичноосадочном происхождении толщ докембрийских кристаллических сланцев, вмещающих месторождения слюды. Детальное стратиграфическое расчленение этих толщ позволяет составлять полноценные крупномасштабные геологические карты пегматитовых месторождений и устанавливать связь слюдяного оруденения со стратиграфией, литологией и тектоникой, что, в свою очередь, способствует выявлению новых поисковых критериев.

М. А. Завалишин и Н. А. Львова (1954) при детальном геологическом картировании в Мамском слюдяном районе расчленили изучаемую толщу по литолого-петрографическим особенностям на 27 горизонтов. При изучении изменения пород вверх по разрезу и сопоставлении положения петрографически близких разностей они выявили отчетливую закономерность чередования метаморфических пород, несомненно отражающую характер и условия их седиментации.

Общая схема осадконакопления для исследованной части района представлена в табл. 2.

Т а б л и ц а 2

Картируемые метаморфические породы	Вероятный первичный состав осадков
1. Кварцево-слюдяные сланцы, кварциты	Песчаные
2. Биотитовые гнейсы	Песчано-глинистые
3. Биотитовые гнейсы с гранатом	Известково-песчано-глинистые
4. Мраморы, скаполитовые и гранатовые сланцы	Карбонатные, органогенные
5. Дистено-гранатовые и гранато-слюдяные гнейсы и сланцы	Глинистые

В полном ритме накопление осадков следует от 1-й группы к 5-й и от 5-й к 1-й. Отчетливо вырисовывающаяся ритмичность осадконакопления и выявляющаяся смена ритмов (рис. 25) позволяют четко устанавливать границы стратиграфических горизонтов и более детально расчленять породы внутри горизонтов при составлении карт даже самых крупных масштабов.

В изученном разрезе было выявлено шесть полных ритмов (см. рис. 25). Каждый из них представляет результат нового седиментационного этапа, что находит отражение в изменении состава пород и мощности как отдельных пластов, так и ритма в целом. Это изменение указывает на различную длительность и интенсивность накопления осадков в каждом

ритме. При сопоставлении состава пород в пределах ритма устанавливается определенная унаследованность, выражающаяся в том, что пласты, отвечающие его началу, имеют ту же петрографическую характеристику, что и пласты конца предыдущего ритма осадконакопления. Это показывает, что условия седиментации в конце предыдущего и в начале последующего ритмов осадконакопления были более или менее сходными.

Успешная попытка расчленения древних метаморфических толщ Слюдянского района Прибайкалья, где обнажается алдано-слюдянский метаморфический комплекс, была сделана Б. М. Роненсоном (1954). Стремясь воссоздать ритм относительных колебательных движений по разрезу, включающему фации: карбонатную, карбонатно-глиноземистую,

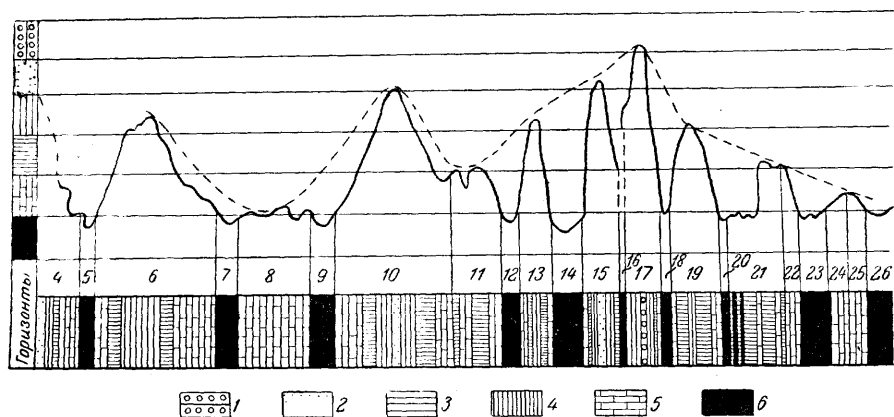


Рис. 25. Цикличность осадконакопления для северо-западной части Мамского района (по М. А. Завалишину и Н. А. Львовой, 1954)

1 — конгломераты (исходные породы — галечники, грубые пески); 2 — слюдяные кварциты (пески); 3 — кварцевые биотитовые сланцы (глинистые пески); 4 — биотитовые гнейсы и сланцы, иногда с гранатом (песчаные глины, мергели); 5 — мраморы графитовые и скаполитовые сланцы (известковые и органические осадки); 6 — дистеновые и гранато-биотитовые гнейсы и сланцы (глинистые осадки).
Кривая показывает последовательную смену типов осадков в разрезе

кремнисто-глиноземистую и кремнисто-карбонатную, этот автор, так же как и предыдущие исследователи, выявил два порядка колебаний — мелкие резкие колебания и широкие пологие волны. Анализ полученных данных позволил Б. М. Роненсону показать, что полной волне резких колебаний соответствует стратиграфический горизонт. Последний включает пачки единой фации осадконакопления, а также более мелкие подразделения — пласты, характеризующиеся однородным составом и текстурой. Широкие пологие волны соответствуют подсвиту, или отделу свиты, которая объединяет ряд стратиграфических горизонтов, обладающих одинаковым строением, т. е. соответствует серии одинаковых ритмов или периоду однообразных колебательных движений. Кроме того, для всего района выделяются свиты — более крупные подразделения, включающие ряд стратиграфических горизонтов, близких по составу.

В рассмотренных примерах стратиграфического расчленения древних метаморфических толщ при крупномасштабном картировании геологи использовали уже имевшиеся данные мелкомасштабных карт, характеризующие определенные свиты и целые комплексы изучаемых пород. При крупномасштабной съемке они проводили дальнейшую детализацию разреза и выделение подсвит, стратиграфических горизонтов, пачек пластов и отдельных пластов.

Однако иногда имеется необходимость проведения крупномасштабного картирования отдельных изолированных участков, сложенных древними метаморфическими толщами, выступающими на относительно не-

большой площади, без использования данных мелкомасштабных съемок. В этом случае стратиграфическое расчленение приходится выполнять при детальном картировании только этих участков, так как на мелко-масштабных картах подобные участки выражаются лишь в виде небольших выходов.

В качестве примеров относительно небольших рудоносных площадей, сложенных древними метаморфическими сланцами, можно привести Эльбрус, Уруп и другие месторождения Северного Кавказа. Эльбрусское полиметаллическое рудное поле, находящееся в верховьях бассейна р. Кубань, залегает в толще кварцево-серицитовых, серициново-рогово-обманковых и других метаморфических сланцев и занимает площадь около 45 км². Эта толща с юга отделена тектоническим контактом от каменноугольных и пермских отложений, а на водоразделах рек и с севера скрыта под юрскими песчаниками.

Картирование такой толщи представляет собой крайне сложную задачу, вследствие большой трудности расчленения слагающих ее метаморфических сланцев. Первоначальная попытка картирования этой толщи в масштабе 1 : 10 000 была сделана Л. А. Медведюком; он выделил в ней кварцево-серицитовые и роговообманковые сланцы. При дальнейшем картировании было выявлено, что между этими сланцами существуют постепенные переходы, в результате чего была высказана мысль о невозможности расчленения этой толщи.

Тем не менее геолог С. И. Лезин вновь и вновь делал попытки расчленить отмеченные метаморфические сланцы. При этом он применил следующий прием. Были отобраны по разрезам типичные образцы пород и выписаны в таблицу наиболее характерные их свойства: степень рассланцованности, цвет, зернистость, отсутствие или наличие и количественное распространение таких минералов, как кварц, слюда, роговая обманка, полевошпат, а также наличие или отсутствие эпигенетических минералов (хлорит, кальцитовые жилки и др.). Детальное макроскопическое изучение около 300 образцов, взятых при картировании одного из участков рудного поля по трем разрезам через 5—8 м, показало, что несмотря на кажущееся однообразие пород, среди них имеются пачки и даже отдельные пластины с характерными, только им присущими свойствами. В частности, удалось выделить пачку кварцево-слюдистых сланцев с полевым шпатом. Кроме того, оказалось возможным наметить пачку грубослоистых кварцево-слюдистых сланцев с карбонатными прослоями, отделенных от пачки тонкослоистых кварцево-слюдистых сланцев пропластком хлоритовых сланцев.

Попытка установить в поле четкие контакты между названными породами для их прослеживания по простиранию не увенчалась успехом, вследствие постепенных переходов одних разновидностей в другие. Постепенный переход наметился также между пластами хлоритовых сланцев и пачкой грубослоистых кварцево-слюдистых сланцев. Вместе с тем был установлен достаточно четкий контакт между пачкой тонкослоистых кварцево-слюдистых сланцев и пластом хлоритовых сланцев. Этот контакт был прослежен по простиранию, что позволило значительно уточнить структуру участка. Дальнейшие исследования привели к установлению определенной ритмичности в осадконакоплении, что значительно упростило проведение картирования.

Рассмотренный пример показывает, что при достаточной настойчивости в процессе детального картирования удается расчленить древние метаморфические толщи даже и в тех случаях, когда они развиты в виде отдельных изолированных массивов, изображающихся на мелкомасштабных картах лишь в виде небольших отдельных выходов.

Из опыта зарубежных исследований по расчленению древних метаморфических толщ значительный интерес представляет работа Густафсона, Барелла и Гаретти (1950), посвященная месторождению Брокен-

Хилл в Австралии. Здесь особую трудность составило картирование осадочных пород, метаморфизованных до силлиманитовых гнейсов. В качестве маркирующих горизонтов, прослеживающихся, правда, на относительно коротких расстояниях, были приняты пласты, содержащие крупные зерна граната. Большая часть горизонтов была выделена по соотношению слагающих их типов пород и по стратиграфическому положению в известных структурах.

Стратиграфическое расчленение пород сопряжено со значительными трудностями не только при картировании древних протерозойских метаморфических толщ, но также и интенсивно метаморфизованных, палеозойских, а иногда и мезо-кайнозойских отложений, не содержащих органических остатков. В таких случаях следует широко применять метод минералогической корреляции или микропетрографического анализа путем дробления проб пород и последующим отдельным изучением легкой и тяжелой фракций минералов. В породах определяется минералогический состав обеих фракций, а также выделяются руководящие ассоциации минералов, которые могут помочь корреляции отдельных пластов и горизонтов и способствовать сопоставлению отдельных обнажений и разрезов. С. Г. Саркисян (1947) рекомендует при таком изучении отбирать образцы песчаников весом 200 г, глин, алевролитов и мергелей весом 300 г, конгломератов (преимущественно цемента) 400 г, известняков — около 500 г. Образцы могут быть отобраны в естественных обнажениях и горных выработках, а также взяты из керна и шлама буровых скважин.

Метод петрографо-минералогического анализа с детальным изучением аксессуарных минералов, входящих в состав тяжелой фракции, следует рекомендовать для применения в районах развития песчано-сланцевых толщ, в которых переслаиваются близкие по составу пласты песчаников и сланцев, разбитые тектоническими нарушениями. В таких случаях картирование обычными методами прослеживания тех или иных пластов не может дать хороших результатов, так как после появления первого же сбросового нарушения прослеживаемый пласт окажется потерянным.

Особые трудности возникают при картировании рудных полей и месторождений, залегающих в массивных известняках. При попытке расчленить эти породы во многих случаях оказываются непригодными многие критерии, которые, казалось бы, можно положить в основу их стратиграфического подразделения. Так, во многих случаях нельзя принимать в качестве основы для стратиграфического расчленения различную окраску известняков. Нередко серый цвет этих пород сменяется белым в связи с нормальным метаморфизмом, приводящим к потере органических составляющих. Тщательное картирование контактов таких разноокрашенных известняков на Кансайском и других известняковых рудных полях Кармазара показало, что контакты эти не стратиграфические, а сложные метасоматические, и наблюдаемые белые разности представляют собой метаморфизованные участки первоначально серых известняков.

При стратиграфическом расчленении немых массивных известняков необходимо обратить особое внимание на возможность наличия в них фациально-устойчивых пропластков сингенетических доломитов.

При картировании рудоносных площадей, сложенных массивными известняками, не содержащими прослоев доломитов, особенно существенную помощь в выяснении стратиграфии может оказать метод «нерастворимых осадков», являющийся разновидностью микропетрографического анализа, на целесообразность применения которого у нас в СССР впервые указал В. М. Крейгер (1931). Сущность этого метода заключается в том, что в образцах карбонатных пород весом в 0,5 кг и более изучаются некарбонатные минеральные компоненты, сохраняющиеся

после растворения образца в соляной кислоте. Эти минеральные компоненты находятся в рассеянном состоянии в породе и в шлифах обычно пропускаются.

Среди рассматриваемых минеральных компонентов можно различать образования, привнесенные извне и представляющие собой кластические акцессории, такие как кварц (наиболее широко распространенный), а также турмалин, циркон, рутил, гранат, пироксены, амфиболы, полевые шпаты. Некоторые из этих минералов могут оказаться и эпигенетическими. Кроме того, могут быть встречены так называемые долокасты — скелетные агрегаты кремнезема, микрофауна, замещенная кремнеземом или пиритом, а также кремнистые оолиты.

Метод нерастворимых остатков в некоторых случаях помогает установить среди однородной карбонатной толщи опорный горизонт. Для этой цели производится тщательное изучение и опробование нескольких разрезов и их корреляция. Образцы для исследования в грубослоистых известняках следует отбирать не реже чем через 0,5 м по мощности. В тех случаях, когда имеется уверенность в достаточной однородности слоев, образцы можно отбирать через 1—2 м. Г. Д. Ажгирей (1936) и другие исследователи приводят ряд примеров, когда по нерастворимым остаткам удавалось вытягивать горизонты по простиранию на многие километры. Отдельные горизонты карбонатных пород, содержащие хлорит или серицитово-кальцитовые конкреции с серым кварцем, были прослежены на площади до 100 км².

Особо важное значение рассматриваемый метод приобретает при прослеживании рудных тел в месторождениях пластовой формы, характеризующихся наличием частых пережимов. Детальное изучение нерастворимых остатков в породах висячего и лежащего боков позволяет выявлять рудоносные проводники в интервалах без видимого оруденения.

Крайне трудно поддаются расчленению монотонные песчано-сланцевые толщи, широко распространенные в северо-восточных районах СССР. Поэтому геологи нередко после первых же неудачных попыток в этом направлении идут по линии наименьшего сопротивления и на крупномасштабных картах показывают вмещающие оруденение толщи как однообразное поле. В таких случаях вместо геологической карты получается по существу лишь литологическая схема. Нам представляется, что при расчленении подобных толщ метод микропетрографического анализа может также оказать существенную помощь.

В некоторых случаях расчленение однообразных толщ было произведено и без применения описанного микропетрографического анализа (или его разновидности — метода нерастворимых остатков). Однако такие работы проводить весьма трудно. В качестве примера можно привести исследование В. Н. Вебера (1934) в районе о-ва Челекен. Здесь картировалась толща переслаивающихся третичных песчаников и глин. От применения обычного метода прослеживания пластов в самом начале исследований пришлось отказаться из-за наличия большого количества дизъюнктивных нарушений. Поэтому В. Н. Вебером была проведена очень трудоемкая работа, выражающаяся в прокладке нивелировочных профилей вкрест общего простирания картировавшейся толщи и изучения большого количества разрезов. Съемка профилями, как известно, применяется также американскими геологами при картировании нефтеносных отложений. Однако в рудных полях этот метод, насколько нам известно, не использовался, да и применение его едва ли целесообразно.

Ранее уже отмечалось, что стратиграфическое расчленение интенсивно дислоцированных толщ вызывает особенно большие трудности, так как наблюдаемая в поле последовательность залегания слоев может не соответствовать их возрастным соотношениям. Это может быть связано с опрокидыванием складок, либо с надвиганием по пологим тектоническим поверхностям более древних пород на более молодые. В таких

случаях истинные стратиграфические соотношения можно установить лишь в результате специальных исследований с комплексным применением различных методов.

Пример таких сложных взаимоотношений показан на рис. 26. В пределах изображенного участка рудного поля наиболее древние породы — доломитовые известняки верхнего девона — залегают в верхах видимого разреза. Внизу этого разреза находятся песчаники, туфы, алевролиты и глинистые сланцы нижней перми и верхов верхнего карбона ($C_3 + P_1$). В средней части разреза обнажаются глинистые сланцы, алевролиты и песчаники нижней части верхнего карбона (C_3^1), перекрытые конгломератами и песчаниками верхов среднего карбона (C_2^3). На этих последних залегают, в свою очередь, известняки среднего отдела среднего карбона (C_2^2).

Увязать наблюдаемые стратиграфические соотношения можно лишь предположив, что на данной площади имеется серия чешуйчатых надви-

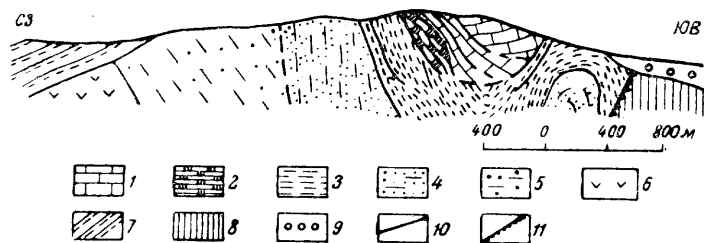


Рис. 26. Пример обратного залегания пластов в Южном Тянь-Шане; отложения среднего карбона по надвику залегают на осадках верхнего карбона

1 — доломитовые известняки верхнего девона; 2 — известняки и песчаники C_2^2 ; 3 — конгломераты и песчаники C_2^3 ; 4 — песчаники, алевролиты и глинистые сланцы C_3^1 ; 5 — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы C_3^{1-3} ; 6 — нижнепермские песчаники и туфы; 7 — триасовые песчаники и глинистые сланцы; 8 — меловые песчаники, глины, мергеля, известняки; 9 — галечники; 10 — верхнепалеозойские разрывы; 11 — альпийские разрывы

гов. Действительно, контакты между главными комплексами пород представлены тектоническими зонами, с которыми связано дробление и рассланцевание. Важно отметить, что упомянутые комплексы совместно с разделяющими их тектоническими контактами смяты в складки и надвинуты на отложения мела и палеогена. Все ранее отмеченные тектонические нарушения, претерпевшие складчатость, относятся к вариссийским этапам деформаций, что подтверждается развитием вдоль них полиметаллической минерализации. Только молодой альпийский надвиг является послерудным.

Выяснение истинных стратиграфических соотношений в древних метаморфических толщах, дислоцированных и осложненных к тому же разрывами, представляет еще более трудную задачу. При стратиграфическом расчленении таких толщ, помимо ранее указанных методов, существенную помощь могут оказать данные о положении осевых плоскостей так называемых «складок волочения» в некоторых пластах, а также наблюдения над соотношением слоистости и сланцеватости осевой плоскости. Методика таких исследований и соответствующие примеры будут рассмотрены ниже, при описании специфических особенностей картирования складок. В специальной главе будут также рассмотрены некоторые особенности картирования эффузивных пород и связанных с ними туфов.

В заключение данного раздела рассмотрим кратко вопрос о возможности применения геофизических методов при стратиграфическом рас-

членении слоистых толщ или для прослеживания отдельных горизонтов по простиранию при условии развития мощных современных отложений. Анализ имеющихся данных позволяет сказать, что в закрытых районах крупномасштабная геологическая съемка, требующая обычно большого объема дорогостоящих вскрышных работ, может быть до некоторой степени упрощена и удешевлена посредством электропрофилирования. Этот метод применялся И. И. Никольским (1949) при картировании в масштабе 1:5000 одного из угольных месторождений. Коренные породы,

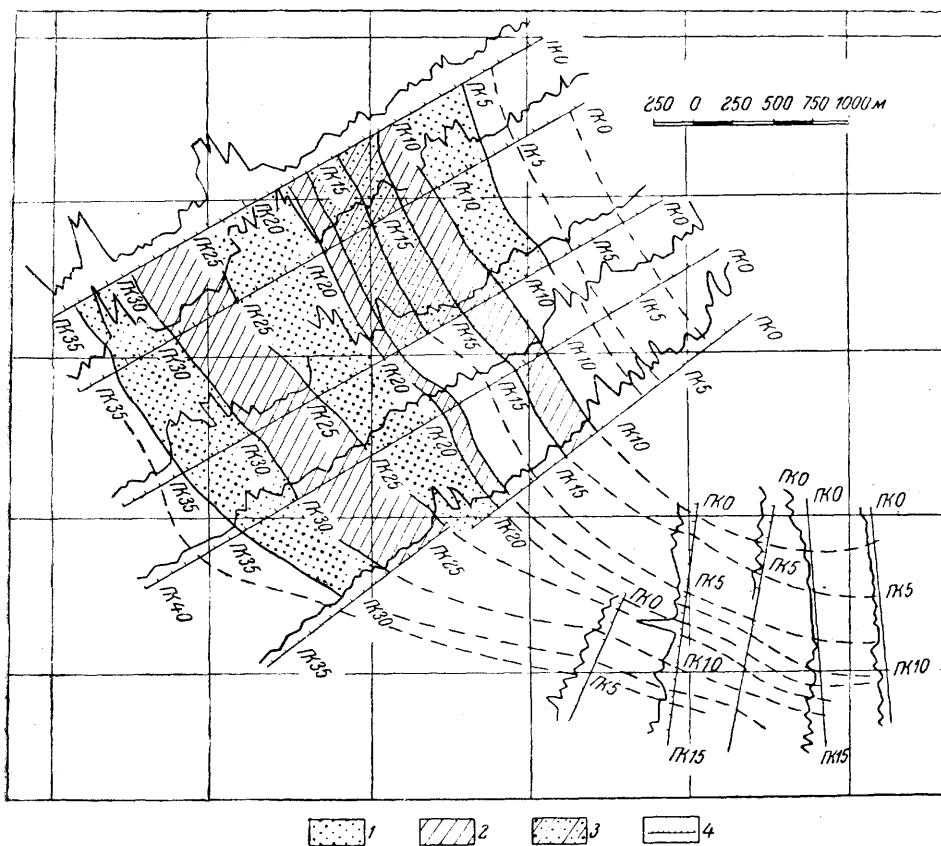


Рис. 27. Литологическая карта, составленная по данным электропрофилирования (по И. И. Никольскому, 1949)
 1 — зона песчаников; 2 — зона глинистых сланцев; 3 — зона песчано-глинистых отложений; 4 — линии электропрофилирования

представленные здесь отложениями песчаников и сланцев S_2 , обнажаются лишь в отдельных балках, параллельных простиранию толщ. Большая же часть картируемой площади покрыта современными отложениями, имеющими мощность 15—20 м.

Примененный на этой площади метод электропрофилирования основан на выявлении различия электрических свойств пород. Наибольшее кажущееся удельное сопротивление имеют плотные песчаники, наименьшее — глинистые сланцы (рис. 27). На некоторых профилях нашел отражение и маркирующий пласт известняка. Пласты угля уловить не удалось. К недостаткам метода относится то, что абсолютные значения кажущегося сопротивления, измеренные в различных профилях, над одними и теми же пластами непостоянны. Этот метод можно рассматривать в качестве подсобного, дающего возможность прослеживать пласты по-

род между естественными обнажениями. Однако он может оказать существенную помощь при крупномасштабном картировании, во всяком случае применение его позволяет значительно сэкономить силы и средства на производство горных работ, вскрывающих наносы.

Более подробно возможности применения геофизических методов при расчленении слоистых толщ будут рассмотрены в специальном разделе этой книги.

КАРТИРОВАНИЕ СКЛАДОК

При изучении структур рудных месторождений детальное картирование складок имеет исключительно большое значение. Только путем тщательного картирования удастся выявить форму складок, собрать данные для установления их генетического типа, выяснить особенности и положение различных элементов складок и в конечном итоге решить вопрос о контроле оруденения теми или иными из этих элементов. В процессе картирования складок, как известно, наносятся на карту выходы границ пластов. Очертания этих выходов в первую очередь зависят от положения осей складок и наклона их в ту или другую сторону. Наряду с этим, мелкие изгибы границ пластов, конечно, зависят и от рельефа поверхности. При картировании складок, оси которых параллельны поверхности, границы пластов при значительном протяжении будут более или менее параллельны. Резкие изгибы пластов характерны для мест погружения осей складок. Детальное изучение участков погружения осей складок особенно важно для выявления их формы и строения.

Прежде чем перейти к характеристике наблюдений, которые необходимо проводить в участках погружения осей складок, следует еще раз подчеркнуть, что картирование возможно лишь при условии предварительного установления маркирующих горизонтов, которые должны быть намечены в процессе стратиграфического расчленения изучаемой площади. При наличии разнообразных по составу пластов выявление среди них маркирующих горизонтов не представляет особых трудностей. Задача значительно усложняется, когда развиты чередующиеся пласты близкого состава, например пласты, слагающие песчано-сланцевые толщи, либо толщи эффузивно-туфовых образований и других пород, характеризующихся чередованием однообразных пластов.

Примером подобной съемки, проводившейся методом вытягивания горизонтов, служит классическая работа донецких геологов, выполнявшаяся в 1892—1911 гг. под руководством Л. И. Лутугина. Как известно, Донецкий бассейн сложен мощной песчано-сланцевой толщей, включающей несколько сотен пластов песчаника, свыше 100 пластов известняка и до 200 пластов угля. Литологически все песчаники и известняки сходны между собой. Поэтому при отождествлении пластов была использована характерная для них последовательность; например, известняк K_1 отличается тем, что под ним имеются три пласта угля, а над ним — два пласта грубозернистых песчаников.

Иногда в относительно однородных породах удается выявить маркирующие горизонты и по особенностям литологического состава. В частности, как уже указывалось, среди массивных известняков нередко можно выделить пласты сингенетичных доломитов; среди однообразных конгломератов может быть прослежен пропласток окрашенного конгломерата, как это было сделано, например, при картировании Такелийского мышьяково-полиметаллического рудного поля. В эффузивно-туфовой толще также нередко удается установить пласты чаще всего туфов, с характерной окраской, либо с содержанием однородных обломков хорошо выраженных миндалин кальцита и хлорита, либо порфирировых вкрапленников определенных минералов, например, хорошо ограненных кристаллов кварца и т. д.

Опорными горизонтами могут быть также пласты, содержащие определенную фауну, либо отчетливо выступающие в рельефе благодаря сопротивляемости выветриванию. Наличие опорных горизонтов позволяет производить картирование складок путем вытягивания этих горизонтов по простиранию и измерения элементов их залегания на различных интервалах.

Нанесение замеров элементов залегания опорного горизонта на карту и сопоставление полученных данных позволяют выявить форму склад-

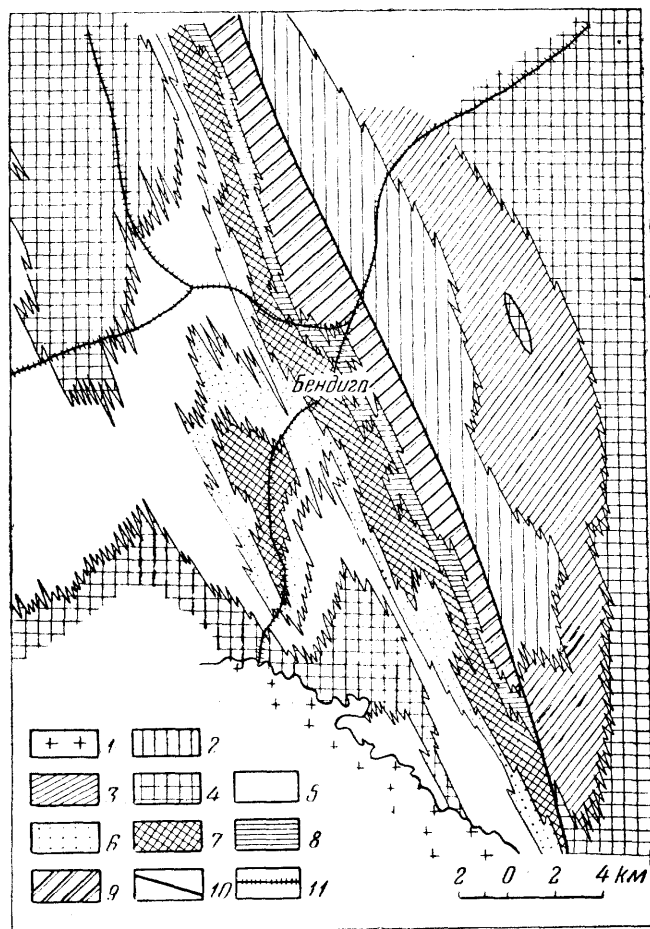


Рис. 28. Геологическая карта района месторождения Бендига (по Д. Томасу, 1953)

1 — граниты. Граптолитовые зоны песчано-сланцевой толщи; 2 — средне-ордовикская; 3 — ялинская; 4 — кастлмейнская; 5 — чьютонская; 6 — бендигская Б-4; 7 — бендигская Б-2-3; 8 — бендигская Б-1; 9 — лаисфельдская; 10 — надвиг Уайтлоу; 11 — железная дорога

ки. Однако этот вопрос решается просто лишь в том случае, если имеет место резкий изгиб картируемого горизонта в связи с его периклинальным замыканием. Тогда можно однозначно решить, имеем ли мы дело с синклинальной, либо антиклинальной складкой, и в каком направлении погружается ее ось.

Направление падения пород в шарнире складки позволяет говорить также и об угле погружения оси складки. В свою очередь, по направлению погружения можно определить форму и характер складки значительно увереннее, чем по падению ее крыльев. Направление падения по-

род в крыльях складки, как известно, еще не позволяет решить, с какой складкой мы имеем дело, синклиальной или антиклинальной, поскольку она может быть веерообразной и антиклинальной, несмотря на встречное падение пластов.

Однако все же следует подчеркнуть, что единственным достоверным критерием при определении формы складки является стратиграфическая последовательность слоев. В ядре антиклинальной складки всегда залегают наиболее древние, а в ядре синклинали — наиболее молодые породы.

Необходимо иметь в виду, что в участках периклинального замыкания опорного горизонта, отвечающих погружению осей складок, часто основная складка разделяется на несколько более мелких, что приводит к многократному изменению простирания опорного горизонта. В складчатых рудных полях гидротермальных месторождений такое расщепление проявляется часто.

Хорошей иллюстрацией сказанного являются некоторые рудные поля Алтая и Центрального Казахстана, а также золоторудное месторождение Бендиго в Австралии. Иногда в этих рудных полях наблюдается не только расщепление основной складки на ряд более мелких, но также и изменение простирания их осей, что также особенно характерно для месторождения Бендиго (рис. 28). Детали структуры этого месторождения были выяснены лишь после выделения среди вмещающей оруденение песчано-сланцевой толщи горизонтов, содержащих различные формы граптолитов (Д. Томас, 1953).

Детальное изучение поведения опорного горизонта и других пластов в участке периклинального замыкания складки имеет значение не только для выяснения ее общих морфологических особенностей. Оно дает возможность

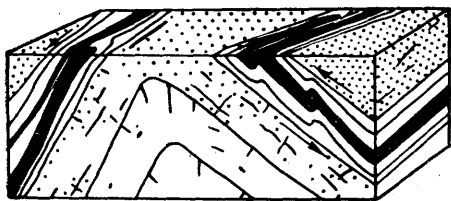


Рис. 29. Складки волочения. Справа — обусловленные скольжением по плоскости напластования в направлении, показанном стрелками; слева — обусловленные горизонтальными перемещениями вдоль плоскостей напластования (по Е. Хиллеу, 1954)

выяснить ряд важных деталей и прежде всего установить, ориентированы ли все оси дополнительных складок, или складок волочения, параллельно оси главной складки, или они располагаются косо к ней. Последний случай позволяет говорить о наличии дополнительных косо направленных движений вдоль контактов тех или иных пластов и о возможном проявлении полостей отслаивания, создающих условия для локализации рудных столбов с осями, ориентированными косо к линии падения пластов (рис. 29).

Тщательное изучение залегания пород в участке периклинального замыкания складки позволяет также собрать данные и для суждения о генетическом типе картируемой складки. Очевидно, что в случае складки скольжения с изгибом, возникшей в результате бокового сжатия, на участке периклинального замыкания должны быть встречены все пласты, установленные в обоих крыльях. При этом они картируются в виде более или менее параллельных дуг, обрамляющих концентрически ядро складки.

Другие соотношения будут установлены в случае проявления диапировой складки. Пласты пород, залегающие на некотором удалении от ядра такой складки, могут иметь залегание совершенно иное, независимое от залегания пород ядра, и часто ограничиваются этими породами по простиранию и падению. Чаще встречаются переходные формы складок от простых к диапировым; в них обычно некоторые пласты на одних участках выпадают из разреза, а на других резко увеличиваются в мощности.

Если в складке участки пласта с увеличенной мощностью залегают согласно с вышележащими пластами (деформация которых выражается только в их изгибании), то, очевидно, такую складку следует отнести к «подобной». Если же установлено, что пласт, характеризующийся на отдельных интервалах увеличенной мощностью, деформирует и выжимает вышележащие пласты, протыкая хотя бы нижний из них, то, очевидно, такая складка должна быть отнесена уже не к подобной, а к диапировой.

Примером такого частичного диапирового протыкания является Лениногорское рудное поле. Согласно И. И. Брызгалову, при сопоставлении разрезов по западной Главной антиклинали, включающей рудные тела Сокольного и Риддерского месторождений, с разрезами Восточной Ильинской антиклинали в первой устанавливается отчетливое проявление диапировых складок.

Основной способ выявления элементов диапирового протыкания сводится к сопоставлению стратиграфических разрезов на крыльях и в приосевой части складки и к установлению тектонических контактов с породами нижележащих горизонтов, слагающих ядро и прорывающих вышележащие породы. Эти данные в большинстве случаев могут быть получены лишь после проведения буровых и других разведочных работ. При картировании не полностью развитой или слабо обнаженной диапировой складки ее часто принимают за складку изгиба со скольжением. Иначе обстоит дело, когда картируется диапировая складка, выраженная очень ясно. В таких случаях удается вытянуть по простиранию тектонический контакт между более пластичными породами ядра складки и вышележащими толщами, у которых залегание слоистости часто не совпадает с залеганием слоистости в ядре.

В качестве примера можно привести Тырнаузское месторождение. Структура его в свое время представлялась простой антиклиналью, осложненной синклинальным прогибом. При подземном картировании месторождения А. В. Пэк (1946) установил, что рудоносные скарны, залегающие как бы в виде особого горизонта между мраморами ядра и роговиками, слагающими крылья складки, фиксируют тектонический контакт между этими породами; они интенсивно их замещают и содержат многочисленные реликтовые глыбы и обломки этих пород. При изучении с поверхности прилегающего к скарнам поля роговиков было установлено, что слоистость в них ориентирована под некоторым углом к контакту со скарнами и мраморами. Эти факты привели к заключению, что в структурном отношении месторождение представляет собой своеобразную диапировую складку, в которой более пластичные мраморы прорывают залегающие стратиграфически выше роговики.

Такое представление о структуре позволило высказать благоприятный прогноз о распространении рудоносных скарнов на глубину, что полностью подтвердилось при проведении дальнейших разведочных и эксплуатационных работ.

Сходные соотношения наблюдаются и на Чукуракском мышьяковом месторождении, где известняковая пластина образует ядро диапировой складки среди сланцев. В известняках отчетливо проявляется вертикальная сланцеватость северо-западного простирания. Сланцы имеют то же простирание, но вблизи контакта с известняками падают от них под углом около 80° ; с удалением от контакта угол падения уменьшается до 60° . Контакт между этими породами отчетливо тектонический; к нему приурочена брекчия (рис. 30), и вдоль него развилось орудование.

Примерно аналогичные соотношения были выявлены И. П. Кушнаревым и В. В. Архангельской на Аурахматском флюоритовом месторождении. Здесь ядро диапировой складки сложено мраморами, которые рассечены тектоническим нарушением на два блока. В связи с пластическим течением мраморов, направленным вверх, вышележащие сланцы

несколько деформированы; в них, около кругого контакта с мрамором, местами развиты складки волочения. В верхней части ядра наблюдается брекчия мраморов и сланцев, внизу постепенно сменяющаяся плотными мраморами.

При картировании слоистых толщ для решения структурных вопросов важное значение имеет детальное изучение складок волочения. Как уже указывалось выше, по положению этих складок и слоистости пород

иногда удается однозначно решить вопрос о возрастной последовательности.

В метаморфических толщах слоистость пород должна тщательно фиксироваться на карте и сопоставляться со сланцеватостью. Это нередко может оказать существенную помощь при расшифровке структуры толщи и прежде всего определить ориентировку осевых плоскостей складок, а при сопоставлении их положения с залеганием слоистости — также сделать определенный вывод о стратиграфической последовательности слоев (см. раздел, посвященный образованию складок).

При картировании метаморфических толщ, подвергшихся интенсивной деформации,

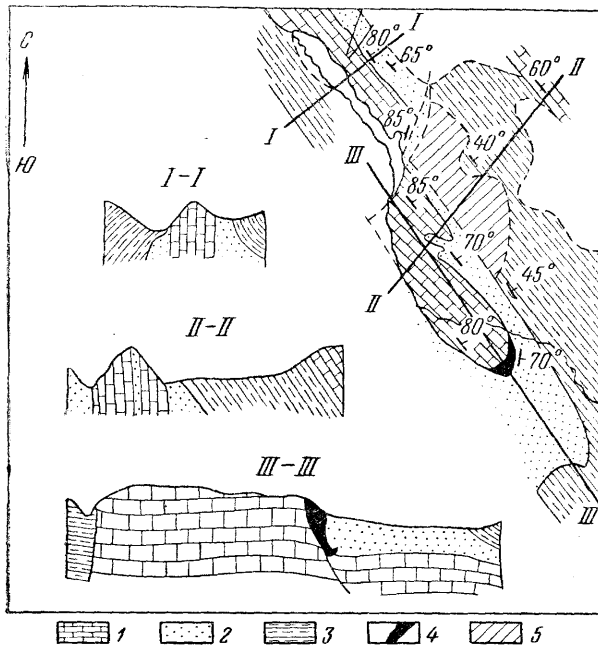


Рис. 30. Схематический план и разрезы месторождения Чукурак, приуроченного к диапировой складке (по Ф. И. Вольфсону и И. П. Кушнареву, 1947)

1 — известняки; 2 — кварцево-серпичитовые сланцы; 3 — кремнистые и филлитовидные сланцы; 4 — рудные тела; 5 — современные отложения

например в пределах зон смятий типа Прииртышской зоны на Алтае, могут встретиться затруднения при выяснении погружения осей складок. Это особенно относится к таким случаям, когда картируются плохо обнаженные осадочные толщи, включающие несколько горизонтов однородных по составу пород. Тогда при расшифровке строения складок существенную помощь могут оказать некоторые линейные их элементы. К ним, в частности, относятся оси мелких складок, линии пересечения плоскостей скалывания, ориентированные параллельно осям складок, а также штрихи скольжения на плоскостях сланцеватости.

Доказав предварительным изучением, что элементы эти связаны со складчатостью, в дальнейшем ими можно пользоваться для установления угла погружения осей главных складок. В частности, об этом можно судить по наклону всех отмеченных линейных элементов. Следует однако иметь в виду, что использование для этого элементов мелких дополнительных складок возможно лишь в тех случаях, если оси их параллельны оси главной складки. Что же касается штрихов скольжения, то ими можно пользоваться только тогда, когда они отчетливо проявляются на плоскостях различных пород и имеют одинаковую ориентировку.

В некоторых случаях о погружении осей складок можно судить и по углам падения трещин отрыва, ориентированных перпендикулярно про-

стиранию складок. При горизонтальной ориентировке осей складок такие трещины (если они в своем образовании сопряжены со складчатостью) будут расположены вертикально и приобретут тот или иной наклон в зависимости от угла погружения шарниров складок.

При сопоставлении на рудоносных площадях стратиграфических разрезов различных частей складок нередко выясняется, что в их крыльях отдельные пласты хрупких пород, залегающие среди пород с высокими пластичными свойствами, во многих разрезах выпадают либо расчленяются на отдельные линзы. Такое разлинзование может не быть связано с условиями осадконакопления, а являться результатом тектонических процессов. Оно обуславливается тем, что под воздействием сжимающих усилий пласты более хрупких пород разрываются и разделяются на отдельные блоки перемещающимися пластичными массами. Подобные соотношения установлены Н. А. Читаевой, занимавшейся детальным изучением Явленского полиметаллического рудного поля. Здесь получили широкое развитие послонные надвиги по контакту маломощных пластов известняков с песчаниками и сланцами. Первые на отдельных интервалах почти полностью выдавлены и перемещены в участки, подвергшиеся тектоническому сжатию (устное сообщение).

При картировании площадей, характеризующихся подобным строением, необходимо составлять серии последовательных стратиграфических разрезов по естественным или искусственным обнажениям и сопоставлять их. Чтобы не пропустить при картировании относительно крупных линз пород, образовавшихся тектоническим путем, следует составлять стратиграфические разрезы так, чтобы на крупномасштабных картах они располагались на расстоянии не более 2 см один от другого.

В полиметаллических рудных полях нередко наблюдаются линзовидные рудные тела, образовавшиеся за счет замещения блоков разлинзованных известняков. Для правильной оценки возможного распространения таких рудных тел на глубину крайне важно получить данные о поведении отдельных линз известняков. С этой целью необходимо сопоставлять и точно увязывать данные, полученные при геологическом картировании поверхности, с документацией керна скважин и подземных горных выработок. Следует подчеркнуть, что нередко при геологическом картировании подобные тектонические линзы ошибочно принимаются за первичные, образовавшиеся в процессе осадконакопления; это приводит к неправильным выводам о структуре месторождения.

В связи с этим при нахождении на картируемой площади определенных пород, залегающих в форме линз, необходимо точно решить вопрос об их происхождении. Для этого следует детально исследовать контакты линзовидных блоков с вмещающими их породами, а также изучить структуру последних. В случае тектонического разлинзования в них могут быть следы пластического течения, выраженные в виде сложных микроскладок в участках, разобщающих отдельные линзы по простиранию.

Как уже было отмечено в главе, посвященной описанию складок, гидротермальные месторождения, приуроченные к складкам, развиваются преимущественно в их сводовых частях и иногда в крыльях. В первом случае рудные тела приобретают седловидную или лентообразную, а во втором — пластообразную форму. Для детального изучения формы таких рудных тел, обычно вскрываемых только скважинами и лишь отчасти горными выработками, целесообразно изображать рельеф почвы и кровли рудного тела в изогипсах, точно отвечающих простиранию пластов. В то же время на геологических картах рудных полей, связанных со складчатыми структурами, полезно наносить изостраты, т. е. линии пересечений выходов пластов с поверхностью рельефа местности. Естественно, что при расчлененном рельефе изостраты и изогипсы не будут параллельны (рис. 31).

Для выяснения в согласно залегающих телах связи оруденения с элементами тектоники и, в частности, с изгибами поверхности пластов целесообразно сопоставлять изогипсы кровли или почвы опорного горизонта с изолиниями мощностей рудных тел. Такое сопоставление помогает выявлять детали структур изучаемых рудных тел. Подобная геометризация рудных тел с составлением изострат слоистых пород может оказать существенную помощь при картировании и изучении месторождений, связанных со складчатыми структурами. Однако нельзя забывать, что выявление закономерностей размещения рудных тел, приуроченных к складкам, должно все же в основном проводиться путем геологического картирования.

Исследования должны быть направлены преимущественно на решение следующих вопросов:

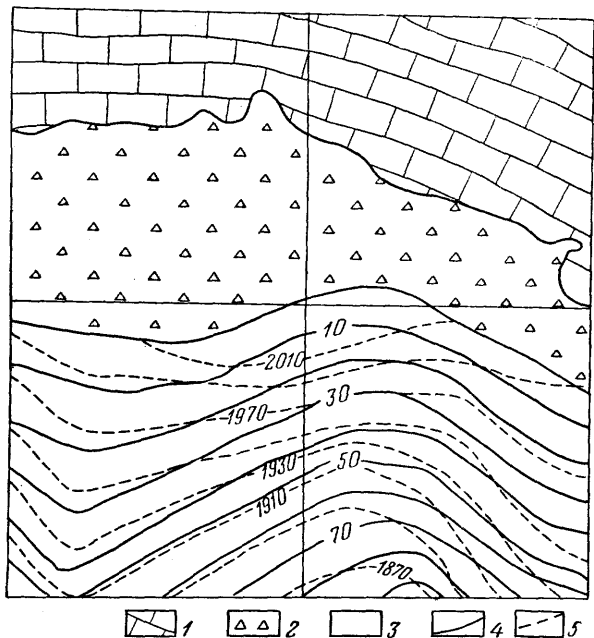
1. Выяснение возможной площади распространения оруденения в седловидных жилах, приуроченных к изгибу сводов главной антиклинальной структуры и антиклиналей второго порядка, а также к флексуобразным перегибам на крыльях антиклиналей.

2. Определение общего количества рудоносных горизонтов, располагающихся последовательно один над другим.

Для анализа структуры рудных полей и месторождений. в условиях расчлененного рельефа при пологих элементах залегания пластов вмещающих пород или рудных тел целесообразно иногда составлять геологические схемы, приведенные к горизонтальной плоскости.

Рис. 31. Условия залегания слюдяно-кварцевых сланцев на месторождении Терек (по И. И. Бочкареву помещены в работе А. В. Королева и П. А. Шехтмана, 1954)

1 — известняки; 2 — кварцевая брекчия; 3 — слюдяно-кварцевые сланцы; 4 — изостраты слюдяно-кварцевых сланцев; 5 — изогипсы контакта слюдяно-кварцевых сланцев с кварцевой брекчией



При решении вопроса о площади распространения оруденения следует прежде всего попытаться выяснить протяженность по простиранию седловидных рудных жил вдоль сводов главных антиклиналей. При отсутствии резких перегибов осей антиклиналей рудные тела могут быть вытянуты вдоль линейных складок на многие километры. Однако в некоторых складчатых районах, как, например, в районе Бендиго (Австралия), максимальное распространение седловидных жил, согласно исследованиям Д. Томаса (1953), определяется лишь участками складок, отвечающими пологому погружению осей.

Ширина седловидных жил обычно зависит от радиуса кривизны складок и от пространственного положения тектонических нарушений, пересекающих складки до начала процесса рудообразования. В некоторых случаях такие жилы могут переходить на крыльях антиклиналей в пластообразные залежи, распространяющиеся на значительную глубину. Рудные тела на крыльях антиклиналей, приуроченные к изгибам второ-

го порядка, ориентированным параллельно осям главных складок, либо вдоль флексуорообразных изгибов, имеют форму лентообразных залежей, ширина которых, как правило, невелика, соответственно ширине изгиба (обычно 100—200 м). Такие залежи могут вытягиваться по простиранию на многие километры, залегая горизонтально, либо наклонно, в соответствии с направлением скольжения между пластами вмещающих пород.

Примером структуры такого типа является Белоусовское полиметаллическое месторождение на Алтае. Здесь рудные тела имеют форму лентообразных залежей, местами повторяющих складчатую структуру вмещающих толщ и осложненных серией отходящих от них апофиз. При решении вопроса о возможном количестве рудных горизонтов в такой антиклинальной складке, очевидно, прежде всего должно быть выяснено, сколько в разрезе слоистой толщи имеется пластов пород, благоприятных для развития оруденения как по их структурным, так и по химическим свойствам. В частности, необходимо установить количество горизонтов хрупких и пластичных пород, разная способность к изгибанию которых и приводит к формированию складок изгиба со скольжением. Именно в таких складках, как указывалось выше, чаще всего развиваются седлообразные рудные тела. В некоторых случаях, как, например, в Бендигго, до глубины 300—400 м находится до 25 седловидных жил, последовательно залегающих одна под другой. На Александровском месторождении (Центральный Казахстан) зарегистрировано пять, а на Лениногорском месторождении — два рудоносных горизонта.

Данные, необходимые для решения интересующего нас вопроса, в ряде случаев удается собрать в процессе крупномасштабного геологического картирования. Часто необходимые данные могут быть получены только путем бурения специальных структурных скважин. При выяснении закономерностей размещения седловидных рудных тел следует учитывать роль дизъюнктивных нарушений, связанных со складчатыми структурами. В диапировых складках необходимо учитывать возможную роль трещин как сопряженных, так и наложенных на складчатость. При наличии таких трещин согласно залегающие пластообразные рудные тела, располагающиеся на крыльях складки ближе к ее осевой части, могут переходить в секущие залежи. От пластообразных и седловидных рудных тел висячий их бок по боковым трещинам нередко отходят рудные апофизы.

Если складка сложена породами, сходными по механическим свойствам, тектонические зоны, определяющие положение рудных тел, не обязательно приурочены к плоскостям напластования. Оруденение может развиваться и по пологим или даже по горизонтальным трещинам отрыва, заложенным еще в процессе складчатости, но по которым перед рудоотложением или в момент формирования рудных тел происходили тектонические перемещения. В таком случае оруденение концентрируется в виде горизонтальных тел, приуроченных к благоприятным горизонтам и выклинивающимся при переходе в менее благоприятные породы.

При изучении рудных полей, приуроченных к районам развития блоктированных складок, следует учитывать, что в них минерализация развивается преимущественно не в замках антиклиналей, а в синклиналиных перегибах второго порядка; это отличает их от других месторождений, связанных со складчатыми структурами. В диапировых складках оруденение часто развивается по тектоническим зонам, ограничивающим более пластичное ядро складки.

В процессе картирования складок и выяснения закономерностей пространственного размещения оруденения в различных частях складок на многих рудных полях геолог часто встречается с большими трудностями в связи с развитием на значительных площадях мощных современных отложений, скрывающих коренные породы. В таких случаях о форме складок можно получить лишь самое схематическое представление

на основании интерполяции данных буровых скважин. На площадях, где коренные породы полностью скрыты под чехлом современных либо более древних отложений, вопрос о форме и строении складок нельзя решить даже приближенно.

Значительную помощь в решении этого вопроса нередко оказывают геофизические методы исследования. С их помощью можно, например, достаточно точно проследить положение осей антиклиналей даже в литологически однородных породах, что весьма трудно сделать при геологическом картировании и в обычных условиях обнаженности.

В нефтяной геологии для таких скрытых полей особенно успешно применяется один из методов электроразведки — так называемый метод петли, с использованием переменного тока. Он основан на анизотропии

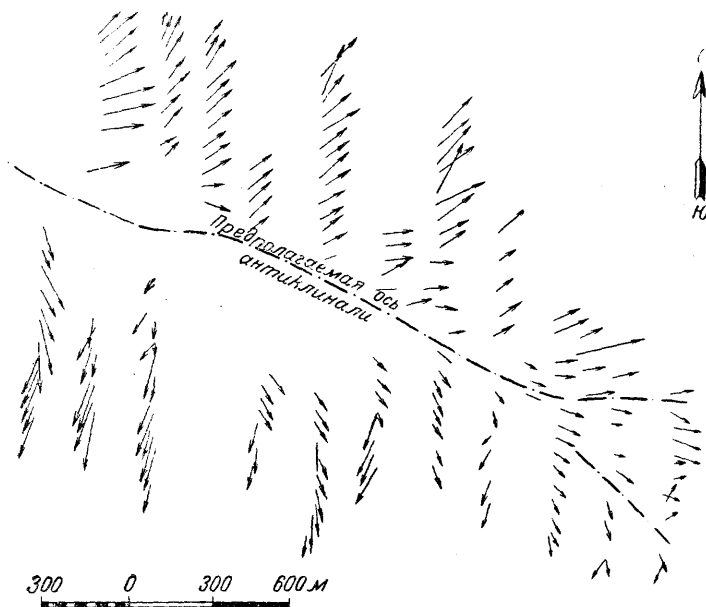


Рис. 32. Антиклинальные структуры, выявленные с помощью электроразведки, методом петли по В. Н. Дахнову (помещена в работе И. И. Нестерова и др., 1938). Стрелками показано положение векторов напряжения магнитного поля

осадочных горных пород и позволяет определить направление простирания и падения пластов, а также и величину, пропорциональную углу падения. Измеряемые векторы напряжения возбуждаемого магнитного поля в осадочных породах, где электрическая проводимость пород по напластованию выше, чем в направлении, нормальном к напластованию, будут располагаться в пространстве определенным образом. Имеется также зависимость направления векторов от величины относительного сопротивления подстилающих и вышележащих пород.

Этот метод дает хорошие результаты при равнинном рельефе, в случае развития однородных наносов, а также при углах падения пород более $10-15^\circ$. Результаты применения указанного метода, в частности получение карты векторов методом петли, показаны на рис. 32. В данном случае геофизическая съемка была проведена для выяснения поведения антиклинали, сложной глинистыми верхнего сармата, погруженными под аллювиальными отложениями, имеющими мощность от 10 до 30 м. Карта наглядно показывает характер складки и выявляет раздвоение ее оси, погружающейся на восток. Заметно также, что южное крыло складки падает круче северного.

При крупномасштабном картировании рудных полей, приуроченных к складчатым структурам, обычно используется комплекс геофизических исследований — магнитометрия, гравиметрия и электроразведка. Хороших результатов в последние годы добились работники Всесоюзного Аэрогеологического треста, производившие крупномасштабное геологическое картирование полиметаллических полей Рудного Алтая. При проведении этих работ путем комплексных геофизических исследований, сопровождаемых структурным бурением, на площадях, закрытых чехлом современных отложений, были выявлены новые рудные тела, приуроченные к антиклинальным складкам. Согласно данным Г. Ф. Яковлева (1955), при помощи вертикального электроразведывания на Алтае определяется мощность рыхлых отложений, на основании чего составляются предварительные карты погребенного рельефа.

Отрицательные магнитные поля соответствуют структурно-фациальной зоне геосинклинального типа, в пределах которой древний фундамент находится на большой глубине, а интрузивные массивы отсутствуют. Господствующее северо-западное простирание толщ подчеркивается изолиниями магнитной напряженности. Изменение направления изолиний наблюдается в ядерных частях антиклинорий, осложненных складками, оси которых вытягиваются в меридиональном или широтном направлении. Антиклинории, ядра которых сложены протерозойскими метаморфическими складками, выявляются по повышенным значениям аномалии силы тяжести. Синклинориям, сложенным мощной толщей девонских и нижнекаменноугольных отложений, соответствуют пониженные значения аномалии силы тяжести. Простирание основных структур определяется по карте изодинам.

Остановимся кратко на применении аэрофотосъемки. Она, как известно, широко используется при региональных геологосъемочных работах, но за последнее время ее начинают внедрять и в практику крупномасштабного картирования в незалесенных районах. Обычно аэрофотосъемка проводится в масштабах не крупнее 1 : 16 000, но иногда применяются и более детальные работы (например, 1 : 8 000; 1 : 5 000). Вследствие различной интенсивности окраски пластов разных пород на аэрофотоснимках нередко прекрасно выявляется складчатая структура осадочных толщ (рис. 33 и 34), иногда даже в тех случаях, когда коренные обнажения почти отсутствуют и поверхность покрыта дресвой. Более того, порой складчатые структуры достаточно отчетливо просматриваются на аэрофотоснимках и через четвертичные отложения.

При проведении крупномасштабной геологической съемки рудных полей, сложенных породами, существенно различающимися по окраске, очень эффективным является применение цветной аэрофотосъемки (Петрусевиц и Казик, 1955). Цветные аэрофотоснимки в таких случаях дают возможность точно отбивать контакты между породами и фиксировать положение зон гидротермального изменения, обычно четко отличающихся по своей окраске от окружающих пород.

КРУПНОМАСШТАБНОЕ КАРТИРОВАНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ И ДАЕК

Среди интрузивных массивов различного состава широко распространены эндогенные месторождения разнообразных генетических типов. В них размещаются собственно магматические месторождения, пегматиты и минеральные образования гидротермального генезиса, от высокотемпературных до низкотемпературных. Часто также к интрузивам пространственно тяготеют скарновые месторождения, располагающиеся обычно в контакте их с вмещающими толщами карбонатных пород. Таким образом, роль интрузивных образований в локализации рудных месторождений исключительно велика.

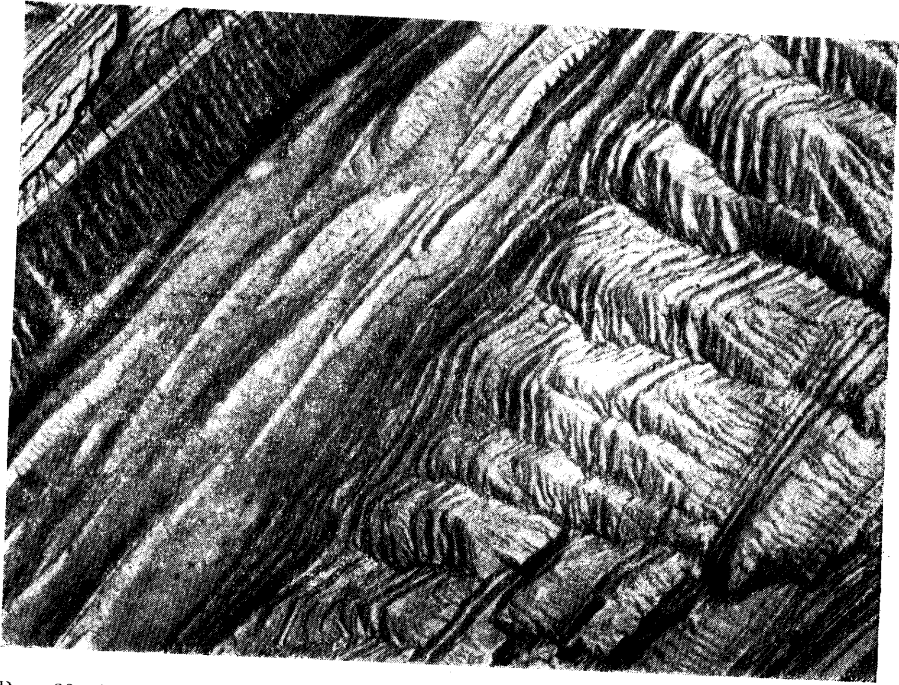


Рис. 33. Аэрофотоснимок участка с однообразным залеганием слоистых толщ. Отчетливо видна смена пород, различно поддающихся выветриванию. Сопоставляя отпечаток с топографической картой, можно точно определить элементы залегания слоев в разных участках

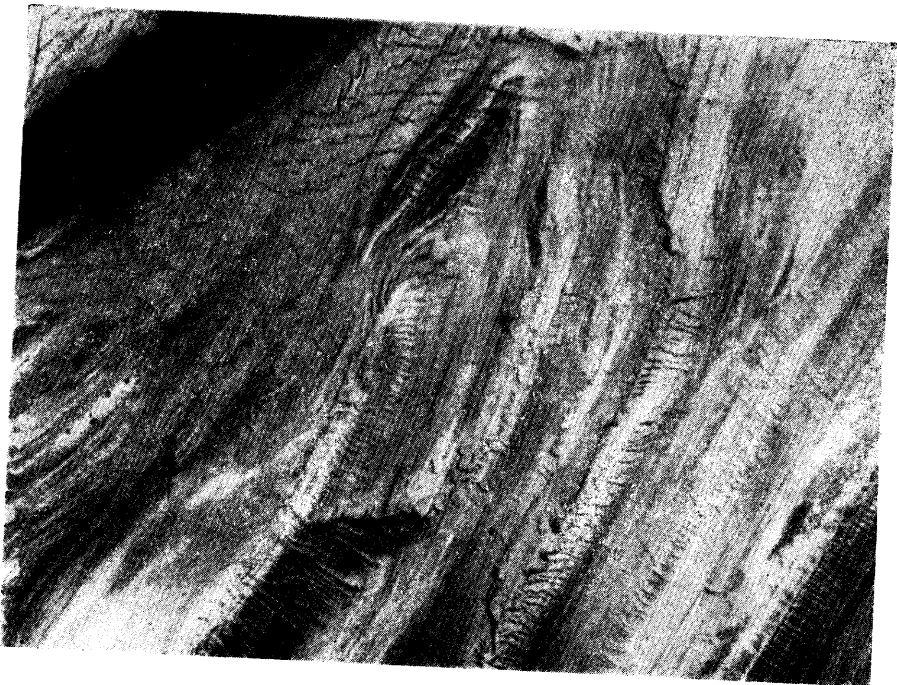


Рис. 34. Аэрофотоснимок участка со складчатым строением. Хорошо видно замыкание складки

Выше уже указывалось, что важнейшей задачей изучения структур рудных полей и месторождений является выяснение закономерностей размещения в них оруденения. Эти закономерности находятся в прямой зависимости от генетического типа рудных месторождений.

Действительно, на месторождениях собственно магматического генезиса, связанных с основными и ультраосновными породами, оруденение развивается, как правило, только в пределах массивов и в той или иной степени подчинено их первичной стратификации. Месторождения хромита нередко тяготеют к сводовым частям интрузивов, сульфидные месторождения вкрапленных руд ликвидационного генезиса обычно локализируются в их донных частях. Оруденение, связанное со щелочными массивами, контролируется также первичной стратификацией, т. е. структурными элементами, заложенными еще в полупластическую стадию становления массивов. Наряду с этим в месторождениях, формирующихся в позднемагматическую стадию, а также во всех гидротермальных месторождениях оруденение развивается вдоль трещин, возникших после остывания интрузивных массивов. При этом нередко отчетливо проявляется роль литологического состава пород в локализации оруденения.

Все эти закономерности могут быть выявлены только с помощью крупномасштабного картирования и детального изучения внутренней структуры массивов. Соответственно, главнейшими задачами крупномасштабной съемки в пределах рудных полей, приуроченных к массивам интрузивных пород, являются (в порядке наиболее целесообразной последовательности их разрешения) следующие.

1. Изучение вещественного состава интрузивных массивов.
2. Изучение экзо- и эндоконтактов интрузивных массивов и даек.
3. Изучение ориентировки минералов и других признаков движений магмы, а также пластических деформаций вмещающих пород, прилегающих к контактам.
4. Изучение трещинной тектоники интрузивов.
5. Выяснение формы и условий залегания интрузивов.
6. Установление возрастных соотношений интрузивных массивов с вмещающими породами и слагающих их интрузивных образований между собой.

Некоторые важные вопросы, связанные с выяснением перспектив оруденения в зависимости от глубины формирования и эрозионного среза, могут быть выяснены лишь при мелкомасштабной съемке более значительных площадей. Однако при картировании рудных полей и месторождений для решения этих вопросов также могут быть получены весьма важные данные.

1. Изучение вещественного состава интрузивных массивов

При крупномасштабном картировании интрузивных массивов изучается минералогический и химический состав отдельных разновидностей слагающих их пород. В полевых условиях выделение этих разновидностей производится на основании макроскопического определения и уточняется при микроскопической обработке материалов. Все разновидности пород, слагающие данный массив, наносятся и оконтуриваются на геологической карте еще в поле.

При изучении вещественного состава необходимо учитывать, что обычно интрузии бывают многофазными. Соответственно, уже в поле важно макроскопически выделить породы, являющиеся представителями каждой фазы. В. Н. Котляр (1940) для района Памбакского хребта в Закавказье отмечает пять фаз внедрения интрузивных пород; Л. А. Варданянц (1940) для района месторождения Тырнауз указывает более десяти интрузивных фаз.

Наряду с разделением на отдельные фазы необходимо также уметь различать уже в поле гибридные разности пород, имеющие необычный состав и связанные между собой постепенными переходами.

Для выяснения характера постепенного перехода необходимо тщательно отобрать шлифы из зоны контакта. Их изучение позволяет также более точно определить границу между породами.

Наряду с микроскопическим изучением, с целью диагностики пород при картировании интрузивных массивов в некоторых случаях оказывается существенную помощь массовое измерение оптических констант темноцветных минералов, а также определение состава плагиоклазов. Это позволяет уловить мельчайшие изменения в составе породы, что особенно важно при наличии постепенных переходов между отдельными разностями. Помимо петрографической обработки материала, можно рекомендовать изготовление искусственных шлихов путем проточки проб из породы (весом до 10 кг) и последующей их промывки на лотке или в ковше. В тяжелой фракции искусственных шлихов концентрируются акцессорные минералы, которые часто не удается обнаружить в шлифах. Их изучение в ряде случаев помогает при выделении различных пород, слагающих массив, а также и при их сопоставлении.

При изучении вещественного состава интрузивов следует также производить химические анализы всех разновидностей пород, что, помимо дополнительных обоснований для их расчленения, позволяет охарактеризовать химизм породы, который в некоторых случаях очень важен для установления локализации оруденения. Для этих целей образцы следует брать из наиболее свежих участков пород и одновременно с химическим исследованием проводить их петрографическое изучение. В отдельных случаях производят систематическое химическое опробование интрузивов по определенной сетке. В дальнейшем на геологической карте проводят изолинии содержаний отдельных элементов и этим путем выясняют тенденции к их концентрации.

При крупномасштабном картировании рудных полей и месторождений серьезное внимание должно быть уделено выяснению особенностей изменения различных разновидностей интрузивных пород в связи с проявлением рудного процесса, т. е. изучению их окolorудных изменений. Этому вопросу в дальнейшем будет посвящен особый раздел, поэтому здесь подробнее мы на нем не останавливаемся.

2. Изучение экзо- и эндоконтактов интрузивных массивов и даек

При изучении структур рудных полей и месторождений картирование контактов интрузивных массивов с вмещающими толщами имеет весьма важное значение. К области контакта тяготеют многие эндогенные месторождения, причем с удалением от контакта в ту и в другую стороны интенсивность оруденения нередко заметно снижается. Особенно часто оруденение проявляется в местах, где контакт интрузивов с кровлей имеет пологое залегание. Поэтому выяснение угла падения контакта имеет первостепенное практическое значение. В некоторых случаях это удастся выяснить путем непосредственных замеров положения поверхности контакта в обнажениях или в подземных горных выработках, иногда для этого используются наблюдения над ориентировкой вкрапленников полевых шпатов и плоских шлиров. Однако нередко таких наблюдений провести не удастся, и тогда остается только воспользоваться материалами детального картирования ореола экзоконтактовых изменений вмещающих пород.

Изменение вмещающих пород проявляется различно в зависимости от их первичного состава и сравнительно мало зависит от состава внедряющихся магматических образований. В соответствии с составом вмещающих пород В. М. Гольдшмидт выделяет 10 классов контактовых ро-

говиков, различающихся по минералогическим признакам. Характер изменений состава роговиков в зависимости от различного состава исходных пород разбирается в работе Е. А. Кузнецова (1956), основные представления которого по этому вопросу сводятся к следующему.

При отсутствии карбоната кальция из глинистого материала образуются преимущественно плагиоклаз-кордиерит-андалузитовые роговики с небольшим содержанием биотита. Плагиоклаз при этом имеет состав альбита. При увеличении количества карбоната кальция вначале исчезает андалузит и за счет него образуется анортитовый компонент, который входит в состав плагиоклазов, делающихся постепенно все более основными. В результате этого образуется второй класс андалузит-плагиоклаз-кордиеритовых роговиков (по Гольдшмидту), в которых андалузит играет подчиненную роль. Далее он совсем исчезает и получаются роговики третьего класса, кордиерит-плагиоклазовые. При дальнейшем увеличении содержания извести образование анортитового компонента идет уже за счет алюминия, который при других условиях пошел бы на образование кордиерита. Количество последнего становится меньше, а магний и железо, входившие в состав кордиерита, образуют новый минерал — гиперстен. В результате получаются плагиоклаз-кордиерит-гиперстеновые и плагиоклаз-гиперстеновые роговики (четвертый и пятый классы). Этим исчерпывается весь избыточный алюминий, и дальнейшее увеличение карбоната влечет за собой появление диопсида в составе шестого класса — плагиоклаз-диопсидовых роговиков.

Для всех отмеченных классов характерно наличие небольших количеств биотита, в котором связываются некоторые количества воды и калия, входящих в состав породы. В последующих классах биотит отсутствует. Вместе с тем количество плагиоклазов понижается, так как глинистого материала становится все меньше (восьмой класс — плагиоклаз-диопсид-гроссуляровые роговики). В девятом классе при избытке карбонатов основной плагиоклаз отсутствует, заменяясь диопсидом и гроссуляром. Наконец, в десятом классе роговики становятся гранат-волластонитовыми с примесью везувиана и диопсида.

Следует указать, что в непосредственном экзоконтакте с карбонатной средой, помимо отмеченных типов роговиков, в дальнейшем, в связи с проявлением пневматолитового и гидротермального метаморфизма, образуются скарны. Скарны — это породы переменного состава, сложенные преимущественно силикатными минералами, такими как диопсид, геденбергит, волластонит, гроссуляр, андрадит, реже авгит, монтичеллит, а также тремолит и эпидот. При наличии в магме достаточного количества летучих компонентов скарн содержит такие минералы, как аксинит, датолит, гумит, флогопит, скаполит, апатит, флюорит, турмалин. Образованию скарнов предшествует дробление роговиков.

Процесс формирования скарнов обычно удается расчленить на ряд последовательных стадий, различающихся по комплексам слагающих их минералов. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в главе, посвященной изучению и картированию гидротермально измененных вмещающих пород.

Ширина зоны контакта роговиков бывает различной, что обусловлено целым рядом причин, кратко рассмотренных Е. А. Кузнецовым (1956); основные из них следующие.

1. Размер внедрившегося интрузива. От него зависит количество принесенной из глубины тепловой энергии, а стало быть, интенсивность метаморфизма и ширина контактового ореола.

2. Состав интрузива. В связи с внедрением кислых и щелочных пород образуются более широкие ореолы и метаморфизм проявляется интенсивнее, чем на контакте с основными породами. Причина этого заключается в богатстве кислых и щелочных магм агентами-минерализаторами.

3. Глубина залегания интрузива. Контактный метаморфизм вблизи поверхности проявляется относительно слабо благодаря быстрому остыванию интрузива и недолгому воздействию его на вмещающие породы. В гипабиссальных условиях температура интрузивов понижается медленнее, а стало быть, и воздействие их на вмещающие породы более длительно. В глубинных условиях, где температура вообще значительно повышена, потеря тепла интрузивами происходит медленно, и степень прогревания пород на контакте с ними более интенсивна; это приводит к появлению особенно широкого контактового ореола.

4. Крутизна падения контактов и направление слоистости вмещающих пород. На пологих контактах ореолы метаморфизма шире, чем на крутых, так как видимая мощность их соответственно изменяется и, кроме того, минерализаторы сильнее стремятся вверх, чем в стороны от интрузивов. Вместе с тем горные породы легче проводят тепло и метаморфизирующие растворы по слоистости и сланцеватости, чем вкрест им.

В области контакта магматических тел с вмещающими осадочными или более ранними магматическими породами происходят также и эндоконтактные изменения состава самого внедряющегося интрузива. Они являются результатом взаимодействия магматического расплава с вмещающими породами и выражаются в «загрязнении» магмы около контакта материалом боковых пород, а также удалением в них некоторых компонентов из магматического расплава. Это явление широко распространено в природе и называется контаминацией; оно приводит к образованию гибридных пород.

Контаминация выражена более или менее ясно лишь в тех случаях, когда имеются достаточно резкие различия в химическом составе внедряющейся магмы и вмещающих пород. Так, в гранитах около контакта с известняками развивается оторочка более основных пород — гранодиоритов, иногда диоритов, характеризующихся обычно более мелкозернистым сложением. В случае, если граниты прорываются основными породами, между ними происходит реакция, приводящая к десилификации гранитного расплава, т. е. к выносу из него избыточного кремнезема, иногда и части кремнезема, потребного для образования калиевых полевых шпатов. В результате образуются экзоконтактные оторочки, обогащенные слюдой и актинолитом, а гранит превращается в породу, состоящую из плагиоклаза и корунда. В тех же случаях, когда породы кислого состава (граниты, кварцевые и аркозовые песчаники) прорываются средними породами, последние заметно обогащаются кремнеземом.

В некоторых случаях взаимодействие внедряющейся магмы с захваченными породами приводит к глубоким изменениям первоначального состава тех и других. В таких случаях говорят о явлении ассимиляции.

Следует иметь в виду, что гибридизация пород, обусловленная контаминацией и ассимиляцией, проявляется далеко не всегда; отмечены случаи, когда контакт оказывается очень резким и ни в породах интрузива, ни во вмещающих породах (даже известняках) заметных изменений вещественного состава не наблюдается.

3. Изучение ориентировки минералов и других признаков движений магмы

Ориентированное сложение в интрузивных породах выражено линейной и плоскостной ориентировкой минералов, слагающих эти породы, а также ориентированным расположением плоских и удлиненных ксенолитов и шпиров. Однако ряд наблюдений показывает, что плоскостная ориентировка таких пластинчатых минералов, как слюды, не всегда является первичной, обусловленной течением магматического расплава. Она нередко возникает также и в связи с воздействием тектонических

усилий на уже затвердевшую породу. Поэтому при наличии плоскостной ориентировки, обусловленной соответствующим расположением пластинок слюды, прежде всего необходимо выяснить, первичная она или наложенная. В этом отношении большую помощь оказывают наблюдения на контактах массивов с вмещающими породами.

Необходимо изучать ориентировку слюд и других минералов, например идиоморфных вкрапленников полевых шпатов, а также плоских ксенолитов и шлиров. В случае первичной ориентировки их положение отражает форму контакта, повторяя его изгибы по падению и простиранию. Совершенно иные соотношения с контактами характерны для наложенной, тектонической ориентировки. Она часто проявляется в параллельном расположении пластинок слюды и прослеживается в интрузиве, не считаясь с положением контактов. Иногда можно также наблюдать, что тектоническая ориентировка как бы пересекает контакт интрузива с вмещающей породой и прослеживается в последней как сланцеватость. Однако в случае, если последующие тектонические движения имели место в основном по контакту интрузива с вмещающими породами, то как в тех, так и в других может возникнуть сланцеватость, в общем параллельная контакту.

От наложенной тектонической ориентировки необходимо отличать реликтовую, которая может проявляться в интрузиве, если он образовался в результате гранитизации вмещающих толщ. В контактах с последними ориентировка пластинчатых минералов также имеет направление, полностью соответствующее развитой в них сланцеватости, но не прослеживается в глубоких частях массива, а постепенно исчезает с удалением от контакта. Такая реликтовая ориентировка в интрузивах гранитоидов может быть достоверно установлена лишь при микроскопическом изучении, вследствие наличия в гранитоидах реликтовых полосок вмещающих пород.

Отмеченный комплекс наблюдений обычно позволяет выделять различные типы ориентировки. Но в некоторых случаях для окончательного решения вопроса приходится прибегать к специальным исследованиям и прежде всего к микроструктурному анализу.

В случае полной уверенности в том, что изучаемая ориентировка в данном интрузиве является первичной, замеряют ее положение в различных частях интрузива и наносят на карту, пользуясь общепринятыми условными обозначениями (Елисеев, 1953; Группа геологов ВСЕГЕИ, 1954).

Особенно важно измерение положения в пространстве плоских шлиров и вкрапленников полевого шпата. При достаточном количестве таких измерений можно составить статистическую диаграмму положения их длинных осей и тем самым выяснить направление течения магмы, а стало быть, и залегание контакта. Способ составления таких диаграмм основан на тех же принципах, что и оформление результатов измерения трещин. На диаграмму наносятся проекции пересечения длинных осей кристаллов с полусферой.

4. Изучение трещиноватости в интрузивных массивах

Как уже отмечалось (в разделе «Трещинная тектоника»), в методах изучения трещиноватости в интрузивных массивах и во вмещающих породах нет существенного отличия. Трещины, развившиеся в поздние стадии застывания интрузивов, обычно бывают затушованы последующими деформациями, а поэтому направления систем трещин в них и во вмещающих породах, как правило, оказываются аналогичными.

Тем не менее, в некоторых случаях направления систем трещин в интрузивах имеют некоторые отличия вследствие сохранения в них первичных контракционных трещин. Соответственно сказанному, одной из

главных задач изучения трещин в интрузивных массивах является выяснение и сравнение расположения их в различных частях интрузива и во вмещающих породах. Понятно, что для получения объективных данных следует пользоваться не единичными наблюдениями, а массовыми замерами элементов залегания трещин на отдельных, по возможности небольших участках.

При выборе мест для измерения трещин в целях выяснения общих закономерностей их расположения необходимо учитывать возможное влияние на трещиноватость крупных дизъюнктивов более позднего происхождения. Требования, предъявляемые к статистическому измерению трещин, а также метод его проведения и обработки, освещены в разделе «Трещинная тектоника».

Если при сравнении характера трещиноватости выясняется, что в интрузивных массивах она имеет иное положение, чем во вмещающих породах, и к тому же ее залегание связано с формой массива, то более вероятно, что она имеет контракционное происхождение. Если же направления систем трещин в интрузиве и во вмещающих породах совершенно аналогичны, то можно уверенно говорить о наложенной тектонической трещиноватости. Очевидно, что в последнем случае появление трещин обусловлено общей региональной деформацией, захватывающей как интрузив, так и вмещающие породы, и расположение этих трещин закономерно связано с общей структурой района.

Решение вопроса о генезисе трещин в интрузивах имеет существенное практическое значение. Контракционные трещины обычно характеризуются малой выдержанностью по падению и по простиранию; таковы же будут и приуроченные к ним рудные тела. Тектонические же трещины значительно более выдержаны, что позволяет давать благоприятный прогноз для выполняющих их рудных тел. Изучение трещиноватости в некоторых случаях помогает определить относительный возраст расположенных рядом интрузивов. Ряд произведенных сравнений показывает, что системы трещин в более молодых массивах обычно заметнее, чем в более ранних.

5. Выяснение возрастных соотношений интрузивов с вмещающими породами

Возрастные соотношения между интрузивами и вмещающими их породами определяются путем наблюдений над контактами. В случае, если интрузив покрывается толщей осадочных пород, начинающейся толщей базальных конгломератов, содержащих гальку подстилающих интрузивных пород и не несущей каких-либо следов контактного воздействия со стороны интрузива, можно говорить о наличии стратиграфического контакта, т. е. о том, что интрузив древнее этих осадочных толщ. Если интрузив покрывается более молодой эффузивной свитой, то породы последней заполняют местные углубления на поверхности интрузива и нередко обладают флюидалностью, повторяющей неровности контакта.

Иногда интрузивный массив бывает отделен от прилежащих пород тектонической зоной, представленной раздробленными породами, вплоть до перетертого в глинку материала. Для выяснения возрастных соотношений между породами наблюдения над такими контактами, как правило, ничего не дают.

Контакты интрузивные часто характеризуются отчетливыми экзо- и эндоконтактными изменениями. Нередко близ контакта в интрузивной породе наблюдаются ксенолиты вмещающих пород и заметное уменьшение величины зерен. Линия интрузивного контакта иногда бывает неровной, извилистой, изобилующей заливами и апофизами. Последние

развиваются вдоль трещин в более древних породах и ориентируются в самых различных направлениях.

По типу соотношений с вмещающими толщами интрузивные контакты могут быть согласными или несогласными (секущими). В первом случае они проходят в большем или меньшем соответствии с поверхностями слоистости либо сланцеватости вмещающих пород, во втором — пересекают эти элементы структуры под различными углами. По форме проявления интрузивные контакты обычно бывают резкими, так что граница между двумя породами ясно видна и может быть проведена в пределах полосы, шириной не более 1—2 см. Совершенно четкая граница между интрузивом и вмещающей породой наблюдается редко, поскольку между твердой породой и магматическим расплавом неизбежны реакционные взаимоотношения.

В тех случаях, когда при локализации кислых интрузивов существенную роль играли процессы гранитизации вмещающих осадочных толщ, нередко контакты имеют сложную, пальцеобразную форму, обусловленную послойным чередованием интрузивных и осадочных пород, либо инъекциями интрузивных пород вдоль слоистости или сланцеватости последних с образованием пород типа мигматитов.

Иногда резкие интрузивные контакты между осадочными и интрузивными породами картируются в виде прямой линии, а наблюдения показывают, что они представляют собой довольно четкие плоскости с выдержанным падением и простиранием. Нередко удается доказать, что такие контакты представляют собой тектонические нарушения, существовавшие еще до внедрения магматического тела. При детальном наблюдении во вмещающих породах можно видеть признаки милонитизации, а интрузивная порода, плотно прилегая к этой зоне, проникает в нее в виде тонких прожилков.

Иногда между интрузивом и вмещающей породой имеет место постепенный переход и четких границ различить не удается. Такие контакты образуются в случае внедрения интрузива в интрузивную породу сходного состава. Различить эти одновременные интрузивные породы удается иногда лишь на некотором удалении от контакта.

Установление возрастных взаимоотношений между интрузивными породами часто представляет собой трудную задачу. Основанием для ее решения может быть изучение пересечений одних пород другими и установление присутствия в более молодых породах обломков—ксенолитов более древних пород. Наблюдения только над условиями залегания пород без таких подтверждений их возраста могут привести иногда к неправильным выводам. Так, например, известно, что в некоторых случаях дайкообразные или плитообразные тела, расположенные среди интрузивов, при детальном исследовании оказываются псевдодайками, т. е. вытянутыми плоскими ксенолитами более древних пород, и содержат прожилки вмещающих пород.

Следует иметь в виду еще один весьма важный прямой признак относительно возраста интрузивных пород: если дайки одной интрузивной породы пересекают конгломераты, содержащие гальку другой интрузивной породы, то нет сомнения, что последняя является более древней.

6. Выяснение формы и условий залегания массивов интрузивных пород

Установление формы интрузивных массивов имеет важное значение для выяснения истории развития структур и генезиса эндогенных рудных месторождений всех генетических типов. Но особенно важно установление формы интрузивов при исследовании собственно магматических, а также некоторых высокотемпературных штокверковых гидротермальных месторождений. Для первых форма массивов нередко определяет

положение оруденения; у вторых форма штокверка, как правило, повторяет очертания апикальных частей интрузива.

При крупномасштабном картировании обычно удается полностью оконтурить выходы на поверхность относительно небольших по площади интрузивных тел. Крупные интрузивы (батолиты, гарполиты, лополиты), занимающие значительные площади в пределах рудных полей, на поверхности бывают представлены лишь небольшими участками, в которых могут быть подмечены только отдельные детали их строения. Общую же форму крупных массивов удается выяснить только с использованием данных мелкомасштабной съемки, захватывающей всю площадь их развития.

При изучении формы интрузива необходимо изучить его контакты с вмещающими породами и прежде всего выяснить направление и углы падения поверхностей контактов. Непосредственное измерение элементов залегания контактов на поверхности не всегда дает надежные результаты. Только сопоставляя данные замеров на поверхности с наблюдениями в подземных горных выработках и с колонками буровых скважин можно определить положение контакта с достаточной достоверностью. Вполне понятно, что чем глубже подсечен контакт, тем более точно мы знаем условия его залегания.

Если месторождение еще не вскрыто на глубину, можно, конечно, пользоваться замерами контактов на поверхности, рассчитывая уточнить их в дальнейшем при проходке скважин и подземных горных выработок. При достаточно больших относительных превышениях отчетливое представление об элементах залегания контакта можно получить путем сопоставления линии контакта с рельефом местности, поскольку отдельные точки контакта имеют различное гипсометрическое положение. Такой способ определения залегания контактов гораздо более надежен, чем непосредственные наблюдения, которые могут быть сделаны даже в хороших обнажениях.

Кроме прямого определения элементов залегания поверхности контакта, могут быть использованы и некоторые косвенные признаки:

- 1) положение первичной ориентировки шлиров и удлиненных и таблитчатых минералов в интрузивной породе около контакта;
- 2) ширина экзоконтактного ореола;
- 3) залегание контракционных трещин в интрузивной породе около контакта.

Как известно, первичная ориентировка вкрапленников и шлиров в интрузивной породе около контакта повторяет его форму и отражает все изгибы и неровности. При прочих равных условиях более широкая зона экзоконтактного изменения является указанием на более пологое падение поверхности контакта интрузива с вмещающими породами. Контракционные трещины, положение которых определяется формой интрузива, вблизи контакта залегают параллельно ему, повторяя все его изгибы.

При изучении формы интрузивных массивов необходимо иметь в виду, что поверхности их контактов далеко не всегда бывают правильными, плавными, нередко их положение определяется доинтрузивными тектоническими контактами. В некоторых случаях отмечается, что на глубине массив распространяется вдоль трещины и приобретает при этом дайкообразную форму.

В качестве примера можно привести массив гранитоидов, слагающий рудное поле месторождения Степняк в Северном Казахстане (рис. 35). Наличие доинтрузивных трещин определяет обычно и появление крутых подводящих каналов у пологозалегающих интрузивных массивов. Иногда же, наоборот, интрузивы, образующие на поверхности небольшие выходы, с глубиной переходят в тела достаточно больших сечений.

При установлении формы согласных интрузивных тел существен-

ную помощь оказывает детальное изучение общей складчатой структуры района и отдельных складок, определяющих форму массивов. Нередко в пределах рудных полей наблюдается несколько расположенных рядом интрузивных массивов, сложенных сходными по составу породами. Часто по наличию контактовых ореолов можно доказать, что на глубине они соединяются один с другим. Однако нередко рядом расположенные массивы имеют почти вертикальные контакты и даже на больших глубинах не соединяются.

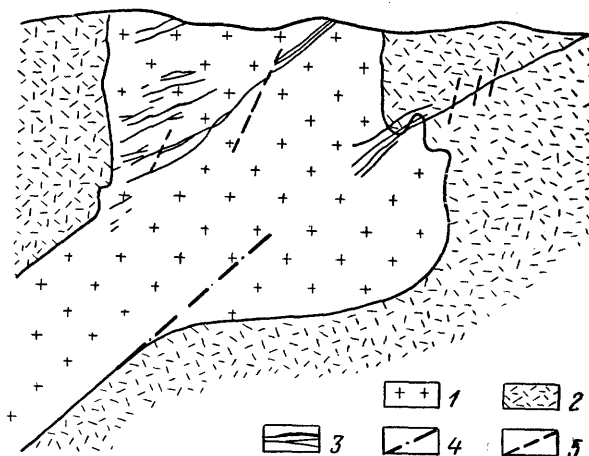


Рис. 35. Схематический геологический разрез месторождения Степняк

1 — диориты; 2 — туфогенные песчаники; 3 — кварцево-рудные жилы; 4 — дорудные тектонические нарушения; 5 — послерудные тектонические нарушения

7. Особенности геологического картирования интрузивных массивов и даек в условиях плохой обнаженности

Детальные наблюдения над интрузивами при их картировании можно производить лишь в условиях достаточно хорошей обнаженности. Работа значительно осложняется при картировании плохо обнаженных площадей, где мощность наносов превышает 2—3 м и где создание необходимого количества искусственных обнажений требует значительных затрат сил и средств.

Опыт картирования в закрытых районах ряда рудных полей, сложенных интрузивными породами, показал возможность широкого применения геофизических исследований и прежде всего магнитометрии. Карты геофизических аномалий дают возможность достаточно точно наносить контакты интрузивных пород различного состава и тем самым ускоряют проведение геологической съемки и заметно удешевляют ее. Наиболее благоприятны для оконтуривания с помощью магнитометрии породы среднего и основного состава, в том числе широко распространенные в рудных полях дайки диабазовых порфиритов.

Хорошим примером возможности применения магнитометрии для прослеживания даек средних и основных по составу пород являются работы Л. Д. Берсудского (1938), проведенные на Синанчинском олово-полиметаллическом месторождении. Площадь этого месторождения сложена кварцевыми порфирами, которые пересекаются дайками микродиоритов и порфиритов. Олово-полиметаллические жилы приурочены к контакту даек микродиоритов и порфиритов, либо кварцевых порфириров и порфиритов. Поэтому дайки жильных пород здесь играют главную роль при поисках рудных жил. Магнитометрия выявила отчетливые положительные аномалии (рис. 36), проверка которых бурением не только подтвердила наличие даек, но и позволила в ряде случаев обнаружить новые рудные жилы (рис. 37).

Необходимо подчеркнуть, что недостаточное внимание геологов к геофизическим методам исследования при крупномасштабном геологическом картировании в закрытых районах приводит к тому, что на геологических картах многих рудных полей, включающих даже промышленные месторождения, показаны не все развитые здесь дайки, а лишь от-

дельные участки некоторых из них, обнажающиеся на дневной поверхности, либо вскрытые канавами. Чтобы вытянуть эти дайки на всем их протяжении, требуется слишком большой объем дорогостоящих горных работ. Применение же магнитометра с точностью силовых измерений порядка 50 гамм без особых затруднений позволяет проследить хотя бы главные дайки.

Однако для выявления и картирования всех разновидностей даек, в том числе и кислых, помимо магнитометрии, необходимо применять и другие методы геофизических исследований. У советских геологов имеется интересный опыт по геологическому картированию в пустынно-равнинных условиях, где общая глубина наносов иногда превышает 10—15 м. Здесь, конечно, не могут применяться методы описания естественных обнажений. Съемка

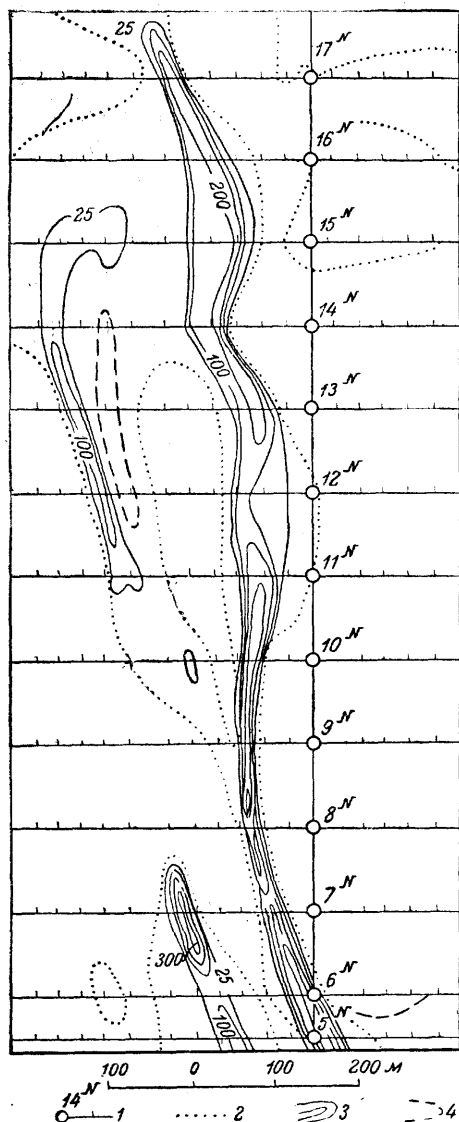


Рис. 36. Порфириновые дайки среди эффузивных кварцевых порфиров, прослеженные методом магнитометрии (по Л. И. Нестерову, Л. Д. Берсудскому и др., 1938)
1 — профили съемки; 2 — нулевая изолиния; 3 — изолинии положительных аномалий ΔZ ; 4 — изолинии отрицательных аномалий ΔZ

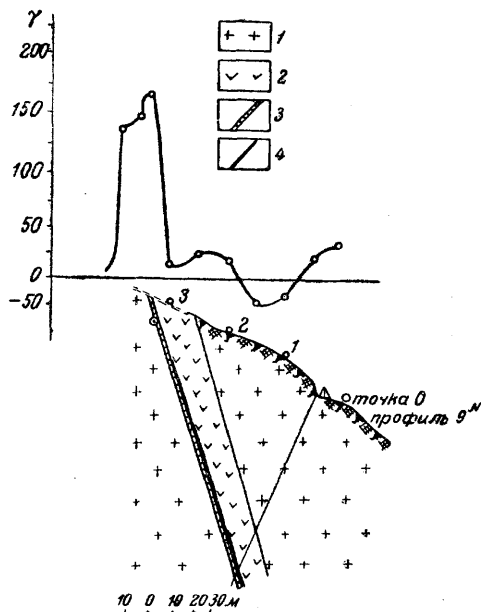


Рис. 37. График магнитных аномалий ΔZ над дайкой порфирита и рудной жилой при поперечном профилировании, профиль 9 см. на рис. 36 (по Л. И. Нестерову, Л. Д. Берсудскому, 1938, несколько упрощено)
1 — кварцевый порфир; 2 — микродиорит; 3 — порфирит; 4 — рудная жила

строится только на основе искусственных обнажений, количество которых можно сильно сократить применением геофизических методов.

Опыт работы в пустынно-равнинных условиях Центрального Казахстана показывает, что наиболее рациональна такая последовательность съемки. На площади, подлежащей геологическому картированию, проводят электропрофилирование с опорным (по единичным скважинам) элек-

трондированием. По этим данным вычерчивают карту изоощностей наносов, выявляют геозлектрический разрез пород и таким образом на-мечают основные геологические элементы.

Для вскрытия рудных тел, контактов даек и других пород, а также тектонических нарушений целесообразно проводить комбинированное электропрофилирование. Параллельно с электроразведкой для фиксации и уточнения контактов интрузивных массивов и даек проводится магнитная съемка. При картировании в масштабе 1 : 10 000 наблюдения проводятся по сетке 100×25 м; при съемке в масштабе 1 : 1 000 сетка сгущается до 50×10 м. Одновременно с электроразведкой и магнитной съемкой производится отбор проб пород для геохимических и металло-

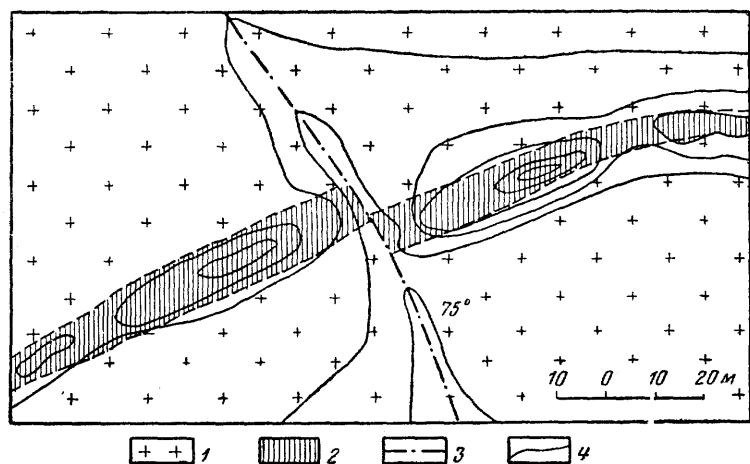


Рис. 38. Использование геоморфологических наблюдений при картировании даек (по Е. М. Некрасову)

1 — лейкократовые порфировидные граниты; 2 — кварцевые порфиры; 3 — тектонические нарушения; 4 — горизонтали, сечение через 2 м

метрических исследований, а также проб воды из разведочных, либо картировочных скважин.

После обобщения данных всех видов геофизических и геохимических исследований сеть картировочных скважин сгущается до 0,5×0,25 км и в наиболее ответственных участках проходятся шурфы с рассечками, необходимые для детального изучения и опробования пород и минерализованных зон в их коренном залегании.

Отмечая важность проведения геофизических исследований при картировании минерализованных площадей, сложенных интрузивными породами, следует подчеркнуть необходимость проведения их в комплексе со всеми другими методами, которые могут оказать помощь при работе в условиях малой обнаженности. К ним относятся геоморфологические наблюдения, а также метод картирования по высыпкам. Геоморфологические наблюдения с успехом могут быть применены при картировании даек интрузивных пород в мелкосопочных районах типа северо-восточного Прибалхашья. В этих условиях дайки, являющиеся, как правило, более устойчивыми к выветриванию по сравнению с вмещающими породами, обычно выступают над окружающей местностью в виде вытянутых хребтиков высотой до 5—10 м. Если тектоническое нарушение смещает дайку, эти хребтики оказываются в плане также смещенными (рис. 38). Нередко бывает, что контакты пород различного состава менее устойчивы по сравнению с самими интрузивными образованиями. В таких случаях вдоль контактов прослеживаются вытянутые ложбины.

Съемка по высыпкам обломков пород с применением искусственных обнажений при относительно небольших наносах (2—3 м) с успехом может применяться в сухих жарких районах, где нет обильных водотоков, которые могли бы транспортировать обломки разрушающихся пород. Опыт поисково-съемочных работ последних лет показывает, что в условиях Центрального Казахстана линия контакта, нанесенная по высыпкам, смещается после вскрытия ее горными работами в пределах



Рис. 39. Аэрофотоснимок незалесенной местности в масштабе 1 : 20 000—1 : 22 000. Гранитный массив (обведен пунктиром) резкими формами рельефа отчетливо выделяется среди более сглаженных вмещающих песчаников и сланцев

0,5—15 м, что вполне допустимо при картировании в масштабе 1 : 10 000. Однако высыпки могут быть использованы при картировании далеко не всегда, так как многие породы легко измельчаются и обломки не сохраняются.

При картировании интрузивных пород следует учитывать, что высыпки образуются обычно лишь при разрушении даек более плотных пород. Граниты и другие крупно- и грубозернистые породы легко разрушаются и часто не дают высыпок. Эта особенность очень ярко проявляется в районах развития местной вечной мерзлоты. По наблюдениям

на Букукинском, Смирновском и других рудниках Восточного Забайкалья обломки гранита отсутствуют не только на поверхности, но даже в канавах глубиной до 2,5—3 м. Под насосами здесь обнаруживается лишь дрова коры выветривания, в которой относительно хорошо сохраняется структура породы и элементы внутреннего строения массива, в частности ориентированные шлиры и ксенолиты, а также кварцевые и другие устойчивые прожилки. Но это относится только к северным скло-



Рис. 40. Аэрофотоснимок незалесенной местности в масштабе 1 : 20 000—1 : 22 000. Хорошо видны меридиональные дайки, прослеживающиеся в виде гребней среди гранитов, рассеченных многочисленными трещинами

нам и отчасти к южным, где вечная мерзлота проявляется отчетливо. На площадях отсутствия вечной мерзлоты в тех же районах нередко наблюдаются высыпки обломков гранитов и особенно пород даек.

При изучении и крупномасштабном картировании рудных полей, приуроченных к полям развития интрузивных пород, в незалесенных и относительно хорошо обнаженных районах весьма существенную помощь оказывает использование данных аэрофотосъемки. Прежде всего, применение аэрофотосъемки очень облегчает работу по оконтуриванию интрузивных пород. На рис. 39 представлен контактный отпечаток аэрофотоснимка масштаба примерно 1 : 20 000; на нем хорошо выделяется гранитный массив, заметный по более резким формам рельефа и отчет-

ливо проявленной трещиноватости. Помимо этого, предварительное дешифрирование аэрофотоснимков позволяет более рационально наметить маршруты для геологического картирования.

Большую помощь аэрофотосъемка оказывает при изучении внутреннего строения массивов, поскольку она в некоторых случаях прекрасно фиксирует положение и морфологию главнейших систем трещин. Пользуясь аэрофотоснимками, часто удается сравнивать трещиноватость в интрузивах и во вмещающих породах, что весьма важно для выяснения генезиса трещин. В некоторых случаях с целью получения более отчетливого представления о закономерностях расположения трещин в массиве составляют карту трещин путем перенесения их с контактного отпечатка на наложенную поверх него кальку.

При изучении жильных серий аэрофотоснимки позволяют отчетливо проследить отдельные дайки на значительные расстояния, а при наличии даек с различными простираниями установить их возрастные соотношения. Дайки, как правило, хорошо выделяются в рельефе и фиксируются на аэрофотоснимке (рис. 40). В тех же случаях, когда дайки сложены породами, нестойкими к агентам выветривания, нередко их удается выделить на аэрофотоснимках по более темной, либо более светлой окраске по сравнению с вмещающими породами. При крупномасштабном картировании районов распространения интрузивных пород особенный эффект дает применение цветной аэрофотосъемки, позволяющей фиксировать интрузивы, часто отчетливо отличающиеся по окраске от вмещающих пород (Петрусевич и Казик, 1955).

8. Особенности геологического картирования рудных полей и месторождений в стратифицированных интрузивных массивах

Как известно, в виде стратифицированных интрузивных массивов встречаются преимущественно две группы пород: ультраосновные и щелочные. Лучше всего стратификация проявляется в массивах, размещающихся на щитах и на платформах, однако некоторые магматические месторождения приурочены к стратифицированным интрузивным массивам, находящимся и в геосинклинальных областях.

Геологические условия формирования рудных полей, связанных со стратифицированными интрузивными массивами, разнообразны и сложны. В краевых частях платформ и щитов обычно размещаются сульфидные медно-никелевые месторождения, сопряженные с основными и ультраосновными интрузиями, а также магнетитовые месторождения, приуроченные к траппам. Месторождения хромитов, генетически связанные с ультраосновными интрузиями, распространены преимущественно в геосинклинальных областях. Месторождения ниобия и редких земель, приуроченные к нефелиновым сиенитам, а также титаномагнетитов, находящихся в генетической связи с основными и частью ультраосновными породами, известны как на щитах, так и в геосинклинальных областях.

Интрузивные массивы, с которыми связаны руды упомянутых металлов, обычно удается закартировать в целом лишь при составлении геологических карт значительной площади. Только в этом случае имеется возможность изучить и нанести на карту контакты всего массива с вмещающими толщами, а также элементы структуры последних. Картирование же отдельных рудных участков в более крупном масштабе приходится проводить почти всегда внутри интрузивного массива, и лишь частично захватывать исследованием один из контактов интрузива с вмещающими породами.

Как хорошо известно из работ Р. Болка (1946), Н. А. Елисеева (1953) и других, геологическое картирование рассматриваемых массивов следует начинать с детального изучения их первичной стратификации,

что в некоторой степени напоминает работу по выяснению стратиграфического разреза немых слоистых осадочных толщ.

Детальное изучение стратификации интрузивных массивов способствует выявлению наиболее выдержанных опорных горизонтов, обычно представленных достаточно отчетливыми полосами пород, либо рудными прослоями. Однако почти во всех случаях при выявлении стратификации приходится сталкиваться с одним серьезным затруднением, которое далеко не всегда удается преодолеть до конца. Дело в том, что контакты между полосами различных по составу пород в большинстве случаев не резкие, а постепенные, и прослеживание их по простиранию представляет собой трудную задачу. Поэтому важно не только выявить все разновидности пород, слагающих данный стратифицированный массив, но и установить, между какими горизонтами наблюдается наиболее четкий контакт, который можно относительно легко проследить по простиранию.

Вместе с тем следует учитывать, что во всех горизонтах стратифицированных массивов первичная ориентировка минералов как линейная, так и плоскостная, в общем должна быть одинакова. Изменение этой ориентировки в какой-либо части массива является либо результатом складчатости, либо наличия в этом месте более молодого интрузивного массива с иной внутренней структурой. В некоторых случаях изменение первичной ориентировки минералов может быть вызвано обтеканием ксенолитов пород кровли, вплавленных в интрузивный массив. В каждом конкретном случае требуется тщательное изучение местных изменений первичной ориентировки минералов и выявление вызвавших их причин.

Во многих стратифицированных рудоносных массивах первичная ориентировка минералов, являющаяся одним из основных элементов их структуры, выявляется без особых затруднений и может быть легко показана на картах в общепринятых условных обозначениях (Елисеев, 1953; Группа геологов ВСЕГЕИ, 1954). Однако в ряде случаев первичную ориентировку минералов выявить очень трудно, а в начальной стадии изучения ее даже легко пропустить. Вместе с тем необходимо учитывать, что самого по себе установления первичной ориентировки минералов еще недостаточно: в каждом отдельном случае необходимо выяснять, является ли она плоскостной или линейной. Этот вопрос также далеко не всегда просто решить.

Ценные советы по методике изучения первичной ориентировки приводятся в работе Р. Болка (1946). Этот автор указывает, что для окончательного решения вопроса о наличии плоскостной ориентировки необходимо отыскать поверхность, параллельную слоям течения. Особенно благоприятны для этого поверхности наилучшей делимости пород, обусловленные ориентированным расположением минералов пластинчатой и призматической формы. При плоскостной ориентировке эти минералы располагаются в параллельных плоскостях, но удлинение призматических кристаллов может иметь различное направление. При линейной ориентировке призматические кристаллы располагаются параллельно один другому, вытягиваясь в одном направлении.

Важное значение приобретает тщательное изучение линейной ориентировки, определение простирания ее проекций и углов наклона, так же как при геологическом картировании важно изучение штрихов скольжения на поверхностях тектонических нарушений. При относительно небольшом количестве минералов пластинчатой или призматической формы отличить на одной поверхности линейную структуру от плоскостной бывает трудно. Наблюдения на двух или даже трех поверхностях обычно дают возможность отчетливо представить параллельную ориентировку первичных минералов, либо плоскостное их расположение. Следует учитывать, что степень совершенства ориентировки того или иного типа в различных частях изучаемого стратифицированного массива может быть неодинаковой. При этом на значительных площадях может быть

выражена лишь плоскостная ориентировка, а на отдельных участках — также и линейная.

Первичная ориентировка в некоторых массивах, либо в отдельных их частях, не всегда выражена закономерным расположением главных породообразующих минералов, иногда она проявляется в ориентировке количественно подчиненных минералов, например апатита. Именно по ориентировке апатита О. Н. Белоусова и Н. А. Щербакова подметили первичную структуру течения в Кручининском массиве основных пород (Восточное Забайкалье), несущем титановое оруденение. Позже было выяснено, что здесь имеют ориентировку и другие призматические минералы, а также и рудные тела. Эти данные привели к пересмотру плана геологоразведочных работ и, в частности, к изменению направления разведочных линий на 90° .

Во многих интрузивных массивах путем тщательного измерения углов и направлений наклона плоскостной и линейной ориентировки было

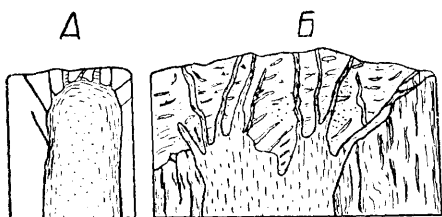


Рис. 41. Два типа ориентировки первичной полосчатости (показана штрихами) в крутых цилиндрических штоках с крутыми стенками (по Р. Болку, 1946)

установлено, что поверхности первичного течения примерно параллельны кровле интрузива. При этом наклон линии течения и первичной полосчатости на определенных интервалах изменяется от крутого через пологий до горизонтального (рис. 41, А). Наряду с такими соотношениями ориентировки полосчатости с формой кровли интрузива отмечаются случаи, когда полосчатость имеет только крутые углы падения (рис. 41, Б). Соответствующий пример мы рассмотрим при изложении опыта картирования одного из хромитоносных массивов.

При картировании стратифицированных интрузивов нельзя, конечно, всю работу сводить лишь к выявлению первичной линейной и плоскостной ориентировки минералов и к установлению первичной стратификации. Наряду с решением этих вопросов должны быть детально изучены контакты массива с вмещающими породами и структура последних вблизи контакта. В частности, следует внимательно изучать положение сланцеватости во вмещающих породах и попытаться выяснить время ее образования относительно интрузивов. В ряде случаев большое значение имеет также установление формы и пространственной ориентировки ксенолитов, степени их изменения и места локализации.

Кроме того, Г. Клоос (1922, 1936), Н. А. Елисеев (1953) и другие геологи рекомендуют фиксировать первичные трещины, которые, по их данным, ориентированы в строгом соответствии с первичной ориентировкой минералов. Для некоторых интрузивных массивов, залегающих на платформах и шитах, эта закономерность действительно наблюдается, но известны примеры и таких стратифицированных массивов, в которых мелкие трещины ориентированы без какой-либо закономерности по отношению к первичной ориентировке минералов и переходят во вмещающие породы.

Для выявления взаимосвязи первичных элементов структуры интрузивного массива целесообразно составить несколько блок-диаграмм его различных частей, чтобы подметить особенности строения каждой из них, выяснить структуру массива в целом и ее связь со структурой вмещающих пород. Наряду с изучением первичных элементов структуры на карту должны быть нанесены и все наложенные структуры, а именно: тектонические нарушения, зоны расланцевания, дайки интрузивных пород, а также пегматитовые и рудные жилы. Методы изучения этих

элементов будут рассмотрены в соответствующих главах, посвященных крупномасштабному картированию тектонических нарушений и рудных тел.

Некоторые особенности картирования рудных полей собственно магматических месторождений различного типа, связанных со стратифицированными массивами, удобнее рассмотреть на отдельных примерах. При детальном изучении отдельных участков Кемпирсайского массива основных пород В. П. Логинов, Н. В. Павлов и Г. А. Соколов (1940) установили, что главными маркирующими элементами структуры массива являются полосчатое сложение дунито-гарцбургитового комплекса и проявление полосчатой текстуры в перидотитах. В дунитах замеры полосчатости удавалось производить по ориентировке тонких цепочек и полосок хромита. Характерно, что вблизи контактов массива, вытянутых параллельно его длине оси, полосчатость ориентирована согласно залеганию контактовых поверхностей. По отношению к контактам, имеющим иные направления, полосчатость ориентирована несогласно, причем наклон ее в общем менее постоянен, чем простирание. Полосчатость выражена отчетливее в более глубоко эродированных частях массива.

Вблизи кровли полосчатость в перидотитах практически отсутствует, что является одним из важных критериев для определения глубины эрозийного среза массива. Вместе с тем полосчатость помогает определить элементы ориентировки хромитовых тел, которые, как правило, вытягиваются согласно с ней. Однако в сводовой части массива рудные тела имеют ориентировку, параллельную общей стратификации массива; на отдельных интервалах они залегают почти горизонтально, с глубиной постепенно приобретают более крутое падение и ориентировку, параллельную полосчатости. Характерно, что стратифицированное сложение в интрузивных массивах влияет определенным образом на образование коры выветривания, интенсивность которой увеличивается в участках повышенного проявления полосчатости.

При картировании хромитовых рудных полей и месторождений, приуроченных к ультраосновным массивам, следует учитывать закономерности, выявленные А. Г. Бетехтиным (1937). На примере Шорджинского хромитоносного массива в Армении этот автор показал, что в дунитово-гарцбургитовом комплексе хромитовые залежи приурочены только к дунитовым полосам и вытягиваются параллельно их контактам.

Вытянутость рудных скоплений параллельно первичной полосчатости наблюдается также в Бушвельдском и во многих других рудоносных массивах основного и ультраосновного состава, содержащих хромитовое, титано-магнетитовое и вкрапленное медно-сульфидное оруденение протоматматического и гистеромагматического происхождения. Хороший пример указанной закономерности известен на Северном Урале, где оруденение вкрапленного типа среди габбро Кумбинского массива характеризуется согласным со структурой массива залеганием рудных участков, контролируемых полосчатыми текстурами породы. При этом вкрапленные руды распространены во всех частях массива, но наиболее высокой концентрации они достигают в зоне, прилегающей к кровле. Собственно полосчатые текстуры характеризуются тем, что отдельные шпильки хорошо выдержаны по простиранию и по падению. Конечно, при крупномасштабном картировании удается фиксировать лишь те разновидности полосчатости, которые относительно хорошо прослеживаются по простиранию.

В отличие от этого рудоносного массива, в массиве основных пород, изученном Б. А. Юдиным (см. его статью во второй части работы), такое же оруденение развито главным образом в донной части, где стратификация выражается в переслаивании рудоносных пироксенитов, габбро-норитов, оливинитов, рудоносных троктолитов и других пород. В средней части этого массива среди гигантозернистых габбро наблю-

дается серия полос сплошных титано-магнетитовых руд. Вблизи кровли массива среди тех же гигантозернистых габбро имеются скопления богатых титано-магнетитовых руд, в которых первичная линейная ориентировка минералов направлена несогласно по отношению к ориентировке минералов во всей массе пород. Последнее можно считать указанием на то, что внедрение рудной массы во вмещающие породы происходило в тот момент, когда они находились еще в полупластическом состоянии.

Строго параллельно первичной полосчатости ориентированы вкрапленные титано-магнетитовые и ильменитовые руды и в стратифицированном массиве основных пород, изученном О. Н. Белоусовой и Н. А. Щербаковой. Здесь вкрапленное оруденение залегает в форме линз, приуроченных к горизонтам габбро и пироксенитов.

Благодаря работам В. К. Котульского (1933, 1946, 1947) хорошо известно, что вкрапленное сульфидное медно-никелевое оруденение в некоторых массивах может развиваться в несколько ярусов. Соответственно, этот автор выделяет «донный», «висячий» и «верхний» типы вкрапленности. Все эти типы приурочены к определенным горизонтам стратифицированных интрузивов основных пород. Горизонты отчетливо прослеживаются по простиранию, и в каждом отдельном случае могут быть детально закартированы.

Методика картирования и детального изучения стратифицированных массивов щелочных пород, несущих нередко редкометальное оруденение, может быть освещена по работам Н. А. Елисеева и Н. К. Нефедова (1940), Н. А. Елисеева (1936, 1941), Н. А. Елисеева и др. (1938) и О. А. Воробьевой (1940).

Изученный этими авторами стратифицированный Ловозерский массив нефелиновых сиенитов представляет собой согласное интрузивное тело, внедрившееся вдоль контакта архейских гнейсов и девонской эффузивно-осадочной толщи. Массив этот сложный; согласно Н. А. Елисееву, он образовался в несколько этапов, из которых каждый характеризуется развитием определенного комплекса пород. Начиная с более древних, выделяются следующие комплексы: 1) пойкилитовых нефелиновых и содалитовых сиенитов, тавитов, фойяитов, уртитов, ювитов и щелочных сиенитов; 2) первично расслоенный нижний комплекс фойяитов-уртитов — малиньитов-луявритов; 3) первично расслоенный комплекс эвдиалитовых луювритов; 4) дайковый комплекс.

Наиболее распространены породы второго комплекса, общей мощностью 725—1 000 м, слагающие нижнюю часть массива, и третьего комплекса, мощностью 220—420 м, образующие верхнюю его часть. Породы первого, наиболее древнего комплекса, слагают отдельные участки сравнительно небольших размеров, расположенные в различных местах массива. Ксенолиты их встречаются в породах всех других комплексов.

Большинство пород, слагающих массив, обладает хорошо выраженными первично полосчатыми текстурами течения. Отчетливо устанавливается, что они располагаются параллельно поверхности контакта и повторяют его изгибы и неровности. В контактах с ксенолитами более древних интрузивных и вмещающих пород полосчатость заметно их обтекает. Характерной особенностью внутренней структуры нижнего первично расслоенного комплекса следует считать то, что по периферии массива, на границе с подстилающими гнейсами, полосчатость имеет крутые углы наклона, соответствующие падению контакта, и постепенно выполаживается по мере удаления от него.

У контакта с породами более древнего комплекса, представленного пойкилитовыми нефелино-содалитовыми сиенитами, породы верхнего и нижнего первично расслоенных комплексов становятся нередко более мелкозернистыми, и полосчатость их огибают контакты более древних интрузивных образований. Изучение контакта между нижним и верхним

комплексами пород показало, что местами вдоль него залегают мало-мощные полосы вмещающих девонских пород; они, по-видимому, представляют собой участки кровли для нижнего комплекса и подошву для верхнего. На отдельных интервалах вдоль этого контакта размещаются пластовые залежи порфирированных лувритов и ювитов, образующие интрузивные контакты с породами как нижнего, так и верхнего комплексов. Любопытно, что полосчатость нижнего комплекса на значительных интервалах как бы срезается поверхностью контакта, в то время как в верхнем комплексе она параллельна этому контакту.

Породы верхнего комплекса Ловозерского массива отчетливо различаются по своему составу. Однако между ними наблюдаются посте-

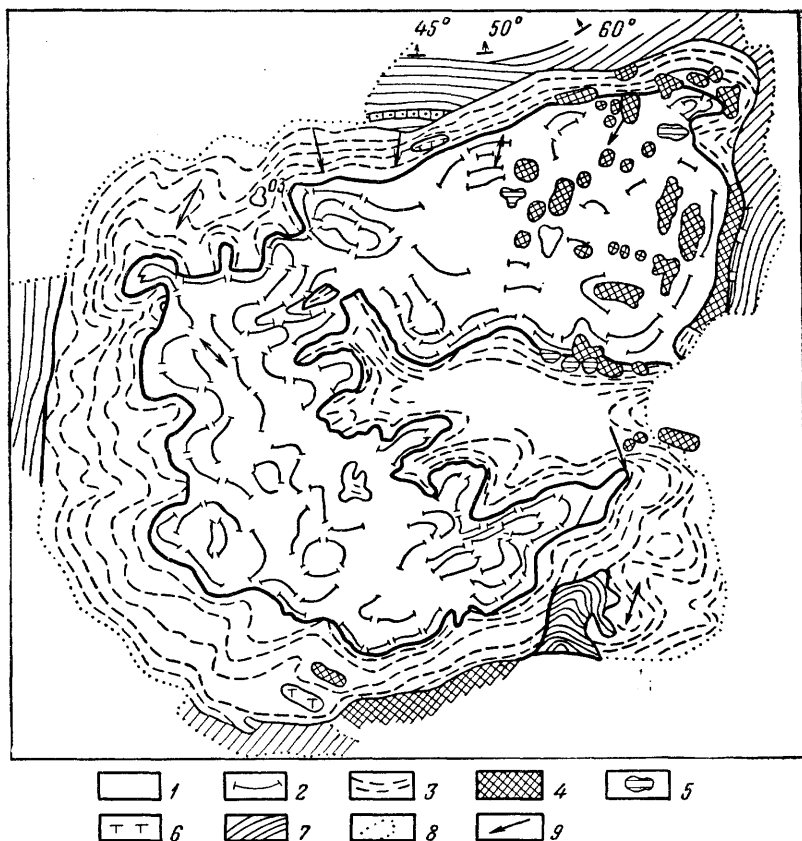


Рис. 42. Структурная схема Ловозерского плутона (по А. С. Сахарову, помещена в работе Н. А. Елисеева, 1953).

1 — четвертичные отложения; 2 — верхний первично расслоенный комплекс (эвдиалитовые лувриты); 3 — нижний первично расслоенный комплекс (фойяиты уртиты-малиниты лувриты); 4 — палеозойские эффузивы; 5 — палеозойские туфы и туфогенные сланцы; 6 — палеозойские метаморфизованные песчаные и глинистые осадочные породы; 7 — архейские гнейсы с прослоями силлиманит-дистеновых сланцев; 8 — граница четвертичных отложений; 9 — линии течения

пенные переходы, а полосчатость у различных разновидностей этих пород обычно параллельна. Наиболее отчетливо первичная стратификация выявляется в нижнем комплексе. Здесь правильное послойное чередование различных пород напоминает послойное чередование осадочных толщ (рис. 42).

Среди комплекса щелочных пород выявляется не менее четырех слоев, содержащих, наряду с породообразующими нефелином и эгирином, также и рудный минерал — лопарит (рис. 43). Эти рудоносные пласты хорошо картируются путем прослеживания по простиранию.

В характеризуемом массиве отчетливо проявляется четыре системы трещин; Н. А. Елисеев относит их к первичным, так как по элементам залегания они отличаются от трещин во вмещающих породах. Наиболее отчетливо развита пологая система, параллельная полосчатости. Имеются также вертикальные трещины широтного простирания, ориентированные поперек полосчатости, и продольные крутопадающие меридиональные трещины, параллельные линейной ориентировке минералов. Кроме того, выявляются диагональные трещины. Характерной особенностью внутренней структуры рассмотренного массива является приуроченность щелочных пегматитов к пологим трещинам, параллельным первичной стратификации. Эта закономерность, очевидно, обусловлена условиями становления всего плутона, происходившего неглубоко от поверхности в платформенной обстановке.

Резко отличными структурными особенностями характеризуются рудоносные щелочные массивы, становление которых происходило в усло-

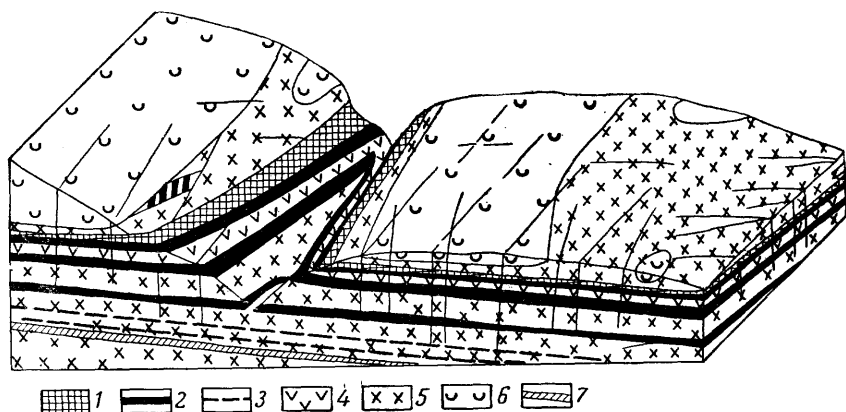


Рис. 43. Схема строения части Ловозерского плутона
(по М. Л. Золотарю, помещена в работе Н. А. Елисеева, 1953)

1 — уртит; 2 — меланократовый луаврит с лопаритом; 3 — мезократовый луаврит; 4 — лей-
кократовый луаврит; 5 — фойяит; 6 — порфиристый мелкозернистый нефелиновый сиенит;
7 — луаврит со сфеном

виях геосинклиналией. В этих случаях массивы нефелиновых сиенитов нередко залегают в ядрах синклиналией. Наблюдаемая в них полосчатость соответствует полосчатости во вмещающих гнейсах и в совокупности представляет сланцеватость слоистости, развитую в крыльях антиклиналией и падающую соответственно падению последних. В таких массивах редкометальное оруденение, нередко богатое, формируется, как правило, в позднемагматический и пегматитовый этапы. Развивается оно в пределах своеобразных реакционных зон на контакте сиенитов с гнейсами, а также внутри сиенитов, особенно в отдельных их сателлитах, отделенных от плавного массива выходами гнейсов. Пегматиты несущие оруденение, проявляются внутри сиенитовых массивов, на контакте их с вмещающими породами и среди последних. При этом разновидности их, залегающие в гнейсах, лишены нефелина.

Редкометальное оруденение, связанное с позднемагматической стадией, ассоциируется с кальцитом, канкринитом и рядом других минералов. Формируется это оруденение, по-видимому, в полупластическую стадию становления щелочных сиенитов. Оно приурочено к полосе интенсивно смятых сиенитов, находящихся в средней части рудоносных сателлитов и включающей целую серию складок, напоминающих складки волочения, как это имеет место, например, в нефелиновых сиенитах Вишневых гор (рис. 44).

Наиболее мощное кальцитово-редкометальное оруденение проявляется в шарнирах отдельных складок. Несомненно, что оно сформировалось еще до образования трещин, имеющих в массиве, так как вдоль трещин никаких признаков минерализации не наблюдается. Рудоносные пегматиты также частично внедрялись еще до формирования трещин, и в этом случае они обтекаются полосчатостью вмещающих нефелиновых сиенитов. Однако большая часть пегматитов образовалась уже после того как в интрузивах возникли трещины, которые и обусловили образование прямолинейных, но сложноступенчатых контактов пегматитов с вмещающими породами.

Рассмотренные выше особенности редкометальных месторождений, связанных с нефелиновыми сиенитами, застывавшими в геосинкли-

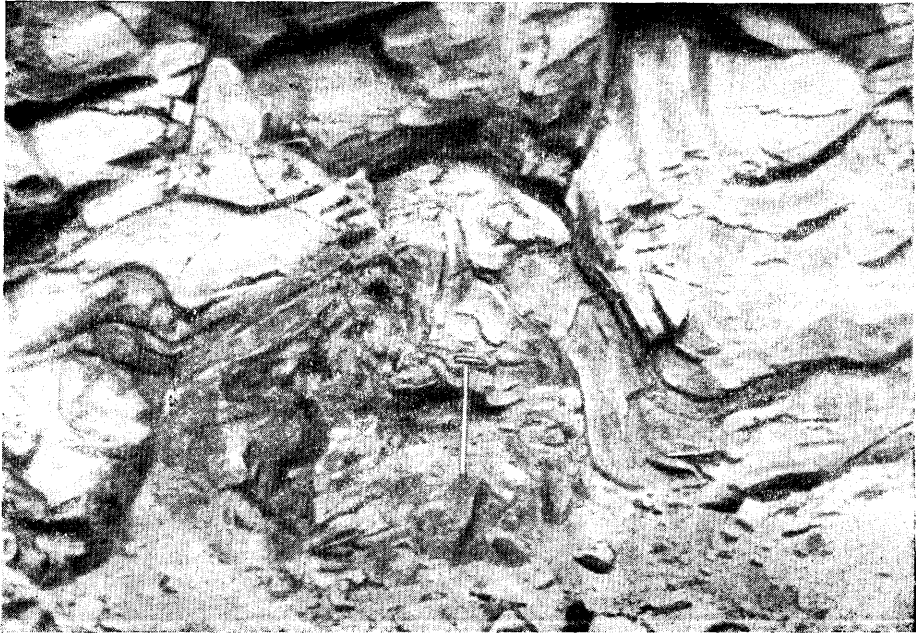


Рис. 44. Формы течения в нефелиновых сиенитах Вишневых гор (по Е. Е. Федорову)

нальных условиях, позволяют подчеркнуть основные элементы, которые должны быть тщательно зафиксированы при крупномасштабном картировании. К ним, в частности, относятся контакты нефелиновых сиенитов с вмещающими породами, вдоль которых могут возникать минерализованные реакционные зоны, а также полосы развития складок волочения в нефелиновых сиенитах; для последних характерна концентрация слюд позднемагматической минерализации. При картировании необходимо также изучать трещины в массивах с целью выяснения их роли в размещении собственно магматического и пегматитового оруденения.

КАРТИРОВАНИЕ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ЗАЛЕГАЮЩИХ СРЕДИ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Эффузивные образования и связанные с ними туфы вмещают многие месторождения различных цветных, редких и благородных металлов. Из них прежде всего должны быть упомянуты медноколчеданные месторождения, которые залегают преимущественно среди кислых и основных эффузивов и их туфов. Полиметаллические месторождения

Рудного Алтая, характеризующиеся складчатыми структурами, также располагаются среди смятых в складки эффузивно-туфосланцевых толщ.

Широко представлены в эффузивных породах также полиметаллические и медные месторождения, залегающие в форме жил, либо штокверковых зон. Такие месторождения часто приурочены к породам жерловой фации, слагающим аппараты древних вулканов. В ряде рудоносных районов среди последних широко распространены также штокверки и жильные месторождения олова и различных редких металлов, золота и серебра. По новейшим данным, к породам жерловой фации древних вулканов приурочены также и тела карбонатитов (скоплений карбонатов магматического происхождения с редкометальным оруденением).

На Сибирской платформе в жерлах древних вулканов, связанных с излияниями траппов, широко распространены магнетитовые месторождения. Кроме того, в эффузивно-туфовых толщах залегают многочисленные месторождения барита, гематита, самородной меди и других полезных ископаемых.

Картирование рудных полей и месторождений, приуроченных к эффузивно-туфовым толщам, имеет целый ряд особенностей. Одной из них является трудность выбора опорных маркирующих горизонтов. Это связано прежде всего с тем, что часто большие площади развития эффузивов представлены мощными однообразными толщами. Среди них имеются отдельные пласты или пачки пластов, отличающиеся какими-либо признаками от вмещающих пород, но они, как правило, оказываются маловыдержанными и проследить их на значительном протяжении обычно не удается.

Проведение геологического картирования эффузивных толщ несколько упрощается в тех случаях, когда они перемежаются с пирокластическими образованиями. Тогда удается обычно выявить слоистость пород и выделить среди них маркирующие горизонты. Слоистость хорошо устанавливается в сериях последовательно изливавшихся покровов. Кровлю каждого из таких покровов можно определить по наличию пустот от газовых пузырей, либо лавовых куполов, либо каких-нибудь иных признаков, рассматриваемых в курсах структурной геологии.

В некоторых случаях опорными горизонтами могут быть поверхности несогласного залегания толщ; при этом, однако, следует иметь в виду, что среди туфов нередко наблюдаются местные несогласия. Для ленточно-слоистых туфов и туффигов характерна ритмическая слоистость, аналогичная флишевым толщам.

Вторая особенность крупномасштабного картирования эффузивов и связанных с ними туфов заключается в том, что не во всех случаях их наклонное залегание является результатом последующих тектонических процессов. Наклонное залегание слоев в толщах эффузивных пород часто может быть следствием первичных неровностей рельефа и ряда других причин. Лишь при крупномасштабной съемке можно выяснить, связаны эти структурные формы с извержением вулканов или они обусловлены последующими тектоническими процессами.

Для определения элементов залегания эффузивных образований необходимы наблюдения над флюидалностью, а также над расположением плоских обломков и ориентировкой трещин плитообразной и столбчатой отдельности. Однако флюидалность чаще всего повторяет неровности древнего рельефа (рис. 45). Ориентировка же плоских обломков для установления залегания эффузивных пород, согласно М. А. Фаворской (1956), может быть использована лишь в тех случаях, если на одно обнажение приходится не менее нескольких десятков обломков и если они имеют одинаковые элементы залегания.

Плитообразная отдельность может служить важным критерием для установления элементов залегания в тех случаях, когда параллельно ей, хотя бы в некоторых покровах эффузивов, располагаются пояса

развития шаровых, эллипсоидальных, либо трубчатых газовых пустот, указывающих на положение верха пласта. Последнее может быть установлено и по наличию на поверхности хотя бы одного из пластов эффузивов параллельной плитообразной отдельности, канатообразной поверхности или других признаков, рассматриваемых обычно в курсах полевой и структурной геологии. При картировании молодых лав следует учитывать, что в них столбчатая отдельность обычно перпендикулярна поверхности покрова.

Помимо лавовых излияний и пирокластического материала, среди эффузивно-туфовых толщ нередко встречаются также осадочные отложения. Они образуют либо самостоятельные скопления, либо находятся в виде примеси в пирокластических образованиях. Участки осадочных пород, сохранившиеся среди эффузивно-осадочных толщ, значительно облегчают крупномасштабное картирование, так как в них легче выявить опорные горизонты, прослеживающиеся на достаточно большом протяжении.

В пирокластических породах слоистость нередко можно установить по наличию в них различных примесей, прежде всего терригенного материала, обломков древних пород, оторванных от стенок жерловин вулканов, и включений органогенных образований. В рудных полях, приуроченных к породам жерловой фации древних вулканов, часто встречаются лавобрекчии, представляющие собой застывшую смесь лавы и пирокластического материала. Лавобрекчии могут содержать обломки стенок жерловины в количестве, иногда превышающем 50% общего объема породы.

Детальное изучение и геологическое картирование эффузивно-осадочных толщ, проведенное Е. Ф. Малеевым (1951), М. А. Фаворской (1956), Б. Л. Рыбаловым (1957) и другими, показывает, что, помимо выяснения петрографического состава и последовательности напластования толщ, исключительно важно также установить пространственное распределение пирокластического материала по крупности входящих в его состав обломков. В связи с этим при крупномасштабном картировании пирокластических образований важно изучать не только петрографический состав обломков, заключенных в них, но также и их размеры.

Как известно, обломочные частицы, имеющие диаметр меньше 0,01 мм, называются пелитовыми, от 0,01 до 0,1 мм — алевритовыми, от 0,1—2 мм — псаммитовыми; обломки диаметром от 2 до 10 мм называются псефитовыми. Классифицируя породу по крупности обломков, в образцах, взятых в углах определенной сетки, разбитой на местности, иногда удается провести на карте изолинии процентного содержания каждой фракции обломков, входящих в состав породы. Этот метод особенно удобно применять в тех случаях, если каждая из фракций обладает различным цветом.

Имеющиеся наблюдения позволяют считать, что в пирокластических породах по мере удаления от очага извержения уменьшается не только крупность материала, но также и мощность отложения; в то же время

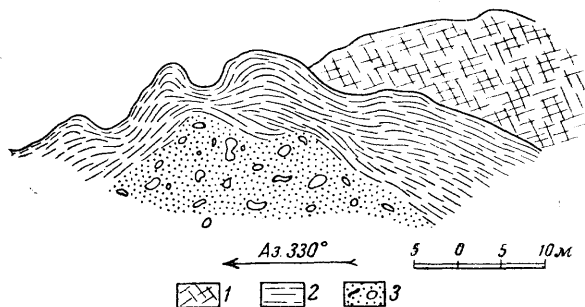


Рис. 45. Флюиальность эффузивного потока, повторяющая формы рельефа подстилающих пород (по Л. В. Хорошилову)

1 — кварцевые порфиры; 2 — флюиальные фельзиты (штрихами показана флюиальность); 3 — туфобрекчии

в них постепенно увеличивается количество терригенного или органического материала. В районах древних извержений, имевших место как в геосинклиналях, так и на платформах (например, в районах развития траптов) вблизи очагов извержений, мощности пирокластических образований достигают сотен метров, а в удалении на 2—3 км они составляют уже 5—20 м, а иногда и вовсе выклиниваются. Эффузивные породы, перемежающиеся с пирокластическими образованиями, в значительной мере характеризуются также непостоянством по простиранию. При излиянии основных лав иногда образуются мощные выдержанные покровы, для кислых же эффузивов обычно более характерны быстро выклинивающиеся потоки. Близ центров излияния нередко возникают купола мощностью до 150 м; мощность покровов быстро уменьшается в разные стороны от центра излияния, и на расстоянии 1,5—2 км доходит до нуля.

При картировании эффузивных образований и связанных с ними туфов почти во всех рудных полях приходится иметь дело не только с покровами из этих пород, но также со штоками и дайками. Среди

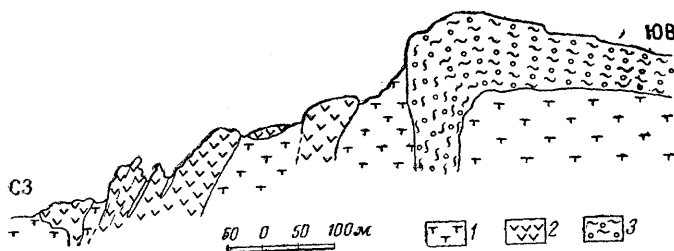


Рис. 46. Переход necka в эффузивный покров (по Б. Л. Рыбалову, 1957)

1 — дациты; 2 — порфириты; 3 — кварцевые порфиры

последних могут быть выделены интрузивные тела, связанные с глубинным магматизмом, дайки, являющиеся корневыми частями покровов эффузивных пород, и дайкоподобные тела, являющиеся экструзиями лавобрекчий.

Вопросы изучения и картирования интрузивных образований, связанных с глубинным магматизмом, приведены выше и здесь мы их рассматривать не будем. Дайки, являющиеся корневыми частями эффузивных образований, широко распространены в рудных полях как платформенных, так и геосинклинальных областей. В каждом отдельном случае на относительно небольших площадях рудных полей трудно проследить переходы от крутопадающих даек к покровам эффузивных пород. Такие переходы легче выявить при картировании более крупных площадей. Все же в некоторых рудных полях западного Тянь-Шаня непосредственная связь между покровами эффузивов и дайками была установлена и в процессе картирования отдельных рудных полей в масштабе 1:10 000 (рис. 46). Особенно интересны дайкоподобные тела, представляющие собой интрузии лавобрекчий, нередко приуроченные к жерлам древних вулканов. Так, Б. Л. Рыбалов (1957) наблюдал серию дайкоподобных тел лавобрекчий, наклоненных круто к центру древнего вулкана и приуроченных к типичным трещинам отрыва, прослеживающимся по простиранию на десятки и сотни метров. Наряду с секущими дайками, этот автор выявил также и межпластовые экструзивы, которые при беглом осмотре представлялись одним из членов разреза эффузивно-туфовой толщи. Их экструзивный характер был установлен по серии апофиз, отходящих от основного тела, пересекающих горизонты эффузивов и ту-

фов и нередко соединяющихся с секущими дайками. Подобные согласные экструзивные залежи лавобрекчий широко развиты в некоторых рудных полях Карамазара, где они иногда трудно отличимы от обычных туфов.

Дайкоподобные тела туфолав, закартированные Б. Л. Рыбаловым, наряду с большим количеством ксенолитов вмещающих пород, содержат многочисленные обломки пород, залегающих на сотни метров ниже по разрезу. Наблюдения показали, что размеры таких обломков находятся в прямой зависимости от мощности дайкоподобных тел: они тем мельче, чем меньше мощность даек. Лишь в редких случаях среди маломощных даек выявляются крупные обломки породы, явно принесенные снизу и занимающие почти целиком всю мощность дайки.

При картировании рудных полей, расположенных среди эффузивно-туфовых толщ, необходимо учитывать, что во многих случаях эти породы не являются рудовмещающими, а залегают выше различных рудных месторождений, расположенных в нижележащих горных породах. Во многих районах мира под эффузивами в известняковых толщах известны свинцово-цинковые месторождения. В таких геологических условиях сформировались, например, свинцово-цинковые месторождения скарновой формации Тетюхинского рудного поля в Приморье и Карамазара в Средней Азии. Среднетемпературные свинцово-цинковые месторождения залегают в палеозойских известняках Тинтикского горного округа в США, также перекрытых мощной толщей третичных эффузивов.

В указанных районах, как и в ряде других, мощность перекрывающих эффузивов и связанных с ними туфов нередко достигает 1 км и более. При этом выявление скрытых месторождений представляет весьма сложную задачу. Но нередко мощность вышележащих эффузивов составляет лишь первые сотни, а иногда даже десятки метров. Во всех таких случаях картирование эффузивов должно производиться с особой тщательностью с целью выявления в них возможных индикаторов скрытого оруденения. Индикаторами могут быть либо зоны гидротермального изменения вмещающих пород, либо признаки минерализации вдоль тектонических нарушений. Детальные исследования Т. Ловеринга (1949) в Тинтикском горном округе показали, что тщательное изучение гидротермально-измененных вмещающих пород в ряде случаев позволяет наметить перспективные участки для поисков слепых рудных тел в известняках, перекрытых эффузивами.

Необходимо подчеркнуть, что при картировании эффузивных образований, под которыми могут находиться породы с гидротермальным оруденением, должны тщательно проводиться минералогические и геохимические исследования для выявления элементов, которые проникают на большое расстояние от рудного тела (As, Sb, Ag, В и др.) и в виде относительно широкого ореола могут окружать слепые рудные тела.

Важная роль принадлежит также различным геофизическим методам исследования, прежде всего тем, которые позволяют определять мощность покрывающей толщи. Опыт изучения и разведки скрытых на глубине золотоносных конгломератов серии Витватерсранд в Африке показывает, что для определения мощности вышележащих эффузивов эффективным оказался метод гравиметрии. Согласно данным Мак-Кинстри (1948), на территории Оранжевой республики в Южно-Африканском Союзе золотоносная серия Витватерсранд перекрыта мощными (1500—2000 м) покровами основных лав (Винтерсдорпская серия). Золотоносные породы могут быть разведаны бурением лишь в тех местах, где лавы маломощны, либо вовсе отсутствуют. Залегающая на этих эффузивах более молодая осадочная свита Карру сделала невозможным эффективное проведение геологической съемки поверхности. Однако гравиметрическая съемка определила мощности лав и выявила участки

длиной до 7 км без эффузивов, размытых древними эрозионными процессами. На этих участках серия Витватерсранд непосредственно перекрывается свитой Карру. В результате проведенных исследований на глубине всего около 300 м здесь были вскрыты богатые золотоносные руды.

Приведенный материал освещает лишь общие вопросы крупномасштабного геологического картирования рудных полей и месторождений, приуроченных к эффузивно-туфовым толщам. Однако условия залегания последних бывают существенно различными, что определяет особенности структуры месторождений и придает некоторую специфику их геологическому картированию.

По условиям залегания вмещающих эффузивных толщ все приуроченные к ним рудные поля можно разделить на три группы:

- 1) рудные поля среди пологозалегающих эффузивных толщ;
- 2) рудные поля среди интенсивно дислоцированных эффузивных пород;
- 3) рудные поля, приуроченные к мощным покровам и к жерлам древних вулканов.

1. Рудные поля в пологозалегающих эффузивных толщах

Такие рудные поля широко распространены в районах развития кайнозойских, мезозойских и частично палеозойских эффузивных толщ. К ним относятся зоны развития медистых колчеданов, реже свинцово-цинковых месторождений и некоторых гематитовых гидротермальных рудопроявлений на Малом Кавказе. Колчеданные месторождения известны среди пологозалегающих палеозойских эффузивных пород и на западном склоне Южного Урала. Ряд рудных месторождений среди аналогичных образований известен в пределах Западного Тянь-Шаня и в некоторых районах Дальнего Востока.

В связи с пологим залеганием эффузивных толщ возможность установления их стратиграфического разреза при крупномасштабном картировании таких рудных полей до проведения буровых работ определяется главным образом расчлененностью рельефа. При слабо расчлененном рельефе на геологической карте могут быть показаны лишь некоторые эффузивные и пирокластические породы. При расчлененном рельефе разрез изучаемых пород можно проследить на значительном вертикальном интервале, что дает большую возможность выбора опорных горизонтов, позволяющих выявить структуру картируемых площадей. Однако и в этом случае крупномасштабное картирование часто бывает связано со значительными трудностями.

Картирование рудных полей Малого Кавказа, проведенное В. Г. Грушевым, В. Н. Котляром, А. Е. Бенделиани и другими геологами, показало, что микроскопическое изучение пород для расчленения туфовых толщ обычно оказывается мало эффективным. Так, при картировании Чатахского гематитового месторождения в Южной Грузии петрографическое изучение вмещающих туфов позволило сделать вывод, что вся эта толща имеет однообразный петрографический состав и относится к туфам кварцевых альбитофиров. Однако при детальном полевом наблюдении среди них по крупности обломков все же можно выделить несколько горизонтов и вытянуть их по простиранию. Вместе с тем удалось установить отдельные разобщенные выходы светлых относительно плотных пирокластических пород, которые по составу отвечают туфам липаритов. Эти породы обнажаются преимущественно на водоразделах, имеющих относительные превышения в 300—400 м, но кое-где они сохранились и на склонах. При сопоставлении элементов залегания туфов липаритов в этих разобщенных выходах выяснилось, что породы, слагающие минерализованную площадь, смяты в пологие складки.

Изучение кварцево-гематитовых и баритово-сульфидных рудных тел, залегающих среди этих пород, показало, что часть из них приурочена к пологим трещинам, падающим несколько круче слоистости и в плане секущим последнюю под очень острым углом. Некоторые рудные тела залегают под плотными туфами альбитофиров и вблизи шарниров антиклинальных складок, будучи приурочены к трещинам, залегающим положе слоистости. В обоих случаях на рудоносных трещинах видны следы небольших дорудных надвиговых смещений.

По простиранию рудные тела ограничиваются крутопадающими сколовыми трещинами типа сдвигов, вдоль которых проявлена слабая минерализация. На отдельных интервалах в рудных телах отмечаются обогащенные участки, приуроченные к местам резкого выполаживания рудоносных трещин, а также к местам ответвления от основных тел боковых ветвей.

Установленные закономерности показали несостоятельность ранее высказанного некоторыми геологами предположения об осадочном генезисе месторождений Чатахского рудного поля, рудные тела которого считались пластовыми, залегающими согласно с вмещающими породами.

При пологом, но все же секущем положении рудные тела ограничиваются крутопадающими нарушениями, которые являются рудоподводящими каналами. В процессе минерализации они были, по-видимому, плотно сжаты, в результате чего вдоль них образовались лишь мало мощные рудные тела.

Однако известны и такие рудные поля, расположенные среди слабо дислоцированных эффузивов, в которых рудные тела залегают согласно с напластованием вмещающих пород. Примером может служить Ахтальское рудное поле в Северной Армении. Здесь в пределах рудной площади развиты две эффузивные толщи: более древние интенсивно метаморфизованные кварцевые порфиры и несогласно залегающие на них порфириты, смятые в пологую складку. Известные здесь баритовые и полиметаллические рудные тела имеют форму сложных пластообразных, частью лентообразных тел и приурочены к контакту двух указанных эффузивных толщ. Долгое время эта особенность месторождения рассматривалась в качестве единственного поискового критерия и было пройдено большое количество горных выработок вдоль контакта кварцевых порфиров и порфиритов. Но несмотря на большой объем, эти работы оказались мало эффективными.

Дальнейшие исследования показали, что известные рудные тела приурочены не только к контакту этих эффузивных толщ; их размещение контролируется также крутопадающими тектоническими нарушениями, выполненными дробленными породами и хлоритизированной глиной трения. Сами эти нарушения не содержат оруденения, но они являются дорудными, что подтверждается наличием вдоль них хлоритизации, а также небольших просечек кварца и карбонатов. Рудные тела располагаются вблизи этих нарушений. При этом местами отчетливо наблюдается, что массивная полиметаллическая руда плотно приварена к хлоритизированной и окварцованной тектонической глинке.

После того как была выявлена роль дорудных тектонических нарушений в размещении оруденения, разбуривался контакт кварцевых порфиров и порфиритов вблизи таких нарушений. Это привело к открытию ряда новых лентообразных рудных тел, приуроченных к указанным нарушениям.

Определяющая роль секущих разрывных нарушений в локализации оруденения отчетливо установлена также для рудных тел Шамлугского месторождения, залегающих в слабоскладчатых эффузивах (Северная Армения).

Приведенные примеры показывают, что в эндогенных рудных полях, развитых на площадях, сложенных пологоскладчатыми эффузивами, не развиваются седлообразные и пластообразные тела, столь характерные для районов, сложенных складчатыми осадочными толщами. В рассматриваемых геологических условиях наиболее распространены рудные тела, вытянутые вдоль тектонических нарушений и имеющие форму секущих жил. Эта особенность, по-видимому, объясняется тем, что в районах развития слабо складчатых эффузивных толщ мы имеем дело с породами, в общем однородными по своим механическим свойствам и смятыми в концентрические складки. Для последних нехарактерно отслаивание в шарнирах, часто наблюдаемое в «подобных» складках, типичных для осадочных толщ, сложенных чередующимися хрупкими и пластичными слоями.

2. Рудные поля в сильно дислоцированных эффузивных толщах

При рассмотрении специфических особенностей крупномасштабного картирования районов развития складчатых эффузивов необходимо раздельно остановиться на примерах рудных полей, залегающих среди эффузивов, переслаивающихся с осадочными породами различного состава, и рудных полей, сложенных в основном эффузивными породами, перемежающимися с пластами пирокластических образований. Примером первых являются многие рудные поля Алтайских полиметаллических месторождений, а вторых — рудные поля восточного склона Урала, включающие колчеданные месторождения.

Трудности картирования в обоих случаях обусловлены сильным метаморфизмом вмещающих пород. Как известно, воздействие одних и тех же гидротермальных растворов на породы различного состава может привести к резко различным изменениям в зависимости от состава слагающих их первичных породообразующих минералов. Вопрос о картировании подобных гидротермально-измененных пород будет более подробно рассмотрен ниже, в специальной главе. Здесь достаточно отметить, что средние и основные по составу породы в результате воздействия на них термальных растворов подвергаются преимущественно хлоритизации, в то время как изменение кислых эффузивных и интрузивных образований обычно выражается в их серицитизации и окварцевании. Соответственно, эффузивы, вмещающие рудные тела и подвергшиеся даже весьма интенсивному гидротермальному метаморфизму, могут сопоставляться с неизмененными породами, развитыми в пределах рудного поля. Это положение относится особенно к районам развития эффузивных пород, переслаивающихся с осадочными, где отдельные площади эффузивных, либо субвулканических образований нацело превращены в массы серицита и кварца, названные Н. Н. Куреком (1948) «серицитолитами». Подобная геологическая обстановка, в частности, характерна для Лениногорского рудного поля в Алтае, сложенного четырьмя осадочными свитами среднего девона: лениногорской, крюковской, ильинской и сокольной, характеризующимися переслаиванием туфов, аргиллитов, глинистых и известково-глинистых сланцев, а также эффузивных порфиритов, преимущественно входящих в состав ильинской свиты. По новейшим данным, в некоторых из этих свит имеются также прослои известняков. Кроме того, в пределах рудного поля проявлены небольшие тела порфиров, которые Н. Н. Курек относит к интрузивным образованиям, а Е. Б. Яковлев — к субвулканическим. Эти тела залегают несогласно по отношению к осадочным и эффузивным породам и образуют с ними активные контакты.

Трудности картирования Лениногорского рудного поля были связаны с плохой выдержанностью многих горизонтов и сложностью их кор-

реляции. Эти трудности увеличивались вследствие интенсивного гидротермального метаморфизма пород, в результате которого появились новые метаморфические образования и, в частности, микрокварциты, залегающие в лежачем боку богатых сульфидных рудных тел, а также «серицитолиты». Последние, по-видимому, отвечают определенной разновидности интрузивных порфиров, подвергшихся сильному гидротермальному изменению.

Характерно, что серицитолиты на Лениногорском месторождении развиваются по контакту с минерализованными микрокварцитами. Обе эти разновидности метаморфических пород сформировались, вероятно, одновременно, как следствие гидротермального изменения различных по составу пород. Есть основания предполагать, что в некоторых случаях микрокварциты образовались за счет замещения кварцем известняков. Вместе с тем И. И. Брызгалов и другие геологи Лениногорской ГРП наблюдали в ядрах скважин известняки, пересеченные прожилками серицитолитов.

Еще большие осложнения вносит наличие диапировых явлений во всех трех антиклинальных складках, имеющих в пределах рудного поля северо-западное простирание. Диапиризм особенно хорошо выражен в крайней западной антиклинали, к которой и приурочены собственно Лениногорское и Сокольное месторождения. Здесь особенно отчетливо заметно несоответствие мощностей пород в шарнире и на крыльях складки. Вместе с тем при детальной документации подземных выработок В. Т. Мосолков установил, что микрокварциты вклиниваются в вышележащие толщи, образуя при этом как бы сложные апофизы. Такие апофизы, очевидно, могли возникнуть за счет проникновения в вышележащие породы пластических известняков и последующего их избирательного замещения мелкозернистым кварцем.

Соответственно сказанному, при проведении крупномасштабного картирования подобных месторождений в целях корреляции отдельных горизонтов особое внимание должно быть направлено на выделение различных гидротермально измененных пород с учетом и степени их изменения. Для этого, помимо детальных наблюдений в забоях и в естественных обнажениях над соотношениями различных сильно измененных и менее измененных пород, необходим сбор многочисленных образцов и дальнейшая их петрографическая и химическая обработка.

Особенности картирования Лениногорского рудного поля в общем характерны для всех полиметаллических месторождений рассматриваемого типа. Кроме того, на Алтае ряд месторождений приурочен к зонам смятия, характеризующимся интенсивным расланцеванием вмещающих пород, что создает дополнительные трудности при их картировании. Рассмотренные выше особенности геологического строения Алтайских полиметаллических месторождений выявлены совсем недавно. В настоящее время они учитываются при составлении детальных крупномасштабных геологических карт, заменивших прежние геологические карты, представлявшие собой по существу лишь литологические схемы.

Примерно такое же положение сложилось и на Урале при крупномасштабном картировании рудных полей и месторождений медистых колчеданов, залегающих в расланцованных эффузивах. Правда, при этом приходилось решать несколько иные вопросы по сравнению с месторождениями Алтайского типа.

В течение долгого времени при крупномасштабном картировании колчеданных месторождений восточного склона Урала среди эффузивных пород выделялись лишь альбитофиры, а различные метаморфизованные и расланцованные породы объединялись в группу кварцево-серицитовых, либо кварцево-серицито-хлоритовых сланцев. Среди пород дайковой фации выделялись в основном относительно слабо метаморфизованные пор-

фириты и габбро-диабазы. Все остальные дайки, сильно рассланцованные, объединялись совместно с метаморфизованными эффузивами в группу сланцев. Положение существенно изменилось, после того как группой геологов под общим руководством А. Н. Заварицкого было проведено детальное изучение ряда рудных полей и месторождений восточного склона Урала. В процессе этого изучения выяснилось, что в геологическом строении рудных полей принимают участие эффузивные порфириты и особенно туфы, которые ранее рассматривались в общей группе серицитовых сланцев. Прослеживание по простиранию отдельных горизонтов эффузивных пород в ряде рудных полей привело к выявлению антиклинальных и синклинальных складок; соответственно резко изменилось и представление о структуре многих месторождений.

В этом отношении особый интерес представляют детальные исследования, проведенные А. В. Пэком, В. С. Коптевым-Дворниковым и другими геологами на Левихинском рудном поле. При этих исследованиях было установлено, что в пределах рудного поля развиты две эффузивно-туфовые свиты, разделенные тектоническим контактом. Более молодая из них представлена туфами андезитовых порфиритов, частью диабазовыми порфиритами. В составе рудоносной более древней свиты выделены две толщи: восточная и западная, также разделенные тектоническим контактом. Восточная толща сложена туфами и вулканическими брекчиями альбитофиринов, переслаивающихся с диабазами и порфироидами; все эти породы метаморфизованы до серицитовых сланцев и к ним приурочено вкрапленное оруденение. Западная толща представлена сильно рассланцованными и серицитизированными вулканическими брекчиями и туфами, среди которых выделяются два горизонта.

А. В. Пэк (1950) считает, что эти горизонты образуют складку меридионального простирания, к крыльям которой приурочены колчеданные месторождения соответственно западной и восточной полосы. Однако вопрос о форме этой складки нельзя считать окончательно решенным. Рудные тела залегают согласно со сложностью вмещающих пород, представленных в пределах рудоносных полос преимущественно туфами и вулканическими брекчиями. Вкрапленные руды приурочены главным образом к определенным горизонтам этой толщи, а руды колчеданные — к границам тех же горизонтов. В восточной полосе месторождения Левиха Восточная, развитой в восточном крыле складки, колчеданные залежи приурочены к поверхности стратиграфического несогласия, осложненной последующими тектоническими смещениями по ней. В западной полосе рудные тела строго следуют слоистости вмещающих толщ и приурочены к нормальным стратиграфическим границам.

В результате произведенных исследований А. В. Пэку в пределах рудного поля удалось выявить серию секущих даек альбитофиринов, а также плагиоклазовых порфиритов, метаморфизованных и рассланцованных совместно с вмещающими эффузивами и туфами. Нерассланцованными являются лишь дайки авгитовых порфиритов, имеющие простирание, близкое к широтному.

Большинство этих даек на поверхности не обнажается: они были выявлены лишь в процессе подземной документации и изучения керна скважин. Но дайки эти имеют исключительно важное значение в структуре месторождений рудного поля, так как они расчленяют рудные тела на ряд отдельных блоков (рис. 47). Вместе с тем, по А. В. Пэку, дайки эти являются дорудными, а разобщают они рудные тела потому, что дайки до рудообразования пересекали горизонт пород, наиболее благоприятный для замещения рудным материалом. А. В. Пэк (1950) предполагает, что горизонт был представлен карбонатными породами.

Иного мнения придерживается В. П. Логинов (1956). Он считает, что дайки авгитовых порфиритов на месторождении Левиха приурочены к послерудным разрывам. Гидротермальные изменения и пиритизацию

даек, наблюдаемые на контакте с рудными телами, он объясняет проявлением аутометаморфизма. Соответственно, вопрос о соотношении даек авгитового порфирита с рудными телами решенным пока считать нельзя.

На некоторых рудных полях колчеданных месторождений, в частности на Карабашском на Южном Урале, в рудном теле были выявлены реликты известняков, что, вообще говоря, подтвердило мысль А. В. Пэка о возможности образования колчеданных месторождений за счет замещения известняков. Однако в пределах Левихинского рудного поля известняки не были обнаружены ни при геологическом картировании поверхности, ни при подземной документации. На примере картирования Левихинского рудного поля, сложенного рассланцованными эффузивными породами и связанными с ним туфами, достаточно отчетливо вырисовываются те основные моменты, на которые должно быть обращено особое внимание при картировании колчеданных месторождений типа восточного склона Урала, приуроченных к зонам смятия и рассланцевания.

Работа должна заключаться примерно в следующем. Прежде всего необходимо установить первоначальный состав по возможности всех метаморфизованных эффузивных пород участка, представляющихся на первый взгляд в виде достаточно однообразных сланцев. Для этого отбирают образцы пород, различающихся макроскопически по составу и степени метаморфизма. Из них изготавливают шлифы и искусственные шлихи, которые подвергают детальному изучению. В результате изучения и сравнения этих пород с менее метаморфизованными разновидностями удается, как правило, установить первоначальный состав сланцев и тем самым расчленив всю толщу на ряд горизонтов метаморфизованных эффузивных пород. Затем составляют эталонную коллекцию образцов, которой пользуются при проведении дальнейшего картирования площади.

Сравнивая с эталонными образцами породы, распространенных в пределах исследуемого района, и корректируя результаты сравнения изучением шлифов и искусственных шлихов, вытягивают определенные горизонты пород по простиранию, а при наличии подземных горных выработок и буровых скважин — также и по падению. Вместе с тем устанавливают стратиграфические соотношения выделенных горизонтов пород. Существенную помощь в этом нередко оказывают наблюдения над положением сланцеватости относительно слоистости. Проведение всех

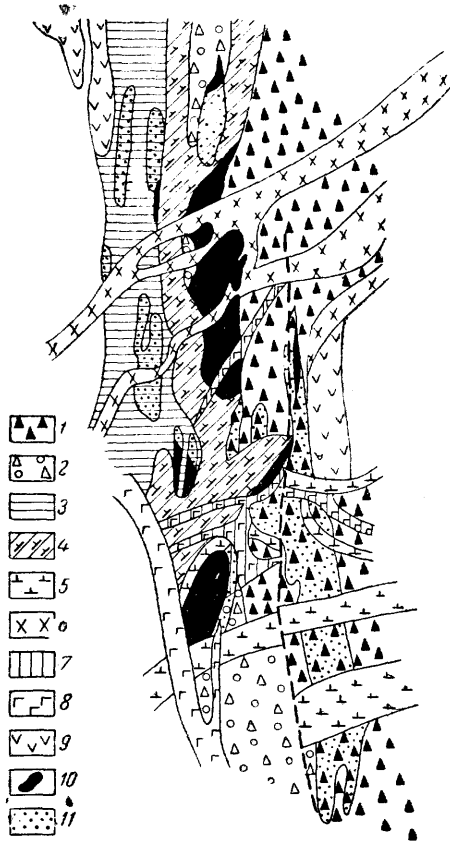


Рис. 47. Схема взаимоотношений горных пород и даек различного состава с рудными телами на месторождении Левиха Южная (по А. В. Пэку, 1950)

1 — туфы и брекчии диабазов; 2 — туфы и брекчии альбитофиров; 3 — окварцованные сланцы; 4 — порфиroidы; 5 — жильные альбитофиры, плотные; 6 — жильные альбитофиры, мелкозернистые; 7 — жильные порфиры, рассланцованные; 8 — жильные порфиры плагноклазовые, массивные; 9 — диабазы; 10 — колчеданные руды; 11 — вкрапленные руды

этих работ позволяет установить общую складчатую структуру метаморфизованной толщи, а также выявить в ней стратиграфические несогласия и разрывы.

При крупномасштабном геологическом картировании с одновременным проведением подземной документации горных выработок и изучением кернов исследователь должен особенное внимание направить на выделение разновидностей пород дайковой фации, а также на установление соотношений между дайками и рудными залежами. Наряду с этим должна быть сделана попытка выявить горизонты вмещающих пород, наиболее благоприятные для оруденения, учитывая, что в некоторых случаях, как это имеет место, например, на Левихе, реликты этих пород среди руды могут не сохраниться.

Имеющийся опыт по детальному картированию медисто-колчеданных месторождений, залегающих в расланцованных эффузивах, позволяет сделать вывод, что в подавляющем большинстве случаев рудные тела залегают согласно с напластованием вмещающих пород, либо развиваются вдоль поверхностей стратиграфического несогласия. Лишь в более редких случаях, как это, в частности, установлено последними исследованиями на Карабаше (Ракчеев, 1956), выявляются рудные тела, имеющие секущее положение по отношению к слоистости вмещающих пород.

3. Рудные поля, приуроченные к массивным эффузивным толщам и к жерлам древних вулканов

Переходя к рассмотрению специфических особенностей геологического картирования рудных полей и месторождений, залегающих в массивных эффузивах и жерлах древних вулканов, следует прежде всего отметить, что в подобной геологической обстановке встречается очень много разнообразных эндогенных месторождений цветных, редких и благородных металлов, а также железа (магнетитовых).

Картирование месторождений, залегающих в массивных эффузивах, сводится в основном к нанесению на геологическую карту зон околорудного изменения вмещающих пород, самих рудных жил и пород дайковой фации, если таковые имеются на минерализованной площади. Выяснение структуры таких месторождений основывается на детальном изучении трещинной тектоники и прежде всего трещин, вмещающих оруденение; это позволяет обычно наметить закономерности размещения рудоносных участков и месторождений в рудных полях, а также обогащенных участков и рудных столбов в отдельных рудных телах.

Наряду с решением перечисленных задач, при картировании рудных полей, приуроченных к жерлам древних вулканов, возникает ряд других важных вопросов. Так, должны быть выявлены общие контуры распространения пород жерловой фации, которые нередко оказываются ограниченными с одной, а иногда с нескольких сторон, тектоническими нарушениями. Необходимо также расчленить и детально закартировать все разновидности этих пород с выделением среди них представителей пирокластических и эффузивных образований и с установлением их возрастной последовательности, а также экструзивных фаций, имеющих секущее положение. Стратиграфическое расчленение упомянутых пород должно производиться не только в целях их геологического картирования, но и в целях выявления пород, наиболее благоприятных для рудоотложения.

Особое место занимают случаи, когда породы жерловой фации, содержащие оруденение, перекрываются массивными эффузивами, и выявить оруденение, а также установить структуры минерализованных площадей можно только путем проходки буровых скважин и горных выработок. Конечно, в каждом отдельном случае постановка таких работ должна быть обоснована данными магнитометрии, либо гравиметрии, а также наличием зон гидротермального изменения вмещающих пород и общим по-

вышением содержания некоторых металлов вдоль них, выявляемого специальными геохимическими исследованиями.

Изучение некоторых гидротермальных рудных полей, в пределах которых породы жерловой фации перекрыты эффузивными образованиями, показывает, что рудные жилы здесь бывают приурочены к своеобразным скорлуповатым трещинам, имеющим кулисообразное пространственное положение. Эти жилы обычно обрамляют породы жерловой фации с двух сторон или залегают среди последних и во вмещающих эффузивах и обычно развиты сериями. Каждая жила в отдельности распространяется на небольшую глубину, не превышающую 80—100 м. Но при выклинивании отдельных жил на том же горизонте обычно появляются новые слепые рудные тела, так что в общем оруденение распространяется на значительную глубину. В пределах изученных рудоносных площадей, где породы жерловой фации обнажаются на дневной поверхности, обычно также распространены жильные месторождения, но часто встречаются и рудоносные штокверки.

В качестве примера картирования рудных полей, включающих рудоносные штокверки, приуроченные к породам жерловой фации древних вулканов, может служить Шерловогорское сульфидно-касситеритовое месторождение, изученное О. Д. Левицким (1947). Здесь оруденение залегает в форме штокверка в кварцевых порфирах и лавобрекчиях липаритов. Так же как и вмещающие породы, оно контролируется двумя тектоническими нарушениями меридионального и северо-восточного простирания, рассекающими древние палеозойские породы. Кварцевые порфиры имеют облик эффузивных пород и залегают в виде сложного покрова, тупо ограниченного с запада меридиональным разломом, а на отдельных интервалах с юга — тектоническими нарушениями более мелкого масштаба. Лавобрекчии имеют более локальное распространение. Они заключены внутри кварцевых порфиров и образуют с ними интрузивные контакты. Лишь с запада они разделены меридиональным нарушением. На современном срезе лавобрекчии имеют изометрическое сечение, но, судя по данным буровых скважин, с глубиной единое тело расчленяется на два сужающихся книзу воронкообразных тела. Кварцевые порфиры и прорывающие их лавобрекчии представляют собой несомненно небольшой вулкан верхнеюрского возраста, образовавшийся на пересечении двух тектонических нарушений (рис. 48).

Послеверхнеюрские тектонические деформации, предшествовавшие оруденению, проявились по старым нарушениям и привели к возникновению серии мелких трещин, выраженных особенно отчетливо в всячем боку меридионального нарушения и прежде всего в наиболее хрупких лавобрекчиях.

Детальные исследования, проведенные в пределах описываемого рудного поля, показывают, что меридиональное нарушение было заложено еще в палеозое. В верхнеюрское время место пересечения его со сколовой широтной трещиной послужило каналом для небольшого вулканического аппарата. Позднее, уже в послеверхнеюрское время, это нарушение явилось рудоконтролирующим, а сопряженные с ним мелкие трещины, развитые в милонитах, оказались рудовмещающими. Столь длительная история формирования характерна в сущности для всех гидротермальных месторождений, приуроченных к породам жерловой фации.

Рудоконтролирующими, а иногда и рудовмещающими в таких месторождениях оказываются тектонические нарушения, заложенные еще в процессе накопления эффузивных толщ, задолго до оруденения и даже до внедрения пород жерловой фации. Оруденение наиболее часто развивается внутри последних, но иногда и вблизи них, во вмещающих эффузивах.

Соответственно сказанному, при крупномасштабном картировании рудных полей и месторождений, располагающихся среди эффузивных толщ, серьезное значение следует придавать выделению и оконтуриванию

пород жерловой фации, а также выяснению условий их залегания. Такие исследования крайне важны для прогноза поведения на глубину приуроченных к ним и контролируемых ими рудоносных трещин. Вместе с тем при проведении геологического картирования необходима серьезная работа по расшифровке истории формирования разрывных нарушений, распространенных в пределах исследуемой площади. Целью такого изучения является выделение разрывов, заложенных еще до или во время эффузивной деятельности. С этими разрывами могут быть связаны проявления по-

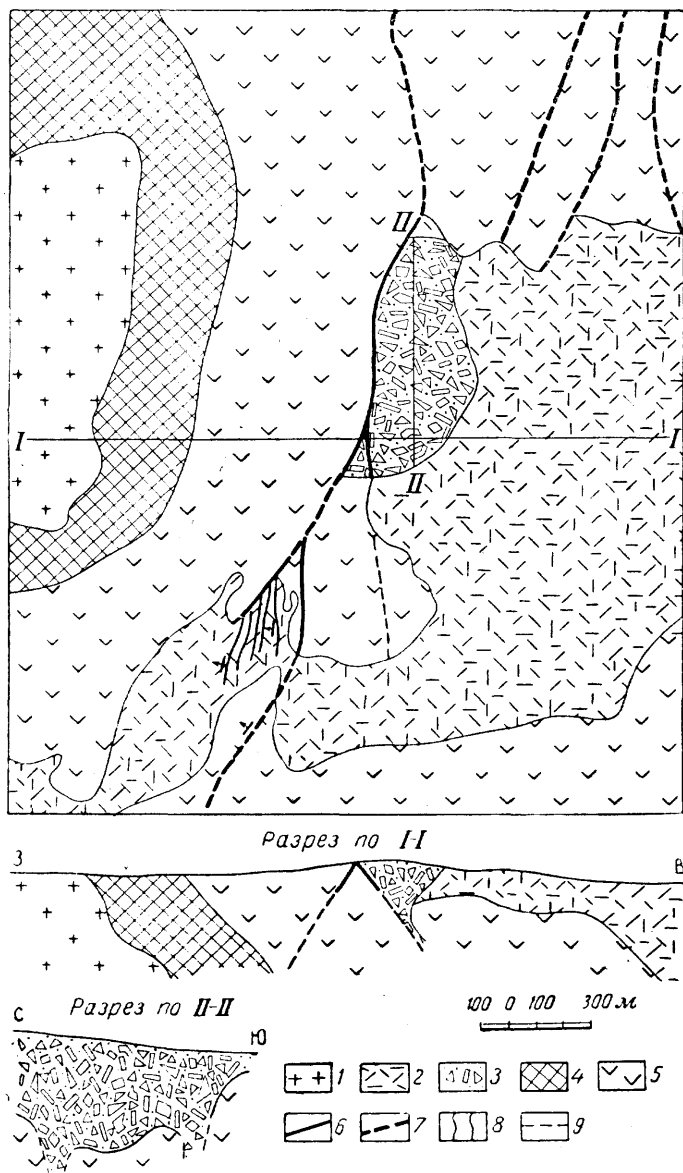


Рис. 48. Схема геологического строения оловяносного штоковерка на месторождении Шерловая гора, приуроченного к жерлу древнего вулкана (по О. Д. Левицкому, Ф. В. Козлову и П. Т. Белову)

1 — гранит-порфир верхней юры — нижнего мела; 2 — верхнеюрские кварцевые порфиры; 3 — туфы и туфобрекчи кварцевых порфиров, несущие оловянное оруденение; 4 — роговики; 5 — палеозойские диориты и диоритовые порфириты; 6 — тектонические нарушения, установленные горными выработками; 7 — тектонические нарушения, установленные геофизическими работами; 8 — кварц-турмалиновые прожилки; 9 — предполагаемые тектонические нарушения

род жерловой фации, а вместе с тем и контролируемые ими рудоносные трещины.

Особое место среди рудных месторождений, приуроченных к жерлам древних вулканов, занимают так называемые жилы карбонатитов, широко распространенные в Южной Танганьике и в ряде других районов. Особый интерес в Южной Танганьике, согласно А. П. Фолею и Т. К. Джеймсу

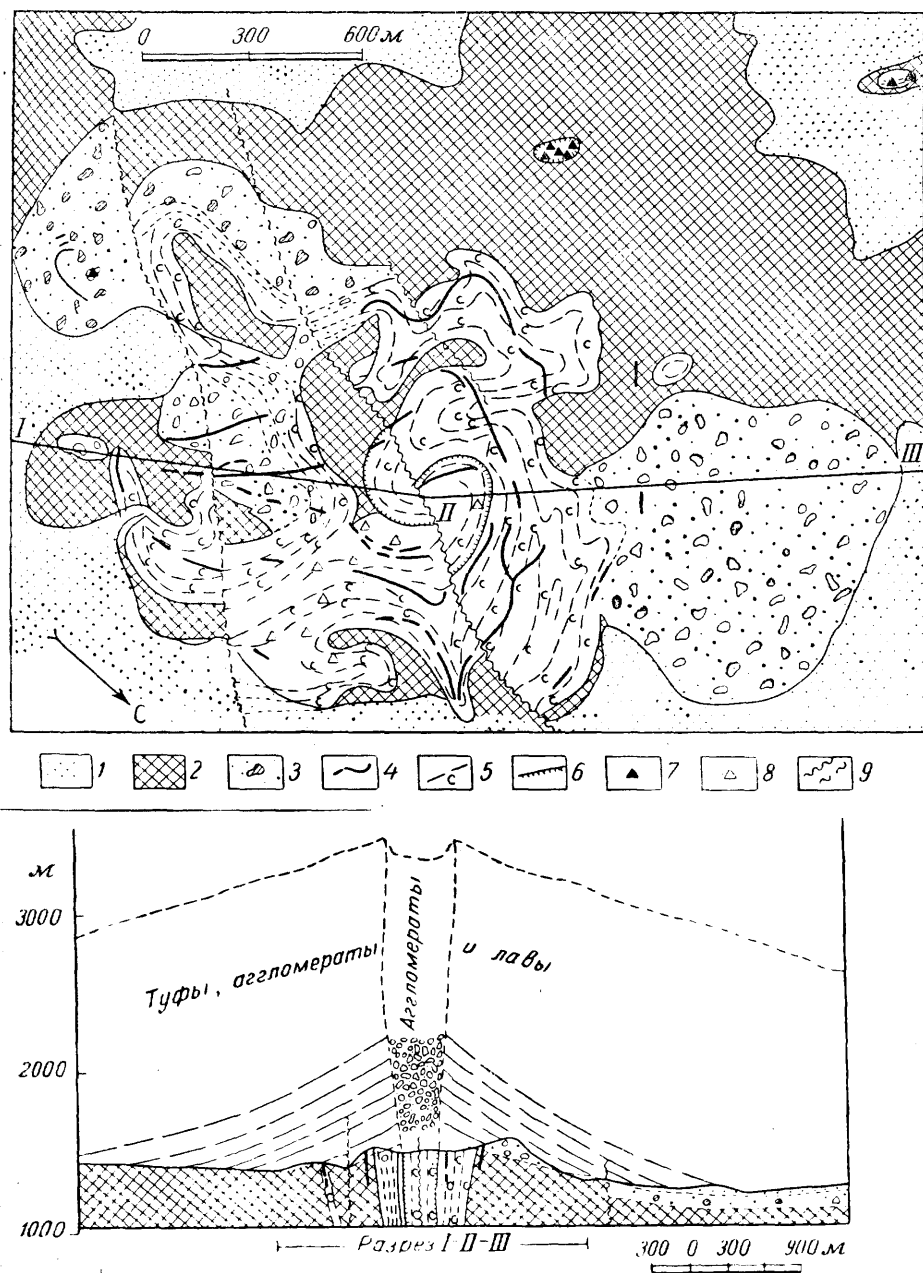


Рис. 49. Схема геологического строения месторождения Мбея, приуроченного к жерлу потухшего вулкана (по А. Фолею и Т. Джеймсу, 1955)

1 — четвертичные отложения; 2 — докембрийские измененные гнейсы; 3 — туфы и аггломераты; 4 — жилы с пирокхлором; 5 — карбонатиты и линии течения в них; 6 — вулканическое жерло; 7 — кратеры взрыва; 8 — брекчии; 9 — тектонические нарушения установленные и предполагаемые. Внизу — разрез через месторождение. Пунктиром показана денудированная часть конуса вулкана

(1955), представляет месторождение Мбея, где карбонатиты залегают в центральной части жерла потухшего вулкана и во внешнем обрамляющем его кольце. Этот вулкан приурочен к тектонической зоне северо-западного простирания в докембрийских гнейсах (рис. 49). Карбонатиты образовались в верхней юре или в нижнем мелу и перекрываются неметаморфизованными верхнемеловыми осадками.

Эффузивные породы, излившиеся из жерла вулкана, полностью смыты: сохранились лишь тонкозернистые туфы, карбонатизированные и окварцованные. Жилы карбонатитов сложены кальцитом, ассоциирующим с доломитом, анкеритом и сидеритом. Помимо этого, в них присутствуют породообразующие минералы гнейсов — кварц и полевой шпат, а также пластинки пирохлора диаметром в 0,5—5 мм, реже апатит, магнетит, сфен, колумбит, касситерит, циркон и флюорит. Карбонатиты представляют собой богатую ниобиевую руду с содержанием Nb_2O_5 от 0,1 до 1,2%.

Детальное геологическое картирование и минералогическое изучение месторождения показало, что гнейсы около карбонатитов подверглись процессу фенитизации, выражающемуся в десиликации, карбонатизации породы и в обогащении ее полевым шпатом. Карбонатиты, залегающие в жерловой части древнего вулкана, по составу несколько отличаются от карбонатитов, слагающих внешнее обрамляющее его кольцо. Первые представлены собственно карбонатитами, вторые содержат более 50% кальцита и в качестве аксессуарных — биотит, амфибол, апатит, магнетит, доломит, сидерит, анкерит и пирохлор. Эта разность получила название зовита.

В карбонатите, развитом среди пород жерловой фации, отмечается ориентировка, соответствующая положению линий течения; это позволяет предполагать, что в процессе становления порода испытывала пластическую деформацию. Вдоль контакта с гнейсами карбонатиты пересечены интрузивной дайкой, местами брекчированы и сцементированы карбонатом.

Рассмотренный пример показывает, что в жерлах древних вулканов могут быть встречены не только гидротермальные месторождения, но также и своеобразные собственно магматические ниобиевые минеральные образования. По-видимому, они не очень редки. В одной лишь Танганьике за последние три года обнаружено семь месторождений карбонатитов, пока еще очень слабо изученных. Все они характеризуются кольцевым строением залежей при диаметре порядка в 1,5—2 км и более.

Отмеченные особенности строения рудных месторождений, связанных с карбонатитами, необходимо учитывать при геологическом картировании участков их распространения. При этих работах прежде всего должно быть обращено серьезное внимание на оконтуривание выходов пород жерловой фации и изучение их контактов со вмещающей толщей. Необходимо также изучать породы жерловой фации с целью оконтуривания участков, в той или иной мере подвергшихся карбонатизации. Эти последние должны быть особенно тщательно исследованы и опробованы на редкие элементы.

Для характеристики особенностей строения и геологического картирования рудных месторождений, приуроченных к жерлам древних вулканов, необходимо рассмотреть также некоторые железорудные месторождения, образовавшиеся в связи с излияниями траппов на Сибирской платформе. Такие месторождения известны в Ангаро-Илимском районе, где они приурочены к полосе, вытянутой в северо-восточном направлении более чем на 500 км. Последняя в тектоническом отношении представляет собой пологую флексуобразную складку, осложненную целой серией складок второго порядка, оси которых располагаются почти горизонтально. Каждая из таких складок, в свою очередь, разбита разрывными нарушениями, вдоль которых и размещаются аппараты древних вулканов, сложен-

ные пирокластическим материалом и породами жерловой фации трапповой магмы.

Большинство магнетитовых месторождений Ангаро-Илимского железорудного района залегает в породах жерловой фации. Они имеют гидротермальный генезис и приурочены к трещинам, секущим эти последние. Такая закономерность проявляется весьма отчетливо и, следовательно, основным поисковым признаком в этом районе могут считаться пирокластические образования, выполняющие воронки взрыва.

Изложенные данные показывают, что оруденение различных типов, приуроченное к жерлам древних вулканов, развитых как в пределах платформ, так и в геосинклинальных областях, контролируется древними тектоническими нарушениями, заложенными еще до формирования вулканических аппаратов и определившими положение последних. Перемещения вдоль этих нарушений в дальнейшем неоднократно возобновлялись, что приводило к раздроблению пород жерловой фации и последующему развитию минерализации. Положение рудных тел и их форма определяются в значительной степени формой древнего вулканического аппарата. Все эти закономерности необходимо учитывать при картировании рудных месторождений различных типов, приуроченных к жерлам древних вулканов.

При крупномасштабном геологическом картировании рудных полей и месторождений, залегающих среди эффузивных толщ, нередко существенную помощь оказывают геофизические методы исследования. Используя их, можно отбивать контакты между породами, достаточно различающимися по каким-либо физическим свойствам (магнитные свойства, электропроводимость и т. д.). При плохой обнаженности поверхности геофизические методы позволяют достаточно точно определить положение (а иногда и общий характер) контакта между основными и кислыми эффузивами. С их помощью иногда удается определить глубину распространения эффузивной толщи, а также нащупать участки эффузивных пород и пород жерловой фации, погребенные под другими какими-либо породами, отличающимися от них по физическим свойствам.

III. ИЗУЧЕНИЕ И КАРТИРОВАНИЕ ДИЗЬЮНКТИВНЫХ НАРУШЕНИЙ

ВЫЯВЛЕНИЕ ДИЗЬЮНКТИВНЫХ НАРУШЕНИЙ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИХ ВОЗРАСТА

1. Краткая общая характеристика дизъюнктивных нарушений

При составлении крупномасштабных геологических карт рудных полей и месторождений всех генетических типов особенное внимание должно быть уделено прослеживанию по простиранию и изучению тектонических нарушений, вмещающих оруденение, либо так или иначе влияющих на его распределение.

При картировании рудных полей нередко приходится иметь дело с крупными тектоническими нарушениями регионального значения, контролирующими распределение оруденения на больших площадях. Однако при изучении любого рудного поля и месторождения геолог чаще сталкивается с необходимостью нанесения на геологическую карту дизъюнктивных тектонических нарушений, прослеживающихся на протяжении первых километров либо первых сотен метров и меньше, а также рудных тел различного размера. Важные тектонические нарушения, размеры которых не позволяют изобразить их в масштабе составляемой карты, все же необходимо показывать на карте с некоторым условным преувеличением их размеров. Конечно, это не снимает необходимости картирования таких участков в более крупных масштабах.

Непосредственно на поверхности тектонические нарушения можно наблюдать только в районах с хорошей обнаженностью. Внешние признаки дизъюнктивных нарушений весьма разнообразны. Чаще всего они выражаются полосами сильно деформированных пород. Такие породы характеризуются повышенной трещиноватостью, рассланцеванием или брекчированием, а в центральной части нарушения они могут переходить в милониты и тектонические глинки. Последние обычно развиваются вдоль тектонических поверхностей, по которым происходили смещения смежных блоков пород. Эти поверхности нередко плавно изгибаются, на них часто видны зеркала со штрихами и бороздами скольжения.

В отдельных случаях породы вблизи разрыва могут быть разбиты густой сетью различно ориентированных трещин, ограничивающих небольшие блоки монолитных пород, сохраняющих свое первоначальное положение. В других случаях такие обломки могут оказаться перемещенными и повернутыми, при этом они обычно цементируются растертым материалом или тектоническими глинками. Обломки таких тектонических брекчий могут иметь различные размеры и характеризоваться разнообразной формой — от остроугольной до округлой. Обломки, находящиеся среди тектонических глинок, обычно раздавлены и чаще всего имеют чечевицеобразную или линзовидную формы. На их поверхности нередко наблюдаются штрихи и борозды скольжения.

Мощность зоны деформированных пород в значительной степени зависит от размеров дизъюнктивного нарушения. Она может изменяться от нескольких сантиметров в небольших нарушениях до сотни и более метров в крупных разрывах. Обычно зоны разрывов характеризуются достаточно сложным и разнообразным строением по падению и простиранию. Они могут изменять свои элементы залегания, расщепляться, приобретать кулисообразное строение, когда взамен одного или серии выклинивающихся тектонических швов появляются другие, расположенные в той же общей зоне деформированных пород. Обычно отмечается два основных типа выклинивания дизъюнктивных нарушений — постепенное уменьшение мощности деформированных пород до полного выклинивания или расщепление разрыва на ряд более мелких тектонических швов и трещин.

Особенности строения тектонических зон определяются общей обстановкой, в которой происходила деформация того или иного участка земной коры. В. М. Крейтер (1956) среди главных факторов, обуславливающих характер деформаций в природных условиях, придает большое значение составу и строению пород, их напряженному состоянию, температуре деформируемых пород, повторяемости действия напряжения и др.

Не останавливаясь на повторном рассмотрении этих факторов, заметим, что строение тектонических зон при прочих равных условиях во многом зависит от состава и механических свойств пород. Тектонические нарушения, расположенные в хрупких (интрузивных или эффузивных) породах, обычно представлены достаточно четкими и выдержанными полосами брекчированных и перетертых пород; при переходе их в более пластичные породы (сланцы или слоистые известняки) они обычно сменяются несколькими редкими маломощными тектоническими поверхностями скольжения, обычно приспособляющимися к слоистости или сланцеватости пород.

Такой случай описан В. И. Казанским (1955) для одного из полиметаллических рудных полей. Он отмечает, что для дизъюнктивных нарушений в известняках характерно дробление пород на крупные и мелкие обломки, в то время как в сланцах нарушения представлены притертыми тектоническими поверхностями с маломощными глинками трения. Вблизи этих нарушений в сланцах наблюдаются складки волочения. Диагональные нарушения в сланцах быстро затухают вследствие проскальзывания блоков по сланцеватости или слоистости пород и часто переходят из секущих в согласные со слоистостью толщи.

Отмечается зависимость строения тектонических нарушений и от глубины их формирования. Этот вопрос подробно рассматривал В. М. Крейтер (1947). В условиях небольших глубин дизъюнктивные нарушения обычно характеризуются широким развитием брекчий, полостей приоткрывания и маломощными пропластками тектонической глинки. С глубиной роль брекчий постепенно снижается и зоны разрывов бывают представлены главным образом плоскостями скольжения с мощными тектоническими глинками. Еще ниже нарушения переходят в зону рассланцевания.

В районах широкого развития малых интрузий и даек последние могут оказать помощь при установлении разрывов на местности. Так, например, в районах Юго-западного и Северного Тянь-Шаня наблюдается линейное расположение и вытянутые формы интрузивов, обусловленные их приуроченностью к зонам разрывов. В местах широкого развития эффузивных образований корневые части эффузивных покровов (некки, вулканические пробки и др.), а также экструзивные тела, обычно бывают приурочены к таким зонам. Во многих случаях разрывы обнаруживаются по выходам даек и пегматитовых тел, залечивающих полосы деформированных пород.

Выявлению зон разрывов на поверхности способствуют также развивающиеся вдоль них жилы различного состава и гидротермально изме-

ненные породы. Чаще всего в зонах разрывов можно видеть кварцевые, баритовые, карбонатные, флюоритовые жилы с вкрапленностью и прожилками рудных минералов. Мощность жил, залечивающих тектонические нарушения, может колебаться в широких пределах. В отдельных рудных полях известны кварцевые жилы мощностью до десятков и более метров, но чаще встречаются жилы мощностью в несколько десятков сантиметров. Зоны гидротермально измененных пород обычно вытягиваются

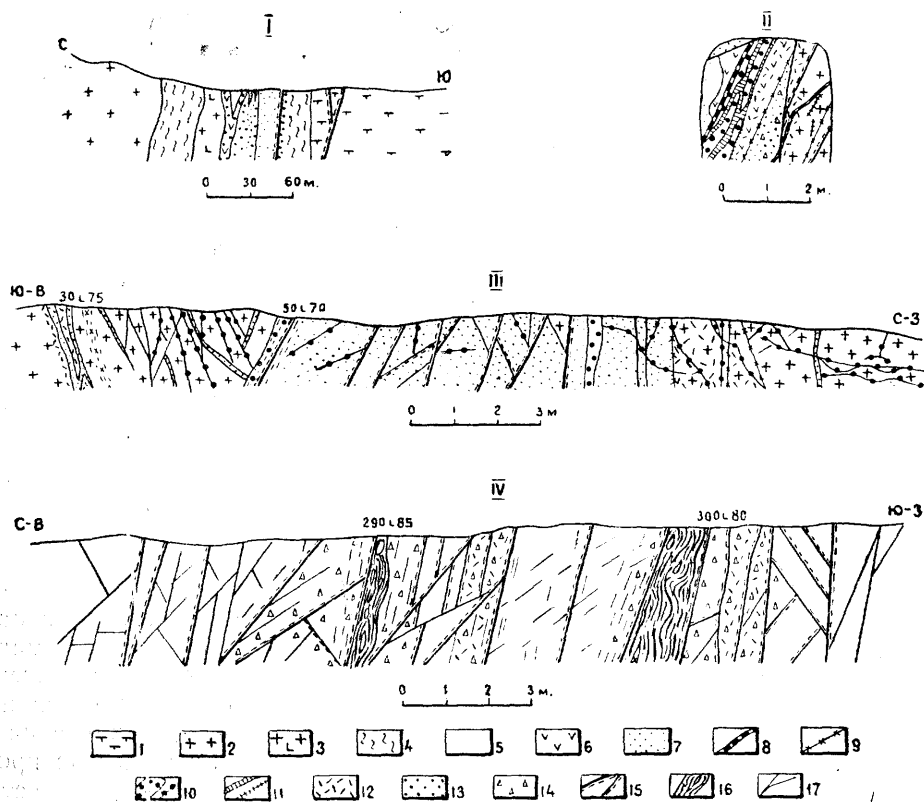


Рис. 50. Примеры строения зон дизъюнктивных нарушений

I — вертикальное обнажение; II — забой; III — стенка кваршлага; IV — стенка кваршлага
 1 — эффузивные кварцевые порфиры; 2 — гранодиориты; 3 — гранодиорит-порфиры; 4 — дайки кварцевых порфиров и фельзит-порфиров; 5 — сиенит-порфиры; 6 — диабазовые порфиры; 7 — жилы белого кварца; 8 — сульфидные жилы; 9 — брекчия с кварц-хлоритовым цементом; 10 — кварц-хлоритовые жилы и прожилки; 11 — баритовые жилы; 12 — жилы серого кварца; 13 — серицитизированные породы; 14 — окварцованные породы; 15 — брекчированные породы; 16 — тектонические плоскости с глиной трения; 17 — трещины без глины трения

полосами вдоль тектонических нарушений и в ряде случаев хорошо фиксируют их на поверхности. Ореолы измененных пород имеют мощности от метров до десятков и сотен метров. В последнем случае в зоне измененных пород необходимо выявлять положение самого дизъюнктивного нарушения.

Тип измененных пород, сопровождающих тектонические нарушения, зависит от физико-химических условий образования месторождения, характера проявленной минерализации и первоначального состава самих пород. Для большой группы месторождений гидротермальные изменения могут быть выражены серицитизацией, хлоритизацией, в других местах окварцеванием вмещающих пород и др. На поверхности зоны изменения могут быть прослежены по выходам осветленных, каолинизированных или лимонитизированных пород. Подробнее вопрос о гидротермально измененных породах будет рассмотрен в специальной главе.

В районах с хорошей обнаженностью разрывы можно устанавливать по всему комплексу отмеченных выше признаков, хотя в некоторых рудных районах отдельные из них не проявляются. Некоторые примеры, иллюстрирующие строение зон разрывов, приведены на рис. 50.

При картировании следует учитывать, что далеко не все тектонические нарушения могут быть установлены непосредственным наблюдением. Они хорошо заметны лишь в обнаженных районах типа некоторых рудноносных площадей Средней Азии, где современные отложения в гористой части вовсе отсутствуют, либо получают небольшое развитие. В большинстве рудных полей о наличии дизъюнктивных тектонических нарушений приходится судить вначале лишь по ряду косвенных признаков, а затем уже проверять эти нарушения разведочными выработками.

2. Выявление тектонических нарушений по косвенным признакам

Минерализованные и особенно безрудные тектонические нарушения далеко не всегда легко выявляются даже в районах, относительно хорошо обнаженных. Однако по целому ряду косвенных признаков в ряде случаев удается высказать достаточно обоснованное предположение о наличии таковых.

Для удобства дальнейшего рассмотрения косвенные признаки дизъюнктивных нарушений можно объединить в следующие основные группы: 1) общегеологические, 2) геоморфологические, 3) ботанические и гидрогеологические, 4) геофизические, 5) минералого-геохимические.

Общие геологические признаки

Общие геологические признаки имеют особенно важное значение для установления тектонических нарушений на изучаемых площадях. Признаки эти разнообразны и в конкретной геологической обстановке определенная группа их становится ведущей. При картировании рудных полей и месторождений на площадях развития слоистых пород обязательным условием успешного установления дизъюнктивных нарушений и выяснения их характера является хорошо разработанная стратиграфия изучаемых отложений с подробной характеристикой литологических особенностей слоев.

Сопоставляя стратиграфические разрезы отложений, наблюдаемые в разных частях картируемой площади, можно прийти к выводу о том, что на некотором участке соприкасаются различные части данной толщи, а следовательно, необходимо искать поверхность их соприкосновения, выраженную тектоническим нарушением. В ряде случаев удается установить сдвигание разрезов, вызванное наличием дизъюнктивного нарушения, а также наметить направление перемещения блоков и примерные амплитуды смещения.

Сравнение разрезов хорошо стратифицированных толщ позволяет также установить выпадение из разреза отдельных пластов или пачек пластов на определенной площади. Этот факт может быть связан с тектоническими движениями по предполагаемому разрыву, разделяющему сравниваемые участки изучаемой территории.

В качестве примера можно привести одно из рудных полей в Средней Азии, в геологическом строении которого принимают участие три разновозрастные эффузивно-осадочные свиты верхнего карбона. Сопоставление разрезов эффузивной толщи показало, что в южной части площади из разреза выпала средняя свита, в то время как в северной части площади наблюдается полный разрез всех трех свит. Эти наблюдения дали основания предполагать наличие тектонического нарушения северо-западного простирания, по которому южная часть площади была поднята перед отложением пород верхней свиты (см. рис. 61). Проведенные

горные выработки подтвердили наличие самого нарушения и доказали направление перемещения соседних блоков пород.

Дизъюнктивные нарушения в слоистых толщах устанавливаются также по соприкосновению между собой разновозрастных пород, по резкому изменению элементов залегания пласта или пачки пластов, по внезапной смене литологического состава пород. Хорошим признаком дизъюнктивных нарушений в слоистых породах являются также резкие локальные изгибы пластов на общем фоне спокойного их залегания. При этом необходимо иметь в виду, что плавные изгибы пластов могут быть связаны также с флексурными перегибами, а не с разрывами сплошности пород по разлому.

Иногда о наличии тектонического нарушения могут свидетельствовать такие факты, как резкая смена ориентировки флюидалности в эффузивных толщах, появление ориентированной в одном направлении мелкой трещиноватости и ряд других подобных признаков. Одним из важнейших признаков, с помощью которого можно обнаружить тектоническое нарушение, является внезапное окончание прослеживаемых геологических элементов. Действительно, если при составлении геологической карты выясняется, что пласты, дайки, интрузивные тела, жилы, тектонические зоны или контакты неожиданно оканчиваются, а затем появляются в стороне от их прежних направлений, то имеется основание предполагать, что такой перерыв связан с тектоническим нарушением. То же можно ожидать в случае резкого обрыва рудных жил у борта оврага, заполненного современными отложениями. Однако следует учитывать, что подобные явления могут быть связаны с другими причинами, например с выходом массивов интрузивных пород, развитием поверхностей несогласия и др.

В некоторых случаях тектоническое нарушение можно фиксировать по распространенным вдоль него апофизам интрузивных тел, резким изгибам даек, жил и др. На присутствие тектонических нарушений может указывать также линейное расположение блоков осадочных пород в интрузивных образованиях. В отдельных районах Средней Азии дизъюнктивные нарушения устанавливаются по так называемым тектоническим «прокладкам» известняков, «затащенным» в зоны разрывов из нижележащих толщ.

Общие геологические признаки, указывающие на наличие разрывов, должны быть использованы при составлении геологических карт рудных полей и месторождений. Они должны подвергаться тщательному и всестороннему анализу, в том числе и путем составления различных вариантов геологических разрезов, с учетом данных документации буровых скважин и горных выработок. Так как в большинстве случаев тектонические нарушения выявляются по косвенным признакам, то должна быть полная уверенность в том, что другое возможное объяснение наблюдаемых фактов неприемлемо.

Геоморфологические признаки

В ряде рудных полей дизъюнктивные нарушения достаточно отчетливо выявляются в рельефе местности по ряду геоморфологических признаков. Прежде всего тектонические нарушения могут быть намечены по уступам рельефа, возникшим за счет неравномерного разрушения пород различной устойчивости в лежачем и висячем боках разрыва. Особенно отчетливо такие уступы наблюдаются при соприкосновении по тектонической зоне пород с резко различной способностью к выветриванию, например, плотных разностей кислых эффузивов и тонкослоистых песчано-глинистых пород. В других случаях подобные уступы наблюдаются и в породах одинаковой устойчивости. Это наиболее характерно для молодых тектонических нарушений, когда эрозия не успела сnivelировать перемещенные блоки пород.

Тектонические нарушения особенно хорошо устанавливаются в рельефе в случае смещения по ним поверхности пенеплена. В частности в Кураминском, Чаткальском хребтах, и в Чу-Илийских горах альпийские тектонические движения с вертикальными перемещениями блоков хорошо фиксируются по разностям гипсометрических отметок раннемезозойских поверхностей пенеплена. Местами это выражено настолько резко, что зоны разрывов могут быть намечены даже по топографической карте масштаба 1 : 10 000; 1 : 5 000. Подобные уступы часто наблюдаются у подножия горных сооружений, характеризующихся широким развитием глыбовой тектоники. В других условиях вдоль тектонических нарушений развиваются вытянутые прямолинейные впадины, образующиеся за счет более легкого разрушения раздробленных пород. Часто дизъюнктивные нарушения, особенно крутопадающие, используются оврагами, либо даже руслами небольших рек, причем последние в этом случае характеризуются заметной прямолинейностью. Если тектоническое нарушение ориентировано косо к орографической сети, оно может фиксироваться по ряду седловин, расположенных на водоразделах.



Рис. 51. Гребень кварцевой жилы в зоне разрыва

Иногда на зоны разрывов может указывать цепочкообразное расположение карстовых воронок, а также провалов над древними горными выработками. Однако тектонические нарушения не всегда проявляются на выходах отрицательными формами рельефа. В случае приуроченности к ним окварцованных пород, кварцевых жил или даек интрузивных пород они проявляются в виде гребней в окружающем рельефе (рис. 51). Кварцевые гребни обычно отмечаются в различных климатических зонах, включая и плохо обнаженные горно-таежные районы.

Гидрогеологические и ботанические признаки

Опыт крупномасштабного геологического картирования в различных районах показал, что при выявлении тектонических нарушений в плохо обнаженных участках существенную помощь могут оказать некоторые гидрогеологические признаки. Действительно, зоны раздробленных пород, сопровождающие эти нарушения и фиксирующиеся вдоль разрывов, благоприятны для циркуляции подземных вод, поверхностные выходы которых отмечаются по родникам.

В ряде рудных полей южных районов, характеризующихся сухим и жарким климатом, тектонические нарушения могут выявляться иногда по более богатому или специфическому растительному покрову, развившемуся в связи с повышенной влажностью вдоль этих нарушений, а иногда просто в связи с резким различием литологического состава пород, прилегающих к нарушению. Если породы в зоне нарушения сильно пиритизированы, то травяной покров может быть развит особенно слабо или даже совершенно отсутствовать.

Геофизические признаки

Крупномасштабное геологическое картирование, как уже указывалось выше, обязательно должно сопровождаться комбинированными геофизическими исследованиями, которые могут оказать существенную помощь при решении геологических вопросов. Для выявления дизъюнктивных нарушений с успехом могут быть использованы разнообразные методы геофизических исследований.

Зоны тектонических разрывов, сопровождающиеся жильными образованиями, могут быть выявлены и прослежены с помощью магнитометрии. Если жильное заполнение разрывов содержит вкрапленность магнетита, пирротина и подобных им минералов, то магнитометрическая съемка выявляет над разломом положительные аномалии ΔZ . Аналогичная картина наблюдается в случае приуроченности к зонам разрывов даек диабазовых порфириров или других основных пород. Магниторазведка дает положительные результаты при прослеживании нарушений, если по ним оказались смещенными магнитные породы. Зоны разрывов, проходящие в породах с заметной и достаточно однородной магнитностью, выявляются по пониженным значениям ΔZ над кварцевыми жилами, а также рассланцованными породами (рис. 52).

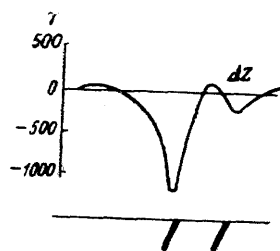
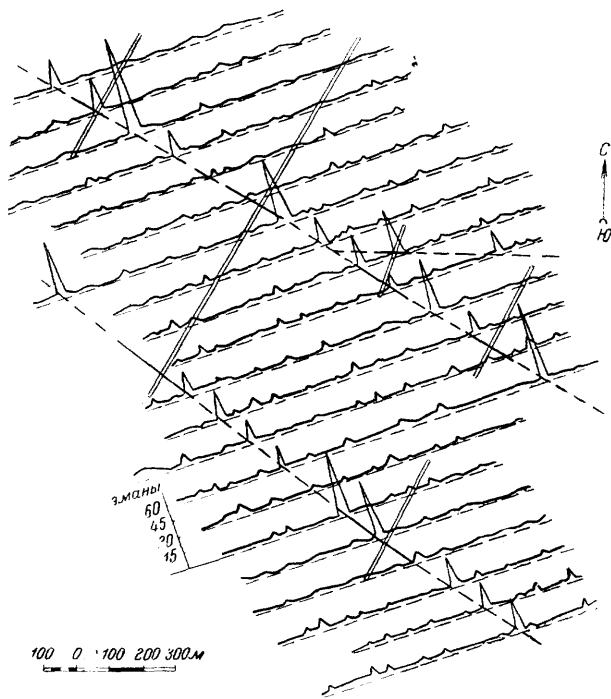


Рис. 52. Кривая ΔZ над кварцевыми жилами в метаморфизованных эффузивах (по А. А. Логачеву, 1951)



Важное значение для выявления тектонических нарушений, скрытых под чехлом современных отложений, имеют методы электроразведки, в том числе различные модификации электромагнитного метода. В частности, интересные результаты применения этого метода для упомянутой цели опубликованы Дж. Энслином [Epslin, 1955].

В последнее время все большее распространение начинают получать радиометрические методы, позволяющие решать разнообразные задачи при картировании и изучении рудных месторождений. В ряде случаев они могут оказать существенную помощь при выявлении и прослеживании дизъюнктивных нарушений. Гамма-аномалии, радоновые или тороновые аномалии нередко вытягиваются вдоль тектонических нарушений и оказываются приуроченными к зонам разрывов или располагаются несколько в стороне от них.

На рис. 53 показаны результаты тороновой съемки, проведенной при составлении геологической карты в масштабе 1 : 10 000 на гранит-

ном массиве, перекрытом рыхлыми отложениями мощностью от 0,5 до 10 м при средней мощности их в 1,5—2 м. На профилях тороновой съемки отчетливо выявились пики, расположенные вдоль определенных линий. Пройденные каналы вскрыли два параллельных дизъюнктивных нарушения и отходящую от них апофизу.

Аналогичная картина выявляется и при радоновой съемке. На рис. 54 показано положение радоновой аномалии, обусловленной ураноносной жилой, приуроченной к тектонической трещине. Разнос делювия по склону

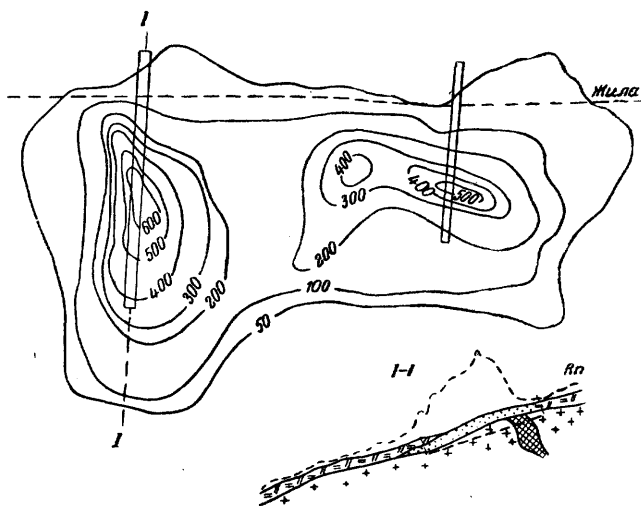


Рис. 54. Карта изоэман и схема вскрытия аномалии каналами (по В. Г. Мелкову и Л. Ч. Пухальскому, 1957)

вызвал смещение аномалии в сторону от жилы. При помощи гамма-съемки или других видов радиометрических съемок удастся выделить дайки кислых и щелочных пород, обычно обладающих повышенной радиоактивностью, что облегчает расшифровку тектонического строения участка.

Минералого-геохимические признаки

Минерализация, выраженная хотя бы в виде гидротермально измененных пород вдоль определенного линейно вытянутого направления, независимо от того, есть ли в составе минерализованных пород рудные минералы или нет, дает основание подозревать, что здесь проходит дизъюнктивное нарушение, по которому и проявилась эта минерализация.

Сульфиды, встреченные в подобных зонах минерализации, и продукты их окисления на выходах, приводят обычно к каолинизации пород и к их заохриванию, что еще более подчеркивает выходы тектонических нарушений на дневную поверхность. Однако тектонические нарушения могут выявляться не только по минералогическим, но и по геохимическим признакам. В частности, при металлотрической съемке может возникнуть предположение о наличии тектонического нарушения, если по данным химических или полуквантитативных спектральных анализов устанавливается повышенное содержание тех или иных металлов в линейно вытянутой полосе. Имеющийся опыт изучения полиметаллических месторождений Центрального Казахстана показывает, что в некоторых рудных полях по геохимическим признакам удастся выявить не только тектонические нарушения, но и открыть слепые рудные тела, развитые по ним.

В ряде случаев может оказаться полезным изучение химического состава вод родников, приуроченных к зоне предполагаемого разрыва. По-

вышенная сульфатность, присутствие в воде меди, цинка, свинца, молибдена, урана и некоторых других элементов может указывать не только на тектоническое нарушение, но и на особенности минерализации его. Для этой же цели можно попытаться использовать анализ золы растений, собранных над предполагаемым разрывом.

* * *

Помимо перечисленных признаков, по которым в закрытых районах устанавливаются тектонические нарушения, существенную помощь могут оказать и данные аэрофотосъемки. Аэрофотосъемка для масштаба 1 : 1 000—1 : 10 000 широко пока не применялась, и наиболее крупный масштаб ее обычно составляет 1 : 16 000—1 : 25 000. Однако, пользуясь аэрофотоснимками указанных и даже более мелких масштабов, в некоторых случаях можно выявить тектонические нарушения в рудных полях. Дизъюнктивные нарушения на аэрофотоснимках могут быть установлены по смещению пластов и контактов, по разрыву даек и другим признакам (рис. 55 и 56).

На существование разрывов могут указывать также прямолинейные контакты на снимке полей с различной фото-характеристикой, обусловленной литологическими особенностями пород, прямолинейная эрозионная сеть, уступы в рельефе и др.

На аэрофотоснимках нередко отражаются даже малоприметные впадины или несколько иной оттенок растительного покрова, незаметный наблюдателю при наземной съемке, или другие детали, позволяющие предположить наличие тектонических нарушений. Так например, на аэрофотоснимках площадей Центрального и Северного Казахстана тектоническое строение отдельных участков довольно четко «просвечивает» сквозь растительный покров и даже пашню. Кроме того, сама возможность наблюдать на снимке сразу значительное количество линейно вытянутых полос, охватывающих большую площадь, позволяет геологу сделать некоторые предварительные выводы о геологическом строении местности.

Наглядность снимков существенно повышается при цветной аэрофотосъемке, опыты по использованию которой для целей геологического картирования в нашей стране впервые были проведены в 1950—1951 г. (Петрусевич и Казик, 1955). Этот вид съемки в последнее время достаточно эффективно начал применяться в США. В случае невозможности проведения аэрофотосъемки следует считать полезными наблюдения с воздуха, поэтому перед геологической съемкой желательно предварительно ознакомиться с местностью путем осмотра ее с самолета.

Естественно, что все дизъюнктивные нарушения, установленные с помощью косвенных признаков и по данным аэрофотосъемки, при крупномасштабном картировании следует обязательно проверять канавами, шурфами, картировочным бурением или другими видами легких горных работ. Только после проведения по возможности всего комплекса исследований, включая и горные работы, тектоническое нарушение можно считать установленным, и лишь в этом случае его следует наносить на карту.

В результате картирования должны быть выявлены все тектонические нарушения, представляющие собой важные элементы структуры рудного поля или месторождения. Тектонические узлы, наиболее интересные с точки зрения влияния их на распределение и локализацию оруденения, должны быть изучены особенно внимательно. При этом необходимо иметь в виду, что более или менее крупные зоны разрывов часто сопровождаются боковыми оперяющими трещинами. Последние могут иметь значительную протяженность и должны найти отражение на крупномасштабных картах.

Установление и картирование таких оперяющих нарушений имеет большое значение. Во многих рудных полях установлено, что рудные те-



Рис. 55. Дизъюнктивное нарушение в толще массивных пород. Рядом с разрывом проведена пунктирная линия. Аэрофотоснимок в масштабе примерно 1 : 17 000

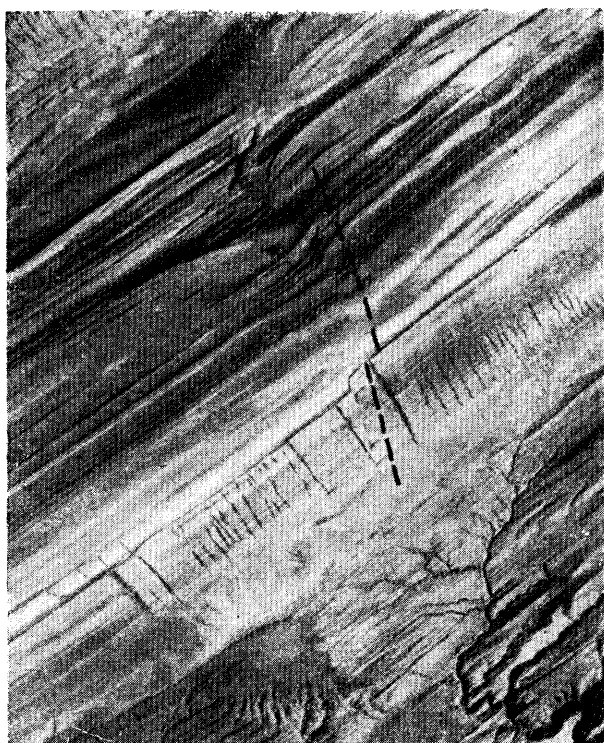


Рис. 56. Поперечное дизъюнктивное нарушение в слоистой толще глин и песчаников палеогена. Рядом с разрывом проведена пунктирная линия. Разрыв затухает в северном направлении, на его продолжении отмечаются флексуобразные перегибы слоев. Южный фланг разрыва теряется в мощной пачке глин. Аэрофотоснимок в масштабе примерно 1 : 17 000

ла развиваются не только по основным разрывам, но и по их боковым ответвлениям, причем наиболее богатые рудоносные участки и рудные столбы нередко располагаются в местах сочленения основных нарушений с оперяющими их трещинами. Известно значительное число примеров локализации оруденения только по боковым оперяющим трещинам. В этих случаях установление оперяющих трещин приобретает основное значение в деле выявления промышленных концентраций руд. Как будет показано ниже, оперяющие трещины могут быть использованы также для определения направления относительного перемещения блоков пород вдоль главных поверхностей нарушения.

3. Определение относительного возраста дизъюнктивных нарушений

Рудные поля эндогенных месторождений различных металлов располагаются в участках земной коры, чаще всего характеризующихся проявлением разновозрастных тектонических движений, отдельные из которых сопровождаются внедрением магматических масс и оруденением. Во многих рудных районах выделяются две или даже три эпохи орогении. Поэтому при крупномасштабном геологическом картировании рудных полей и месторождений следует стремиться различать дизъюнктивные нарушения, возникшие в разные орогенические эпохи.

Как показывает опыт изучения отдельных рудных районов Советского Союза, дизъюнктивные нарушения определенных эпох тектогенеза образуются не в один этап, а формируются на протяжении длительного периода, отражая определенную обстановку геологического развития. В общем случае дизъюнктивные нарушения каждой эпохи орогении можно разделить на следующие возрастные группы:

- 1) разрывы, возникшие во время накопления осадочно-эффузивных толщ и смятия их в складки;
- 2) разрывы, возникшие до или во время внедрения интрузивов и даек;
- 3) разрывы, возникшие до или в процессе рудообразования;
- 4) послерудные разрывы.

В последующую эпоху орогении движения по ранее возникшим разрывам могут возобновиться, но это не исключает вероятности образования новых тектонических нарушений, отражающих специфические особенности данной фазы орогении. Таким образом, разрывы могут иметь длительную и сложную историю развития, иногда захватывающую две—три орогенических эпохи. Хорошо составленные геологические карты рудных полей и месторождений должны содержать материал, позволяющий выявить историю формирования разрывов; правильное понимание некоторых важных особенностей геологического строения участка невозможно без расшифровки истории их развития.

Дизъюнктивные нарушения, возникшие во время осадконакопления, обуславливают распределение фаций и мощностей осадочных толщ. Движения блоков по разрывам, проявляющиеся во время эффузивной деятельности, оказывают влияние на распределение эффузивных толщ, с ними часто бывают связаны изменения мощностей эффузивных покровов в смежных блоках, вплоть до полного выпадения из разреза отдельных горизонтов эффузивных пород.

Дизъюнктивные нарушения оказывают большое влияние на пространственное размещение интрузивных тел, особенно малых интрузий и даек заключительных этапов развития магматического очага. Нет необходимости подчеркивать важную роль тектонических нарушений в распределении и локализации разнообразного эндогенного оруденения. Необходимо отметить, что разрывы могут расчленять на блоки и перемещать благоприятные для оруденения свиты пластов еще задолго до развития в

них процессов оруденения, тем самым заранее осложняя пространственное размещение возникающих позднее месторождений.

Наконец, тектонические нарушения в ряде случаев обуславливают изменение условий залегания уже сформировавшегося месторождения. В результате крупных послерудных движений блок пород с заключенным в нем месторождением может быть поднят, что приведет к значительному размытию месторождения. В других случаях послерудные тектонические нарушения могут разбить рудные тела месторождения на ряд мелких разоб- щенных блоков и затруднить проведение разведочных и эксплуатацион- ных работ.

Из всего вышесказанного совершенно ясно, что геолог, ведущий крупномасштабное геологическое картирование, обязан учитывать основ- ные данные по геологии более обширного района и опираться на них в своей работе. Таким образом, для того чтобы достаточно отчетливо выяс- нить условия залегания рудных тел, необходимо установить историю фор- мирования дизъюнктивных нарушений, развитых на минерализованной площади и играющих ту или иную роль в локализации оруденения.

Однако последняя задача в ряде случаев оказывается крайне слож- ной для решения, в связи с тем что рудоносные площади испытывают це- лый ряд этапов деформации, отдельные из которых не зафиксированы определенными минеральными комплексами либо дайками интрузивных пород и замаскированы последующими деформациями. Восстановить по- следовательность всех этапов деформаций и характер движений по дизъ- юнктивным нарушениям в каждом из этих этапов удается далеко не всег- да. Однако главные этапы деформации могут быть выделены почти на всех рудных полях, особенно если при этом используются материалы под- земной детальной документации.

В рудных полях, где нет данных для определения возраста внутрiformационных и доинтрузивных разрывов, но есть дайки, следует считать обязательным разделение всех тектонических нарушений соответственно с временем их образования на три группы: 1) додайковые, 2) дорудные и 3) послерудные. Попытка вести картирование рудных полей с элементами исторического подхода при изучении тектонических нарушений имеет боль- шое практическое значение. Однако при этом приходится преодолевать ряд трудностей, которые, в частности, заключаются в том, что не ко всем додайковым тектоническим нарушениям приурочены дайки, а только к тем из них, которые раскрывались во время внедрения магматического рас- плава. Вместе с тем далеко не все дорудные нарушения сформировались после внедрения даек, а многие из них, если даже не большинство, были заложены еще в додайковый период. Тем не менее, эти осложнения при картировании постепенно выявляются по ряду признаков, и последователь- ность формирования разрывов в конечном итоге должна найти свое гра- фическое оформление на карте и детальное освещение в объяснительной записке к ней.

Разновозрастные нарушения следует изображать на карте соответ- ствующими условными обозначениями, что позволит отразить на ней по- следовательность их возникновения. В случае проявления вдоль отдель- ных из картируемых нарушений минерализации различного возраста и со- става, последняя также должна быть показана на геологической карте соответствующими условными обозначениями.

Итак, определение относительного возраста тектонических нарушений должно основываться на анализе следующих геологических данных:

1. Соотношения дизъюнктивных нарушений с разновозрастными тол- щами осадочных и эффузивных пород.
2. Соотношения дизъюнктивных нарушений с интрузивами, экстру- зивами и дайками.
3. Соотношения дизъюнктивных нарушений между собой, с рудными телами, жилами и гидротермально измененными породами.

Ниже мы переходим к краткому рассмотрению некоторых признаков, позволяющих отнести разрывы к той или иной возрастной группе. Излагаемые здесь материалы показывают некоторые особенности методики решения этих вопросов, но, конечно, не дают исчерпывающего освещения всех возможных признаков относительного возраста разрывов.

Соотношения дизъюнктивных нарушений с разновозрастными толщами осадочных и эффузивных пород

Изучение соотношений дизъюнктивных нарушений с осадочными и эффузивными породами в ряде случаев позволяет подойти к определению возраста первых и восстановлению истории их развития. Из этих соотношений наибольший интерес представляют случаи перекрытия тектонических нарушений толщами более молодых пород, взаимосвязь литолого-фациальных особенностей осадочно-эффузивных толщ с движениями по разрыву, тектонические контакты разновозрастных толщ и др. Некоторые из этих соотношений позволяют сделать окончательные выводы по рассматриваемому вопросу, в других случаях они не дают однозначного решения, но в той или иной степени приближают к решению поставленной задачи.

Перекрытие дизъюнктивных нарушений толщами осадочных и эффузивных пород

Перекрытие разрывов толщами осадочных или эффузивных пород, занимающих определенное положение в стратиграфической колонке района, представляет наибольший интерес, так как точно определяет верхнюю возрастную границу формирования тектонического нарушения. При наличии таких соотношений следует строго документировать их и при необходимости вскрывать место перекрытия горными выработками. Нужно быть уверенным в том, что дизъюнктивное нарушение не проникает в перекрывающие породы и среди них нет минеральных образований (жил, даек), развитых в изучаемой зоне разрыва.

Особое внимание следует уделять исследованию контакта древних пород, среди которых проходит разрыв, с более молодой толщей, для того чтобы убедиться, что этот контакт является стратиграфическим, а не тектоническим. Наличие среди пород перекрывающей толщи обломков минеральных образований, развитых в разрыве, является убедительным доказательством более древнего возраста разрыва по отношению к этим толщам.

Решение вопроса о возрасте разрыва может быть осложнено в случае, если по разрыву проявляются более молодые деформации, затрагивающие и толщу перекрывающих пород. Тогда следует изучить и сравнить амплитуды смещения и особенности жильного выполнения в частях разрыва, залегающих в древних и более молодых породах. Это позволит отличить наложенные деформации от древних и тем самым отделить перекрытый разрыв от молодого. На геологической карте разновозрастные части разрыва необходимо обозначать соответствующими условными обозначениями.

Рассмотрим несколько примеров определения возраста разрывов по соотношению их с перекрывающими породами. Один из них относится к району Чу-Илийских гор. Наиболее древними породами рассматриваемого участка являются метаморфизованные и сильно дислоцированные отложения нижнего кембрия, представленные кварц-серицитовыми и кварц-хлоритовыми сланцами с прослоями известняков и эффузивов. Эти породы прорываются массивом гранитоидов и сопровождающей его серией жильных пород, среди которых отмечаются штоки плагиогранитов, кварцевых диоритов и дайки фельзитов и кварцевых порфиров. Послед-

ние имеют преимущественно северо-западное простирание и характеризуются крутыми углами падения на северо-восток.

Гранитоиды и сопровождающие их малые интрузии, так же как и сланцы, трансгрессивно перекрываются отложениями среднего и верхнего девона и нижнего карбона, представленными красноцветными песчаниками с прослоями конгломератов, туфов, порфириров, реже известняков. Упомянутые отложения смяты в пологие и широкие брахиподобные складки, имеющие простирание, близкое к широтному. Трансгрессивное перекрытие гранитоидов и связанных с ними малых интрузий отложениями девона, наличие обломков этих пород среди конгломератов девона дают основание определить каледонский возраст указанных интрузивных образований. Отложения девона и карбона и все более древние породы прорываются штоками и дайками диоритов, диоритовых порфириров, монзонит-порфириров, сиенит-порфириров, фельзитов, лампрофириров и диабазовых порфириров. Эти дайки имеют преимущественно широтное или северо-восточное простирание при крутом падении в северных румбах и относятся к варисцийской группе интрузивов.

В гранитоидах прослеживается тектоническая зона, имеющая северо-западное простирание при крутом падении на северо-восток (рис. 57). Она представлена рядом тектонических швов и раздробленными породами, вдоль которых развились мощные кварцевые жилы. Последние сопровождаются окварцованными и серицитизированными породами. Общая ширина полосы развития кварцевых жил составляет около 200—250 м при длине по простиранию около 10 км. В зоне тектонических нарушений отмечаются дайки фельзитов каледонского возраста, залегающие параллельно кварцевым жилам. Эти дайки изменены и пересекаются кварцевыми жилами. На юго-восточном фланге охарактеризованная зона кварцевых жил и даек фельзитов подходит к отложениям девона и в них не прослеживается. Канавы, заложенные в этом месте, вскрыли отчетливо выраженное налегание песчаников девона на головах кварцевых жил. Сами песчаники над зоной разрыва не раздроблены, в них отсутствуют кварцевые жилы и не наблюдается гидротермального изменения. В прослоях конгломератов, залегающих среди песчаников, отмечаются обломки кварцевых жил, фельзитовых даек и измененных гранитоидов. Приведенные данные позволяют считать, что девонские песчаники с размывом и несогласием перекрывают жильную зону и тем самым определяют каледонский возраст ее.

Этот вывод подтверждается и другими фактами, в частности, многократным пересечением отдельных кварцевых жил и всей жильной зоны различными дайками варисцийского возраста, а также пересечением и смещением этой зоны варисцийскими тектоническими нарушениями широтного простирания. Последние к тому же оказались интересными в том отношении, что к ним приурочено сульфидное оруденение. Таким образом, основываясь на перекрытии минерализованной тектонической зоны отложениями девона, удалось не только разделить дизъюнктивные нарушения на две возрастные группы, но и доказать проявление двух эпох рудообразования.

Выше рассматривался пример определения возраста разрывов, связанных с различными эпохами тектогенеза. Рассмотрим теперь пример определения возраста дизъюнктивных нарушений, образовавшихся во время формирования близко разновозрастных толщ, охарактеризованный Л. В. Хорошиловым (1955). Изученный район целиком сложен верхнепалеозойскими эффузивно-осадочными породами, среди которых по возрасту и составу выделяются две свиты — верхняя и нижняя (рис. 58). Нижняя свита разделена на пять согласно залегающих самостоятельных горизонтов, достаточно хорошо выдержанных по простиранию. Породы верхней свиты залегают на размытой поверхности пород нижней свиты без видимого углового несогласия. Пласты обеих свит залегают на этом

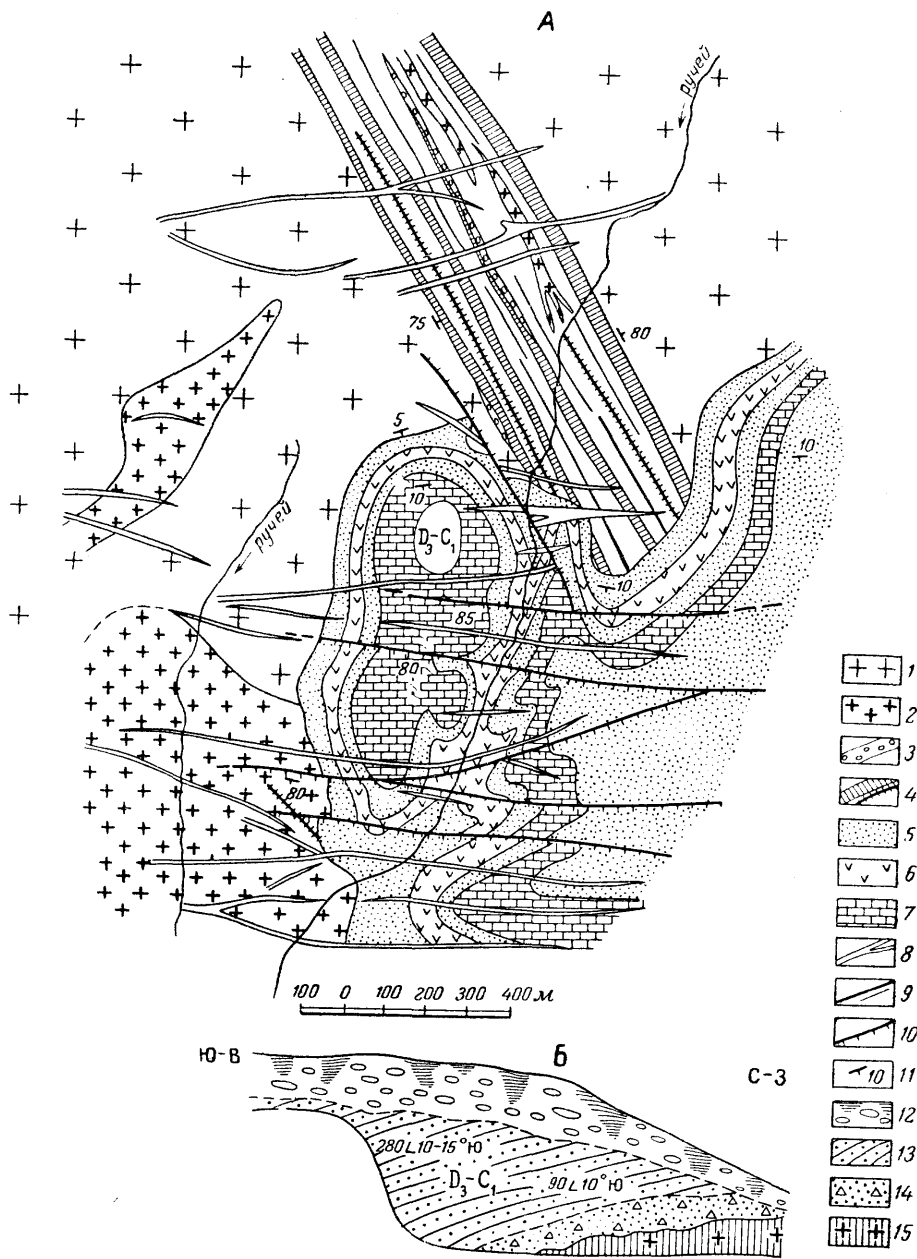


Рис. 57. Перекрытие дизъюнктивного нарушения толщ более молодых пород: А — схематизированная карта; Б — зарисовка стенки канавы, вскрывающей место перекрытия

1 — каледонские граниты; 2 — каледонские плагнограниты; 3 — каледонские фельзиты; 4 — каледонские кварцевые жилы и окварцованные породы; 5 — песчаники и туфы девона; 6 — порфириды девона; 7 — известняки девона; 8 — варисские дайки кислых и основных пород; 9 — каледонские тектонические нарушения; 10 — варисские тектонические нарушения; 11 — элементы залегания; 12 — наносы; 13 — песчаники девона — карбона; 14 — базальные конгломераты; 15 — измененные гранитоиды

участке практически горизонтально. Развитые здесь дайки лампрофиров пересекают породы обеих свит.

На территории рассматриваемого участка проявлены дизъюнктивные нарушения, причем по смещению горизонтов пород нижней свиты вдоль главного разлома устанавливается, что последний представляет собой сброс с вертикальной составляющей перемещения до 65 м. Однако этот же разрыв пересекается дайкой лампрофиров и не смещает пород верхней свиты, перекрывающей юго-западный фланг разрыва. Таким образом устанавливается, что главный разлом возник до отложения пород верхней свиты и внедрения дайки лампрофиров. Наличие тектонических пло-

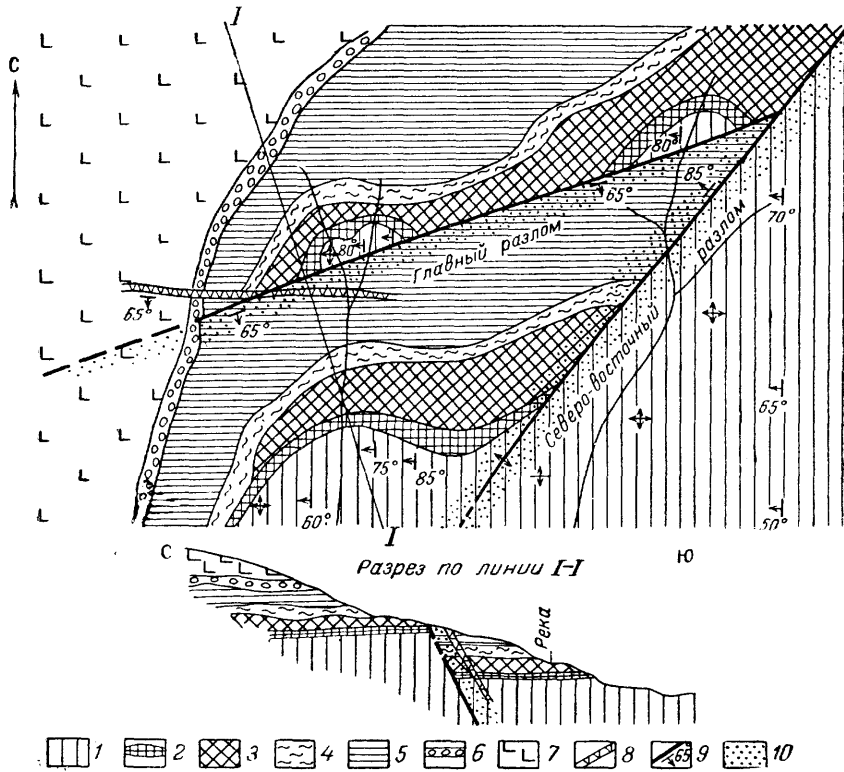


Рис. 58. Схема геологического строения участка (по Л. В. Хорошилову, 1955)

Нижняя свита: 1 — серые кварцевые порфиры; 2 — слоистые туфы и туфобрекчии; 3 — мелкозернистые плитчатые туфы; 4 — фельзиты; 5 — розовые кварцевые порфиры. Верхняя свита: 6 — светло-желтые туфобрекчии; 7 — кварцевые порфиры; 8 — дайка диабазового порфирита; 9 — разрывы; 10 — серицитизированные породы

скостей в дайке в месте пересечения ее с разрывом и небольшой зоны трещиноватости в перекрывающих разлом породах верхней свиты говорят о более позднем подновлении разрыва. Происшедшие в это время перемещения были настолько незначительными, что они не сместили дайки и контакты горизонта туфобрекчии, залегающего в основании верхней свиты.

Примеры перекрывания древних разрывов молодыми толщами пород наблюдали многие геологи в различных районах, в частности, в Средней Азии (Суворов, 1955) и на Дальнем Востоке (Радкевич, Томсон, Горлов, 1956).

Перекрывтия дизъюнктивных нарушений более молодыми отложениями, по-видимому, нередки в рудных районах. Они неоднократно описывались также и в зарубежной литературе. В частности, В. Линдгреном

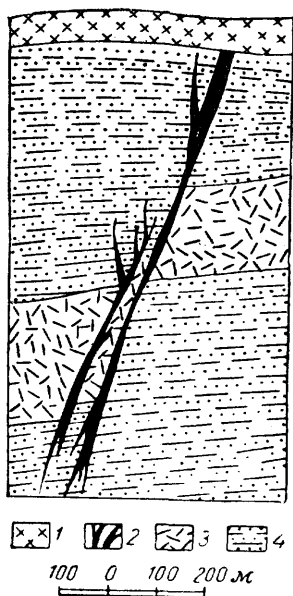


Рис. 59. Дизъюнктивное нарушение, вмещающее рудные жилы, перекрытое покровом андезитов (по В. Линдгрёну)

1 — молодой андезитовый покров; 2 — рудные жилы; 3 — миоценовый интрузивный андезит; 4 — юрские песчаники и сланцы

(1933—1935) показан случай налегания молодых андезитовых покровов на разрыв, вмещающий полиметаллические жилы (рис. 59).

Определение возраста разрыва по сопоставлению разрезов толщ, развитых по обе стороны от него.

В ряде случаев возраст дизъюнктивных нарушений устанавливается на основании рассмотрения особенностей стратиграфического разреза, фаций и мощностей слоистых толщ, обнажающихся по обе стороны от разрыва. Если дизъюнктивное нарушение было заложено во время формирования осадочно-эффузивных пород и по нему происходили существенные вертикальные перемещения, то мы будем наблюдать различный стратиграфический разрез в приподнятых и опущенных частях. В других случаях это приведет к накоплению в опущенном блоке слоев больших мощностей со специфическим литологическим составом, в то время как в приподнимающемся блоке отдельные слои могут выпасть из разреза. При многократном повторяющемся поднятии одного блока по дизъюнктивному нарушению породы этого блока будут размываться и давать обломочный материал, который будет накапливаться на территории опущенного блока, образуя там ритмично построенные песчано-конгломератовые толщи.

Поясим сказанное на нескольких конкретных примерах, выявленных при картировании площадей, сложенных слоистыми эффузивно-осадочными толщами. Территория одного из таких участков сложена эффузивно-осадочными породами верхнего карбона, залегающими практически горизонтально на дислоцированных образованиях нижнего палеозоя (рис. 60). Указанная толща рассечена достаточно крупным разрывом северо-восточного простирания с крутым падением к северо-западу. Вдоль него фиксируются выходы штоков и дайкообразных тел кварцевых порфиров.

Эффузивно-осадочные отложения обладают хорошей слоистостью и включают пропластки осадочных пород, которые играют роль маркирующих горизонтов. Это позволило при составлении геологической карты масштаба 1 : 10 000 произвести дробное расчленение стратиграфических разрезов осадочно-эффузивной толщи по обе стороны от разрыва и выделить здесь 11 самостоятельных горизонтов. Четыре нижних горизонта (1, 2, 3 и 4) имеют постоянную мощность по обе стороны от разрыва на всей площади их распространения. На основании рассмотрения гипсометрического положения этих горизонтов по обе стороны от разрыва было установлено, что по нему происходили сбросовые перемещения. Амплитуда сброса в средней части разрыва была максимальной и достигала 500 м. К флангам разрыва амплитуда смещения пластов постепенно уменьшается до 50—100 м.

В строении вышележащих шести горизонтов по разные стороны разрыва выявились существенные различия. В приподнятом блоке каждый из горизонтов 5, 9 и 10 имеет повсюду постоянную мощность. В опущенном блоке мощность горизонтов непостоянна. В участке максимального опускания блока она в 3—4 раза больше, чем на флангах того же опущенного блока. На флангах мощности этих горизонтов вполне сопоставимы с мощностями соответствующих горизонтов в приподнятом блоке.

Горизонты 6, 7 и 8 встречаются только в опущенном блоке; они выклиниваются в юго-западном и северо-восточном направлениях, причем наибольшие их мощности также приурочены к участку проявления максимальных амплитуд сброса. Горизонт 5, подстилающий эти три локально развитые горизонты, имеет ясно выраженное осадочное происхождение.

Отмеченные особенности строения эффузивно-осадочной толщи позволяют заключить, что горизонты 5, 6 и до 10 включительно формировались в небольшой впадине, образовавшейся в результате опускания блока по-

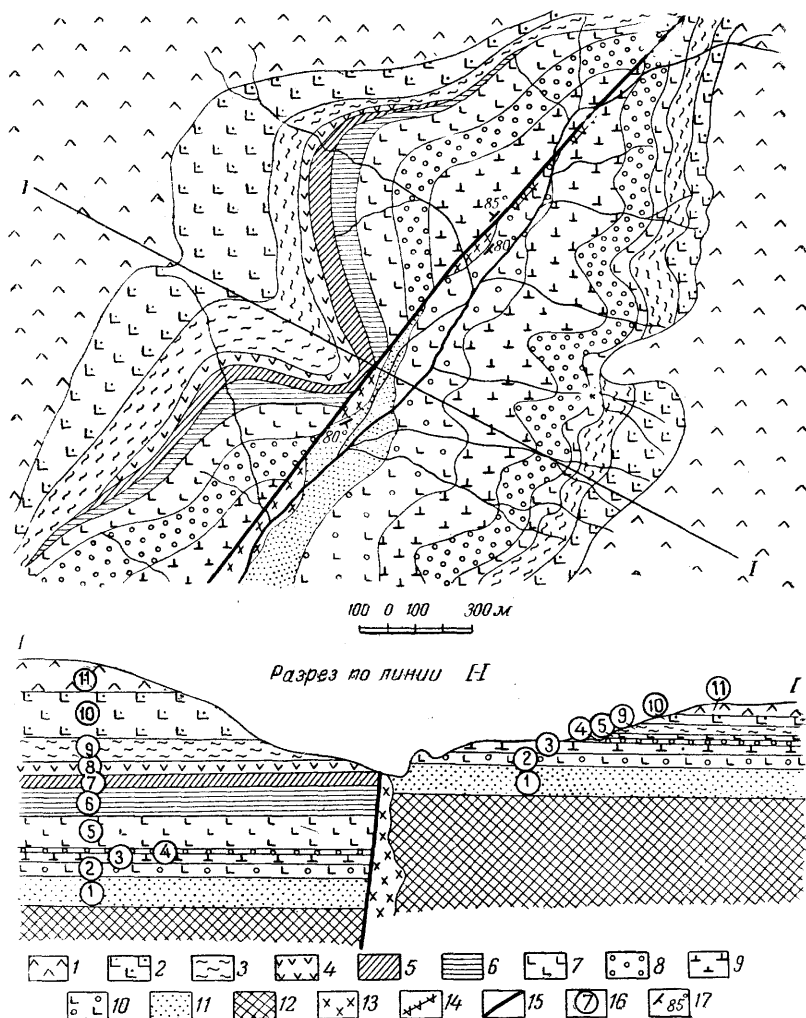


Рис. 60 Пример несоответствия стратиграфических разрезов эффузивных толщ по разные стороны от разрыва

Вверху — схема геологического строения участка; внизу — разрез по линии I—I
 1 — кварцевые порфиры; 2 — туфы; 3 — бурые фельзиты; 4 — серые туфы; 5 — песчаники мелкозернистые; 6 — туфобрекчии; 7 — сферолитовые кварцевые порфиры; 8 — конгломерат; 9 — бурые туфы; 10 — фиолетовые туфы; 11 — грубозернистые песчаники; 12 — породы нижнего палеозоя; 13 — экструзивные кварцевые порфиры; 14 — дайки диабазов; 15 — разрывы; 16 — номера горизонтов; 17 — элементы залегания пород

род висячего бока разрыва. Это опускание произошло после отложения первых четырех горизонтов эффузивно-осадочной толщи, но до накопления пород последующих горизонтов. Следовательно, разрыв возник одновременно с образованием толщи эффузивно-осадочных пород верхнего карбона. В соседнем участке этого же района возраст другого крупного дизъюнктивного нарушения был определен иным способом — по выпа-

дению из разреза свиты эффузивов. Этот участок сложен также в основном эффузивными породами — кварцевыми порфирами, фельзитами, туфами и порфиритами. По возрасту указанные породы относятся к верхнему карбону, а по литологическому составу разделяются на три толщи: нижнюю, среднюю и верхнюю (рис. 61). Все они пересекаются крупным разрывом северо-западного простирания.

Стратиграфические разрезы эффузивной толщи по обе стороны от разрыва неодинаковы: к юго-западу от него распространены свиты ниж-

няя и верхняя, а средняя свита отсутствует; с северо-востока к разрыву примыкают все три свиты, последовательно сменяющиеся в разрезе одна другую. При детальном картировании участка установлено, что пласты более древних свит (средней и нижней) смещены на плоскости разрыва на несколько сотен метров по вертикали, в то время как амплитуда перемещения верхней свиты равна всего нескольким десяткам метров.

На основании этого был сделан вывод, что главное смещение по северо-западному разрыву произошло еще до отложения пород верхней свиты (см. рис. 61, А и В). При последующем размыве района средняя свита сохранилась только в опущенном блоке, расположенном к северо-востоку от разрыва. В дальнейшем произошло излияние лав

фельзита и кварцевого порфира, слагающих верхнюю свиту (рис. 61, В). Позднейшие движения того же направления по разрыву привели к незначительному перемещению пород верхней свиты (рис. 61, Г). Таким образом, в данном случае путем сравнения разреза эффузивных толщ по обе стороны от разрыва удалось определить, что он образовался до отложения пород верхней свиты, а также восстановить историю его развития.

Интересные данные о влиянии молодых глыбовых перемещений по палеозойским разрывам на распределение фаций и мощностей осадочных толщ мезо-кайнозоя приведены в статье А. И. Суворова (1955). Сопоставляя разрезы юры, мела и третичных отложений для различных участков Ангренской впадины, А. И. Суворов пришел к выводу, что во время образования этих пород палеозойский фундамент испытывал глыбовые перемещения. Выяснилось, что отдельные глыбы, ограниченные палеозойскими разрывами, в мезо-кайнозое имели вертикальные перемещения разного знака. Несмотря на несколько иной масштаб описываемых явлений, отмечаемые А. И. Суворовым закономерности могут быть использованы и при картировании отдельных участков Ангренской впадины в более крупном масштабе.

В практике составления геологических карт рудных полей и месторождений часто встречаются случаи, когда дизъюнктивное нарушение приводит в соприкосновение разновозрастные толщи пород. При этом всегда можно заключить, что разрыв возник или существенно подновлялся после образования самой молодой из этих толщ. К сожалению, в большинстве

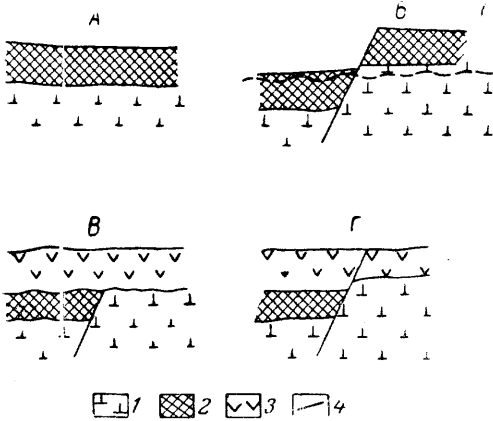


Рис. 61. Схема развития северо-западного разрыва (в разрезах)

А — первоначальные соотношения пород; Б — заложение северо-западного разрыва (пунктиром показан уровень дневной поверхности после размыва); В — профиль северо-западного разрыва после излияния лав кварцевого порфира верхней свиты; Г — профиль разрыва в настоящее время; 1 — породы нижней свиты; 2 — породы средней свиты; 3 — породы верхней свиты; 4 — разрывы

случаев без дополнительных данных определить более точно возраст разрыва не удастся, особенно установить его верхнюю возрастную границу. Однако наблюдаемые соотношения при учете общегеологических данных по каждому конкретному району иногда позволяют наметить место той или иной группы разрывов в общей схеме геологического развития этого района.

Например, в районе свинцово-цинкового месторождения Чукур-Джилга эффузивы верхнего палеозоя по надвигу приведены в контакт с верхнемеловыми песчаниками и глинами, которые выше по разрезу переходят в отложения палеогена и неогена. В других местах верхнепалеозойские эффузивы соприкасаются по тектоническим нарушениям с отложениями палеогена и неогена. Последнее обстоятельство позволяет связывать образование упомянутого надвига с альпийской фазой тектогенеза. Этот надвиг на глубине ниже 100 м срезает нижнюю часть месторождения Чукур-Джилга. Таким образом, послерудные нарушения на месторождении Чукур-Джилга и в других близлежащих месторождениях, даже если они не выходят за пределы толщи верхнепалеозойских эффузивов, должны быть связаны с движениями альпийского возраста, а не с заключительными стадиями варисцийского тектогенеза. Четкое разграничение рудоносных верхнепалеозойских дизъюнктивных нарушений от послерудных, связанных с альпийскими движениями, позволили глубже понять структуру рудоносных участков этого района и более рационально направлять разведочные работы.

Следует отметить, что факт соприкосновения разновозрастных толщ по разрыву часто позволяет уточнить историю его формирования. Известны такие рудные поля, в которых древние разрывы, залеченные интрузивными породами и гидротермальными жилами, смещают пласты более молодых перекрывающих их пород. Подобные примеры отмечены в Приаргунском полиметаллическом поясе Восточного Забайкалья, где в юрских конгломератах над древними разрывами, развитыми в палеозое, отмечены зоны повышенной трещиноватости. Аналогичные факты наблюдаются на Дальнем Востоке, в Средней Азии и в других районах.

Проявление зон повышенной трещиноватости в более молодых отложениях верхнего структурного яруса может указывать на возрождение в более позднее время древних разрывов, развившихся в породах нижних структурных ярусов.

Соотношение дизъюнктивных нарушений с магматическими телами

Изучение геологии рудоносных районов показывает, что тектонические движения нередко сопровождаются магматической деятельностью. Известно, что малые интрузии, дайки и некки при внедрении в верхние горизонты земной коры часто используют тектонически ослабленные зоны, в том числе дизъюнктивные нарушения. Поэтому при составлении геологических карт рудных полей и месторождений необходимо выявлять соотношения магматических тел с дизъюнктивными нарушениями, так как в ряде случаев они помогут датировать возраст последних. По отношению к магматическим телам дизъюнктивные нарушения могут быть разделены на две большие возрастные группы: а) возникшие до или во время внедрения магматических тел, б) послемагматические нарушения.

Вопрос о домагматическом возрасте дизъюнктивного нарушения решается достаточно просто, если непосредственно в полости тектонического разрыва залегают тела малых интрузий, экструзий, некки или дайки. Так же легко решить его, если интрузивное тело пересекает дизъюнктивное нарушение, цементирует брекчированную по разрыву породу или дает по плоскости нарушения апофизы и затеки. К сожалению, такая отчетливая картина наблюдается не всегда, и вопрос о возрасте нарушения должен решаться по совокупности других геологических данных. Кроме

того, необходимо иметь в виду, что не все дизъюнктивные нарушения, существовавшие ко времени внедрения магматических тел, залечиваются этими телами и далеко не всякая дайка внедряется по разлому.

Кратко рассмотрим несколько примеров, показывающих, что установление соотношения дизъюнктивных нарушений с магматическими телами позволяет установить возраст нарушений.

Приуроченность магматических тел к дизъюнктивным нарушениям

Интересный пример приуроченности интрузивных тел к дизъюнктивному нарушению был выявлен при картировании толщи эффузивных пород верхнего палеозоя, которая на изученной территории расчленена на ряд горизонтов, имеющих пологое моноклиналиное падение на север под углами 5—10°.

Разрыв, пересекающий толщу этих пород, имеет почти широтное простирание при крутом падении на север. Он характеризуется довольно сложным строением. Главный разрыв сопровождается многочисленными,

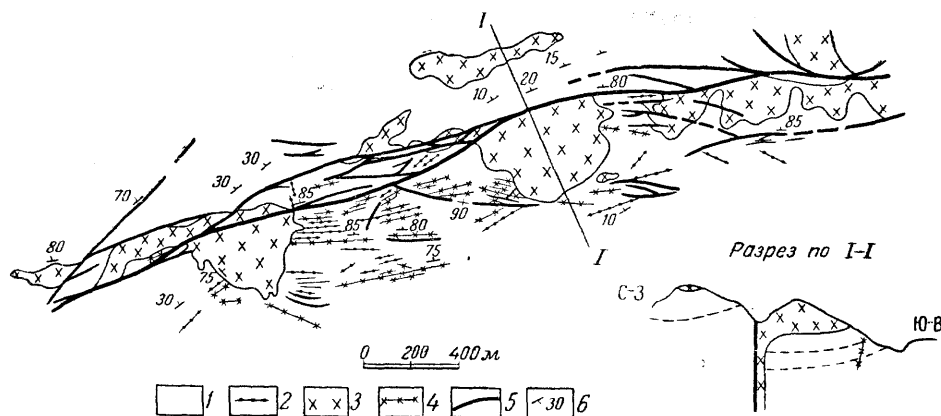


Рис. 62. Приуроченность интрузивных массивов к зоне разрыва

1 — эффузивные породы; 2 — дайки лампрофиров; 3 — сиенит-порфиры; 4 — дайки сиенит-порфиров; 5 — тектонические нарушения; 6 — элементы залегания

различно ориентированными более мелкими тектоническими нарушениями, которые создают целую полосу деформированных пород (рис. 62). К этой полосе приурочена серия небольших интрузивов сиенит-порфиров, обладающих специфическими морфологическими особенностями. Вдоль основного разрыва располагаются крутопадающие дайкообразные тела, переходящие в стороны от него в пологопадающие межпластовые залежи, согласные с падением горизонтов эффузивной толщи.

Контуры выходов интрузивных массивов повторяют рельеф местности, а нижний контакт их вскрыт рядом рек. В отдельных местах вблизи зоны разрыва наблюдается постепенный переход пологих частей интрузивов в крутопадающие. В западной части зоны тектонических нарушений располагаются почти вертикальные штокообразные залежи, вытянутые вдоль разрыва. В зоне разрыва и к югу от него отмечается также серия даек этих же пород. Приведенные данные с несомненностью свидетельствуют, что упомянутая зона тектонических нарушений контролирует положение даек и интрузивов сиенит-порфиров.

Аналогичный случай наблюдался в районе флюоритового месторождения Чибаргата. На геологической карте района этого месторождения (рис. 63) хорошо видны соотношения экструзивных кварцевых порфиров с Чибаргатинским разломом. Разрыв прослежен среди эффузивно-осадочных пород так называемой оясайской свиты, относимой к верхнему

карбону. Эти породы прорваны экструзивными кварцевыми порфирами. За пределами участка, показанного на рис. 63, экструзивные тела упомянутых кварцевых порфиров переходят в покровы, слагающие самую верхнюю часть разреза той же оясайской свиты. Как видно на рис. 63, два тела экструзивных кварцевых порфиров вытягиваются вдоль разрыва, а от одного из них отходит крутопадающая протяженная апофиза, приуроченная к одной из ветвей разрыва. Северо-западный блок пород по разрыву несколько опущен, однако в нем смещенных частей экструзивных тел не зафиксировано. Буровые скважины и горные выработки, пройденные на уча-

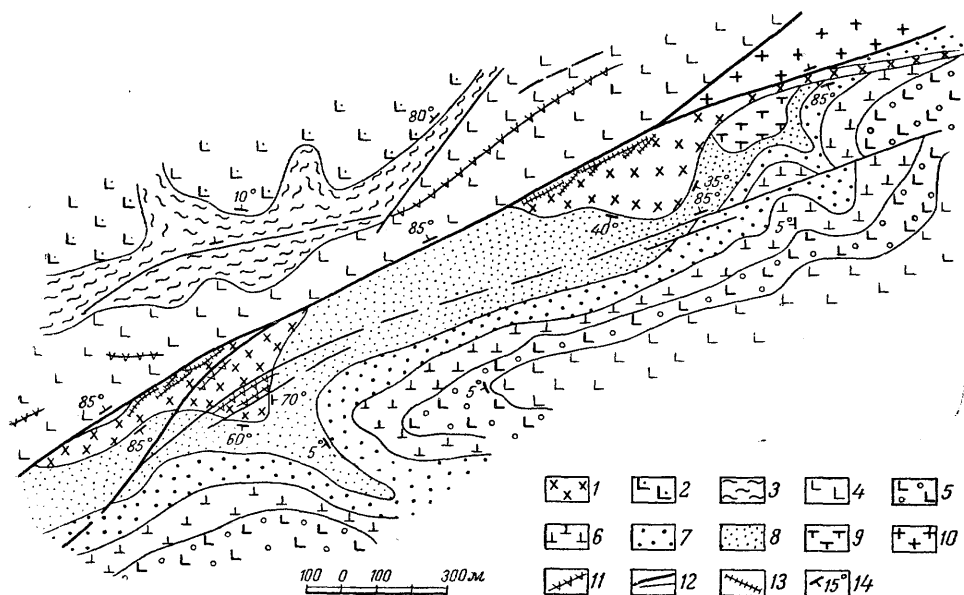


Рис. 63. Разрыв, залеченный телами экструзивных кварцевых порфиров

1 — экструзивные кварцевые порфиры; 2 — горизонты серо-розовых туфов кварцевых порфиров; 3 — горизонт бурых фельзитов; 4 — горизонт сферолитовых кварцевых порфиров; 5 — туфобрекчия; 6 — серые туфы; 7 — фиолетовые туфы; 8 — песчаники; 9 — порфириты; 10 — гранодиориты; 11 — дайки диабазы; 12 — разрывы; 13 — кварцевые жилы; 14 — элементы залегания

стке тел кварцевых порфиров до глубины 100—150 м, не вскрыли этих пород по другую сторону разрыва.

На основании приведенных данных можно считать установленным, что экструзивные тела кварцевых порфиров внедрились вдоль разрыва, причем поверхность последнего ограничила распространение магматических масс к северо-западу. В северо-восточной части разрыва закартировано клиновидное тело гранодиоритов, располагающееся между двумя ветвями разрыва и имеющее согласное падение с поверхностью разрыва. Отмеченные условия залегания интрузива позволяют считать, что он также внедрился в зону разрыва. Восточнее рассматриваемого участка можно видеть, как аналогичные тела гранодиоритов прорывают самые молодые отложения оясайской свиты, что и определяет время внедрения интрузива в разрыв.

Во многих случаях при картировании поверхности взаимоотношения магматических тел с дизъюнктивными нарушениями не удается решить однозначно. В таких условиях существенную помощь может оказать подземное картирование имеющихся горных выработок и данные буровых скважин. Так, на Акташском месторождении время заложения рудоконтролирующего разрыва было установлено в результате картирования поверхности и подземных горных выработок. Площадь месторождения с

поверхности сложена туфогенно-осадочными породами, прорванными достаточно большим массивом гранит-порфиров (рис. 64). Штокверковые полиметаллические залежи развиваются вдоль дизъюнктивного нарушения меридионального простирания. Последнее наиболее четко проявлено в толще туфогенно-осадочных пород и представлено здесь зоной перетертых до глины пород. Вдоль него отмечаются смещения различных горизонтов туфогенно-осадочной толщи.

В гранит-порфирах тектоническое нарушение проявлено менее отчетливо и вдоль него фиксируется только незначительное раздробление

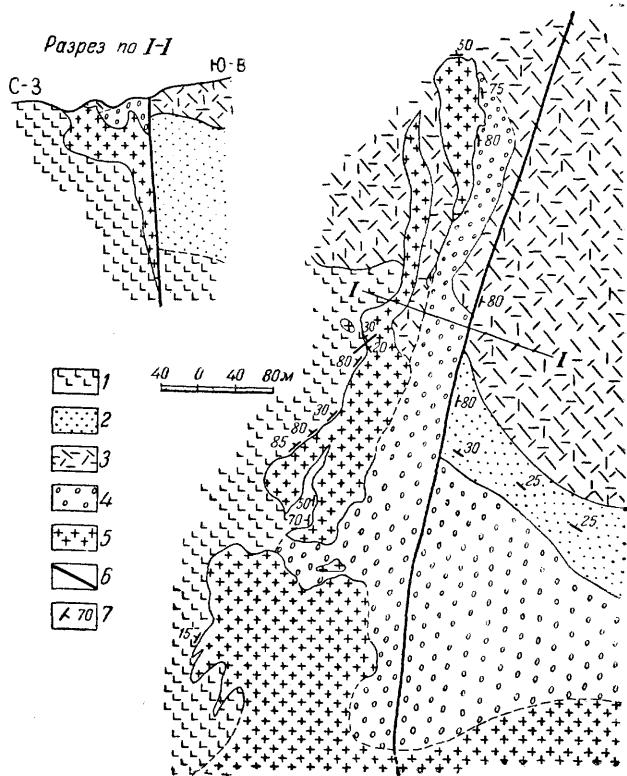


Рис. 64. Апофизы интрузивного тела вдоль тектонического нарушения

1 — андезитовые порфиры; 2 — туфы и песчаники; 3 — туфы и туфолавы кварцевых порфиров; 4 — экструзивные туфолавы и лавобрекчии; 5 — гранит-порфиры; 6 — тектонические нарушения; 7 — элементы залегания

пород. В лежащем боку этого нарушения среди туфогенно-осадочной толщи с поверхности были отмечены два обособленных выхода гранит-порфиров удлинённой формы. Взаимоотношения этих небольших интрузивных тел с главным интрузивом гранит-порфиров и разрывом остались невыясненными.

Картирование подземных горных выработок позволило установить, что с глубиной дайкообразные тела гранит-порфиров соединяются в одну залежь уплощенной формы, следующую вдоль разрыва по падению. Горные выработки и буровые скважины показали также, что эта залежь вытягивается по простиранию разрыва, соединяясь на юге с основным массивом гранит-порфиров. Таким образом, это сложное дайкообразное тело гранит-порфиров представляет собой апофизу более крупного массива, внедрившуюся в меридиональный разрыв. Последующие дорудные движения, проявившиеся по разрыву, вызвали интенсивное раздробление дайко-

образного тела гранит-порфиров, в пределах которого и локализовалась основная масса оруденения.

Имеются примеры, когда время заложения того или иного дизъюнктивного нарушения выясняется только в результате тщательно проведенного картирования и документации подземных горных выработок. В этом отношении интересны результаты изучения гидротермальных жильных месторождений, залегающих среди эффузивно-осадочных отложений. Площадь одного из таких месторождений (рис. 65) сложена разнообразными кислыми эффузивными образованиями верхней перми, которые без види-

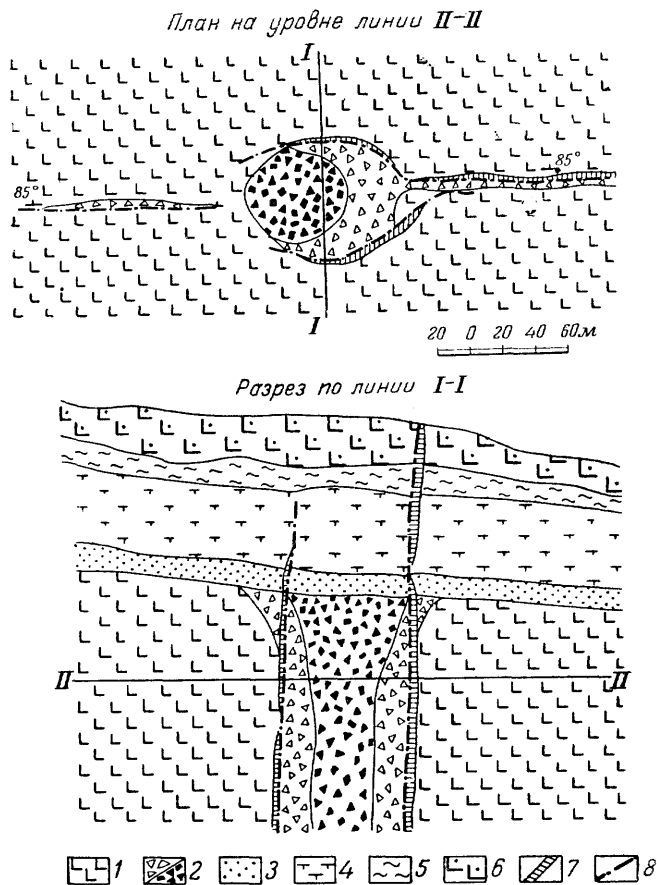


Рис. 65. Погребенный нект лавобрекчий в дизъюнктивном нарушении. Тектонические рудоносные трещины пересекают толщу пород, перекрывающих лавобрекчии некта. Пермские эффузивные образования: 1 — кварцевые порфиры; 2 — мелкообломочная и грубообломочная лавобрекчия. Триасовые эффузивно-осадочные породы: 3 — песчаники; 4 — туфы; 5 — фельзиты; 6 — серые кварцевые порфиры; 7 — рудные жилы; 8 — дизъюнктивные нарушения

мого углового несогласия перекрываются отложениями триаса. В основании последних залегает горизонт песчаников с примесью туфогенного материала, выше которого располагаются горизонты туфов, фельзитов и кварцевых порфиров.

На участке месторождения обе толщи имеют пологое моноклиальное падение к югу, с углами наклона пластов до 10—15°. Среди осадочно-эффузивной толщи триаса на поверхности обнажается слабо выраженная тектоническая зона, имеющая широтное простирание при крутом падении

к северу. К ней приурочены гидротермальные рудоносные жилы, локализующиеся вдоль наиболее четко выраженных тектонических швов с глинами трения. По этим швам фиксируются смещения горизонтов триасовой толщи с амплитудами, выражающимися первыми метрами.

Разведочные горные выработки на глубине проследили переход рудоносных жил в толщу пермских отложений. Среди последних рудные жилы располагались вдоль крутопадающей дайки лавобрекчий, которая при прослеживании ее горными выработками соединилась с изометричным в плане телом таких же пород, имеющем вид некка. Это тело прослеживается по падению в виде своеобразного столба, причем нижняя граница его пока не установлена. Отдельные дайкообразные тела лавобрекчий известны и к западу от охарактеризованного тела.

Горные выработки, пройденные по восстанию рудных жил, установили перекрытие лавобрекчий горизонтом песчаников триаса. Секущее положение тел лавобрекчий

по отношению к пермским породам, а также их форма позволяют считать, что мы имеем дело с некком, приуроченным к дизъюнктивному нарушению широтного простирания. В последующее время по этому нарушению вновь произошли перемещения, которые захватили и породы триасовой толщи. Появление погребенного некка в пермской толще сказалось на структурном положении рудных жил месторождения.

Если в осадочно-эффузивной толще триаса рудные жилы линейно вытянуты вдоль зоны разрыва и характеризуются небольшими размерами, то в пермских породах длина их резко увеличивается, появляются новые жилы, повторяющие морфологию некка. Установленные факты заложения рудомещающих структур месторождения значитель-

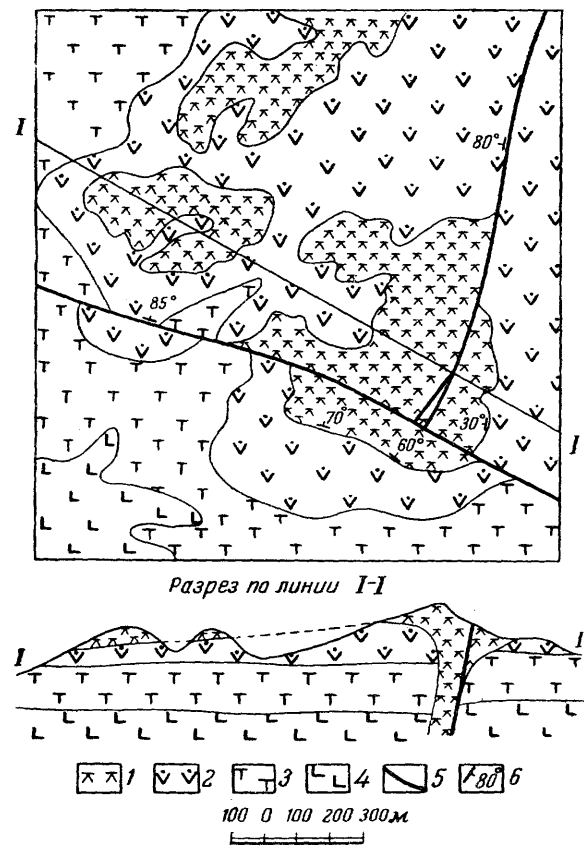


Рис. 66. Некк вулканических пород, приуроченный к месту сопряжения двух разрывов

1 — туфолавы и лавобрекчий кварцевых порфиров; 2 — кварцевые порфиры; 3 — фельзиты; 4 — серые кварцевые порфиры; 5 — разрывы; 6 — элементы залегания

но повысили перспективность месторождения на глубину.

Другой интересный случай приуроченности некка вулканических пород к дизъюнктивным нарушениям был установлен при составлении геологической карты рудного поля в масштабе 1:5000, причем этот некк был впоследствии прослежен горными выработками до глубины более 700 м. На поверхности закартированного участка обнажаются горизонтально залегающие покровы эффузивных пород верхнего палеозоя (рис. 66). Эти породы рассечены двумя взаимно перпендику-

лярными дизъюнктивными нарушениями, падающими под крутыми углами. При картировании выяснилось, что вблизи разрывов туфолавы и лавобрекчии кварцевых порфиров верхнего горизонта эффузивной толщи имеют крутые контакты, в то время как в удалении от них этот горизонт залегает согласно с подстилающими породами, т. е. горизонтально.

Отмеченные особенности залегания контактов туфолав хорошо подчеркиваются флюидалностью, вдоль которой нередко развиваются мелкие линзовидные скопления хлорита и карбоната. Верхний горизонт эффузивов, в отличие от подстилающих горизонтов, содержит большое количество обломков, среди которых встречены все разновидности пород, характерных для нижележащих эффузивных толщ. Приведенные данные позволили высказать предположение, что в участке сочленения разрывов располагается жерло вулкана (некк), по которому происходили излияния лав верхнего горизонта.

Разведочные горные работы подтвердили высказанное предположение и показали, что на глубине эти туфолавы действительно прорывают нижние горизонты, уходя вниз в виде крутопадающего столбообразного тела. Последнее приурочено к месту сопряжения разрывов и имеет в плане форму, приближающуюся к неправильному треугольнику. Разрывы, обусловившие расположение некка, в дальнейшем неоднократно подновлялись и предопределили локализацию оруденения.

Доинтрузивный возраст разрывов в некоторых случаях может быть определен при отсутствии в них магматических образований. Ограничение интрузивного тела поверхностью тектонического нарушения, если исключается вероятность срезания его более молодыми движениями, может также говорить о доинтрузивном возрасте ограничивающего нарушения. Известны случаи, когда зоны раздробленных и перетертых пород с тектоническими глинками ограничивали распространение интрузивного тела.

В частности, такое явление наблюдалось в Кансайском рудном поле по Окурдаванскому разлому (Кураминский хребет). Здесь разрыв располагается в северной части рудного поля и приводит в тектонический контакт известняки D_3C_1 с эффузивной толщей верхнего карбона. Окурдаванский разрыв прослеживается в широтном направлении на значительное расстояние (более 10 км) и имеет крутое, почти вертикальное падение. Устанавливается, что он возник до внедрения малых интрузий различного состава, которые прорывают образования верхнего карбона и располагаются непосредственно в зоне разрыва. Одно из таких интрузивных тел, сложенное роговообманковыми сиенитами, находится на участке месторождения Окур-Даван.

Это тело залегает среди известняков D_3C_1 , а на севере ограничивается Окурдаванским разломом и отчетливо вытягивается вдоль него (рис. 67, А). Горные выработки, пройденные на месторождении, вскрыли Окурдаванский разлом. Последний представлен мощной зоной дробления, сопровождающейся тектонической глиной мощностью до 2—3 м с затертыми в нем узкими плитообразными пластинами и линзами известняка (рис. 67, Б). Сиениты не прослеживаются по другую сторону разрыва и нигде не прорывают зажатые в нем пластины известняков. Учитывая доинтрузивный возраст Окурдаванского разрыва, вытянутость массива сиенитов вдоль него и отмеченные выше соотношения сиенитов с пластинами известняков и тектонической глиной, следует признать, что тектоническая зона с глиной трения явилась в этом случае своеобразным барьером, ограничившим распространение интрузии сиенитов.

Аналогичные явления отмечались и в ряде других рудных полей и, в частности, в районе Березовского золоторудного месторождения на Урале. По данным Н. И. и М. Б. Бородаевских (1947), дайки гранитоидов, приближаясь к доинтрузивным дизъюнктивным нарушениям, выпол-

ненным тектонической глиной, либо вовсе прерываются, либо мощность их заметно уменьшается, и они резко изгибаются, следуя вдоль простирания тектонических зон. На месторождении лишь в редких случаях наблюдаются дайки, пересекающие такие тектонические нарушения.

Возраст дизъюнктивного нарушения определяется также достаточно надежно, если к нему приурочены дайки интрузивных пород. В случаях, когда в районе известно несколько групп даек, связанных с разновозрастными магматическими комплексами, можно говорить о додайковом возрасте изучаемого дизъюнктивного нарушения и относить его к деформациям, сопровождавшим внедрение интрузивов определенного комплекса.

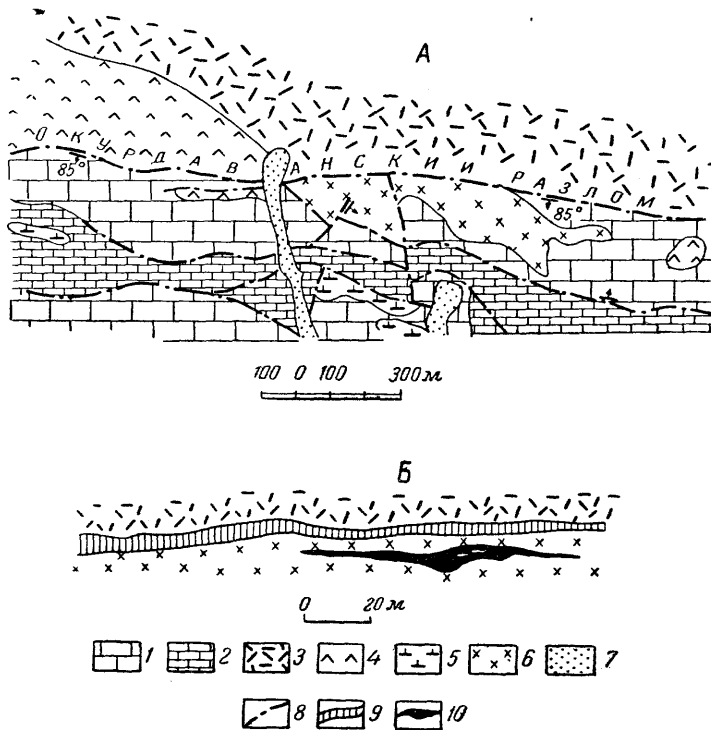


Рис. 67. Пример ограничения интрузивного тела дизъюнктивным нарушением. А — геологическая карта; Б — схематизированный геологический план I горизонта

1 — белые мраморизованные известняки; 2 — тонкоплитчатые известняки; 3 — дацитовые порфиры; 4 — диоритовые порфириты; 5 — гранодиорит-порфиры; 6 — сиенит-порфиры; 7 — четвертичные отложения; 8 — тектонические нарушения; 9 — тектонические глины с линзами и пластинами известняка; 10 — рудное тело

В ряде рудных районов по этому признаку удалось выделить дизъюнктивные нарушения, связанные с тектоническими движениями разных эпох, а также установить историю их развития в пределах каждой эпохи. В частности, в описанном раньше примере, относящемся к району Чу-Илийских гор, каледонские и вариссийские дизъюнктивные нарушения вмещают интрузивные тела соответствующих магматических комплексов.

Конечно, при решении вопроса о додайковом возрасте определенного дизъюнктивного нарушения надо быть уверенным в том, что мы действительно имеем дело с тектоническим нарушением, достаточно четко выраженным к моменту внедрения даек, а не с отдельными случайными дайками, вдоль которых проявились более поздние перемещения. Установление несомненно додайковых перемещений по нарушению, локализация дайки в разрыве на значительном его протяжении, цементация его раздробленных по разрыву пород, различная степень деформирован-

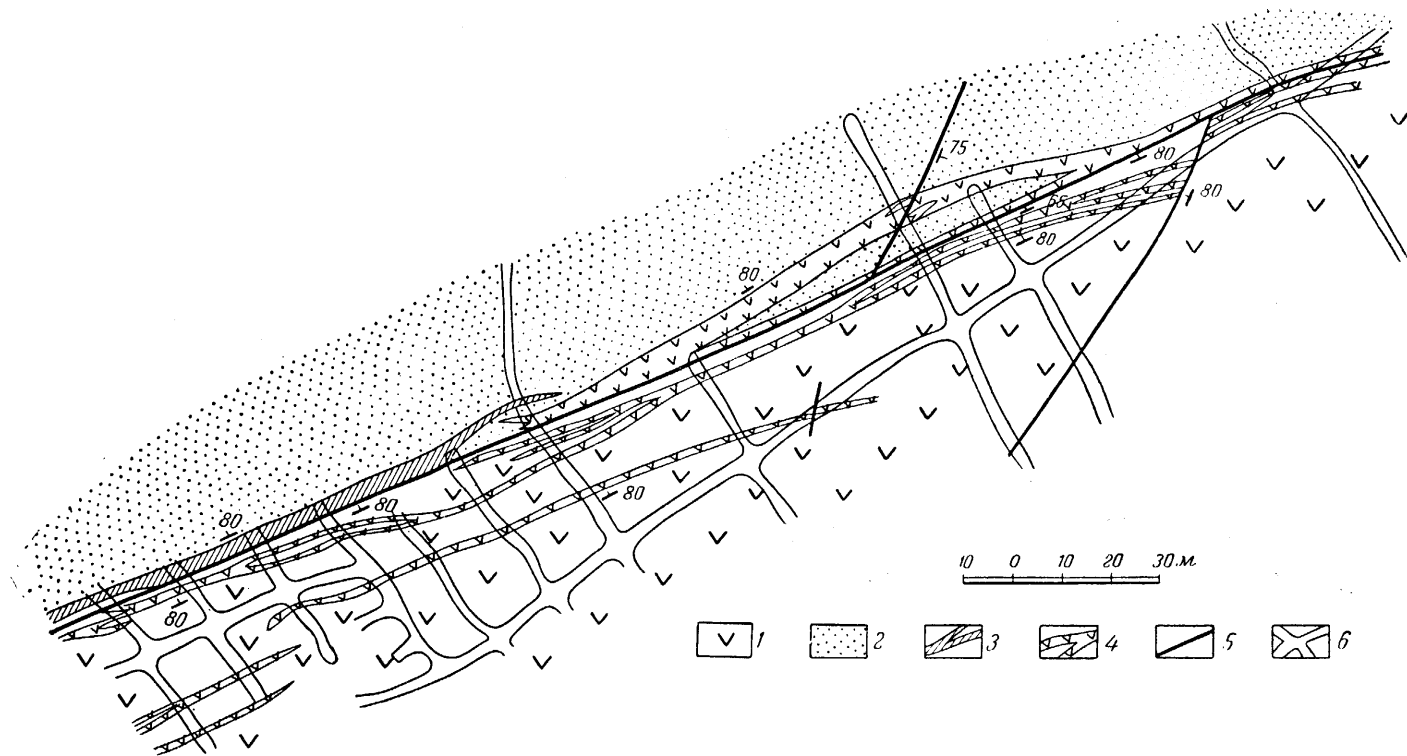


Рис. 68. Дайки лампрофира и диабазового порфирита в зоне разрыва
 1 — кварцевые порфиры (верхняя пермь); 2 — туфы и песчаники (верхний карбон); 3 — дайки лампрофира; 4 — дайки диабазового порфирита;
 5 — тектонические нарушения; 6 — горные выработки

ности даек и вмещающих их пород в зоне нарушения и некоторые другие признаки, выявляемые при детальном наблюдении, позволяют однозначно определить дайковое нарушение.

Четкая приуроченность дайковых тел к зоне разрыва показана на рис. 68, где изображен геологический план месторождения. Рудные тела этого месторождения контролируются крупным тектоническим нарушением северо-восточного простирания, по которому приведены в соприкосновение породы разновозрастных эффузивных толщ. Породы вдоль разрыва интенсивно раздроблены и перетерты до состояния тектонической глинки, мощность которой достигает 50—100 см.

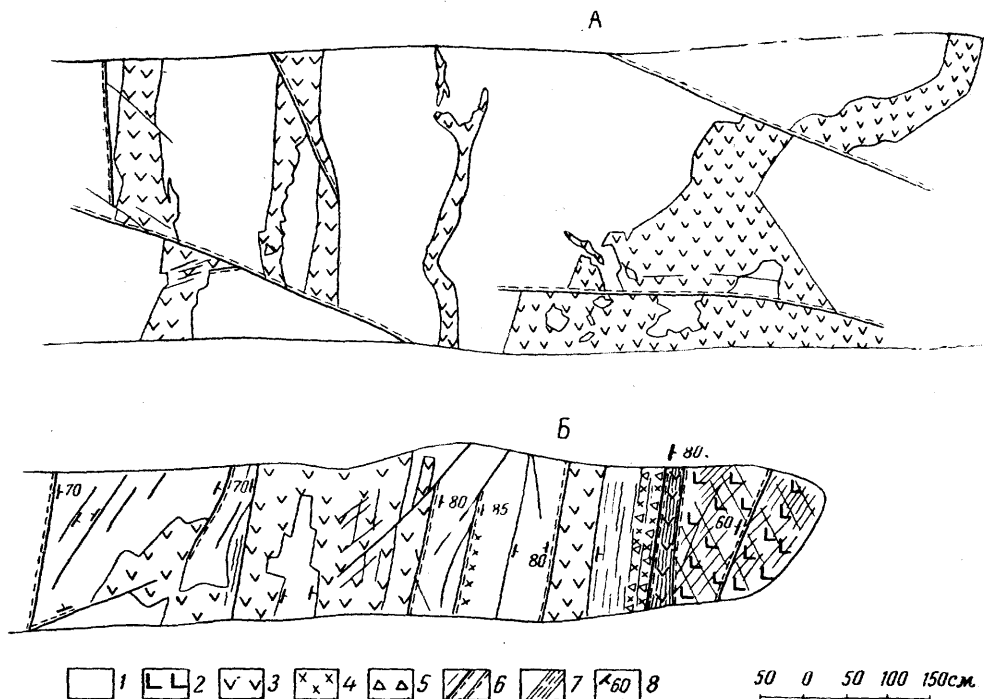


Рис. 69. Морфология даек диабазового порфирита. А — зарисовка стенки кварцлага; Б — зарисовка кровли орта

1 — кварцевые порфиры; 2 — лампрофиры; 3 — диабазовые порфиры; 4 — хлоритизированные породы; 5 — дробленные породы; 6 — тектонические нарушения; 7 — тектоническая глина; 8 — элементы залегания

Как видно на погоризонтном плане, непосредственно вдоль главной тектонической поверхности разрыва располагаются дайки диабазового порфирита и лампрофира. Они представляют собой плитообразные тела сравнительно небольшой мощности, повторяющие элементы залегания разрыва на всех вскрытых горизонтах. Параллельно зоне разрыва, особенно к юго-востоку от него, прослеживается ряд даек диабазовых порфиритов, протягивающихся на значительные расстояния. Последние, несмотря на общую прямолинейность их, характеризуются более сложной морфологией. Они ветвятся по простиранию и падению, переходят от одной трещины к другой, имеют ломаные и ступенчатые контакты.

Особенности морфологического строения этих даек хорошо видны на рис. 69. Детальная документация даек, залегающих в самом разрыве, показала, что при общем прямолинейном характере их контактов в ряде случаев отмечаются зубчатые очертания даек. Последнее обусловлено проникновением диабазов по мелким трещинам различных направлений. Отмеченные особенности морфологии даек диабазовых порфиритов дают возможность заключить, что по трещинам, выполненным дайками, в том

числе и по главному разрыву, в момент внедрения магмы подвижек не происходило. Эти трещины находились в расслабленном состоянии и легко приоткрывались, что позволяет отождествлять их с трещинами отрыва. Такой вывод подтверждается также тем, что по дайкам, имеющим интрузивные контакты с вмещающими породами, не наблюдается перемещения различных горизонтов в эффузивах. Поскольку в зоне разрыва находятся две разновозрастных группы даек — лампрофиры и диабазовые порфиры, можно считать, что такое приоткрывание происходило дважды.

Несколько иной пример, доказывающий додайковый возраст дизъюнктивного нарушения, выявлен при картировании рудного поля, расположенного в однородных интрузивных породах. Рудная жила месторождения приурочена к крутопадающему разрыву северо-восточного простирания, прослеженному на протяжении около 3 км. На значительном протяжении по этому разрыву наблюдается маломощная дайка диабазового порфирита. Вдоль нее серии даек гранодиорит-порфиров смещены на 40—50 м в плане (рис. 70). В местах пересечения этих даек видно, что контакты их интрузивные. Наблюдаемые смещения должны быть связаны с перемещением в плоскости тектонического нарушения до внедрения диабазового порфирита, так как более поздние предрудные движения характеризовались другим направлением перемещения блоков пород и не имели таких больших амплитуд.

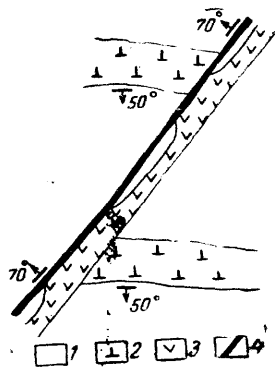


Рис. 70. Дайка диабазовых порфиритов, внедрившаяся в трещину скальвания, вдоль которой позже проявились дорудные перемещения
1 — гранодиориты; 2 — гранодиорит-порфиры; 3 — диабазовые порфиры; 4 — рудная жила

Пересечение дизъюнктивных нарушений интрузивами и дайками

Пересечение дизъюнктивных нарушений интрузивными телами и дайками является бесспорным доказательством доинтрузивного возраста разрывов. К сожалению, во многих случаях однозначность решения вопроса осложняется проявлением по разрывам последующих движений, создающих впечатление послеинтрузивного возраста разрыва в целом. В таких случаях необходимо тщательно собирать фактические данные, которые позволили бы отделить молодые деформации от древних. Рассмотрим несколько примеров, иллюстрирующих сказанное.

Интересный случай взаимоотношения дизъюнктивного нарушения с интрузивным телом показан на геологической карте, изображенной на рис. 71. Площадь рудного поля сложена эффузивными и осадочными породами верхнего карбона, которые прорваны массивом гранит-порфиров. Общая площадь массива составляет около 200 км², причем на территории рудного поля обнажается лишь его западная часть. Толща осадочных пород рассечена разрывом северо-западного простирания, круто падающим к северо-востоку. На поверхности разрыв выражен полосой интенсивно раздробленных и перемятых пород общей мощностью до 30 м. К северо-западу разрыв протягивается далеко за пределы рудного поля и общая протяженность его составляет около 15 км. Вдоль разрыва установлены значительные смещения горизонтов осадочной толщи, причем южный блок пород поднят по отношению к северному на 200 м по вертикали. Величина амплитуды смещения не изменяется вплоть до контакта осадочных пород с интрузивным массивом.

В юго-восточном направлении в интрузивном теле единое тектоническое нарушение не прослеживается. На его продолжении отмечаются

лишь небольшие трещины и отдельные полосы пород с повышенной трещиноватостью. Контакт интрузивного тела с вмещающими породами по нарушению не смещен. Изложенные данные позволяют считать, что массив гранит-порфиров моложе разрыва и уничтожил юго-восточную часть последнего. Небольшие деформации, проявившиеся в гранит-порфирах, свидетельствуют лишь о возобновлении по разрыву более молодых движений, весьма незначительных по амплитудам.

Четкое пересечение зоны разрыва дайками интрузивных пород наблюдал Ф. И. Вольфсон (1951) в Такелийском рудном поле. Здесь по тектоническому нарушению северо-восточного простирания известняки D_3-C_1 оказались надвинуты на верхнепалеозойские эффузивы. С юга к

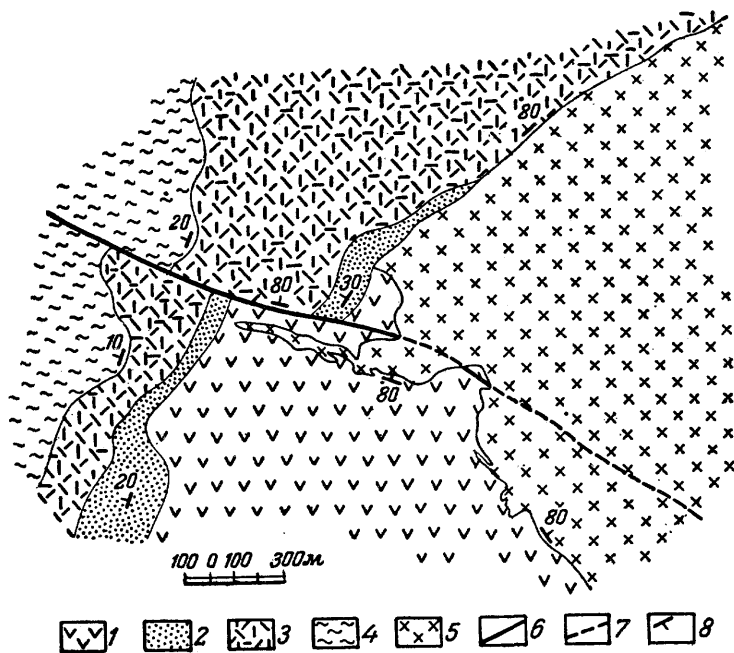


Рис. 71. Пересечение тектонического нарушения интрузивным массивом и его апофизой

1 — порфириты; 2 — песчаники; 3 — туфы; 4 — сланцы; 5 — гранит-порфиры; 6 — тектонические нарушения, возникшие до внедрения гранит-порфиров, но подновленные после их внедрения; 7 — тектонические нарушения, возникшие после внедрения гранит-порфиров; 8 — элементы залегания

этому надвику подходят дайки диабазовых порфириров; отдельные из них троникают в разрыв и на некотором интервале следуют вдоль него, а затем снова принимают прежнее направление и прослеживаются по другую сторону надвига.

Пересечение диабазовыми дайками зоны разрыва, в которой располагаются «затертые» линзы известняков, наблюдал Е. П. Солюшкин (1955) в районе юго-западного Тянь-Шаня. Интересные наблюдения над взаимоотношениями тектонических нарушений с дайками проводил Б. Л. Рыбалов. В последнем случае, как показано на рис. 72, сложная дайка гранит-порфиров и дайка диабазовых порфириров при подходе к тектоническому нарушению увеличиваются в мощности и меняют простирание, следуя вдоль трещин в направлении этого нарушения. В другом месте Б. Л. Рыбалов наблюдал цементирование диабазовыми порфиритами брекчированных пород, развитых вдоль разрыва (рис. 73). Аналогичные соотношения охарактеризовал А. А. Гармаш для Змеиногорского полиметаллического месторождения.

В рудных полях, где широко проявляются разновозрастные дайковые породы, время заложения разрыва иногда удается установить по смещению им более древних даек и наличию в зоне разрыва молодых даек, либо по разным амплитудам смещения пересекаемых им разновозрастных даек.

Таким образом, при изучении дизъюнктивной тектоники рудных полей и месторождений следует тщательно выявлять соотношения тектонических нарушений с интрузивными породами на поверхности и в горных выработках, так как во многих случаях это позволит определить возраст нарушений и получить данные к выявлению истории их формирования.

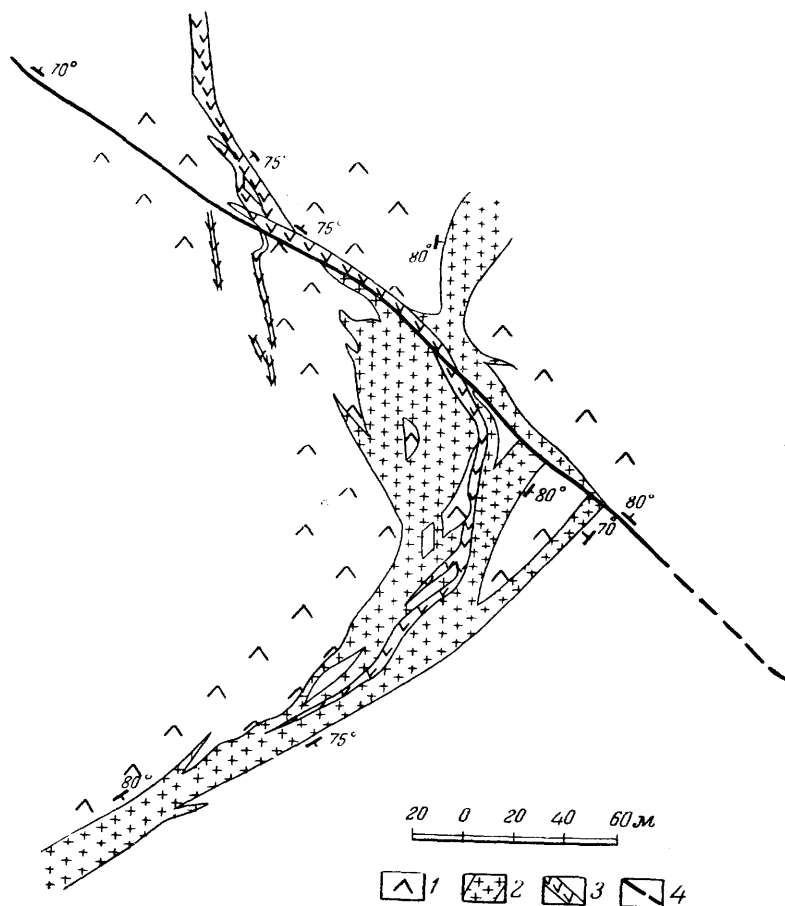


Рис. 72. Ограничение даек гранит-порфиров и диабазовых порфиров разрывным нарушением (по Б. Л. Рыбалову)
 1 — эффузивы; 2 — гранит-порфиры; 3 — диабазовые порфиры; 4 — тектоническое нарушение

Соотношение дизъюнктивных нарушений с рудными телами, жилами и гидротермально измененными породами

Опыт изучения эндогенных рудных месторождений в различных районах Советского Союза и зарубежных стран показал, что дизъюнктивные нарушения, возникшие в ранние этапы деформации, подновляются обычно вновь в период рудообразования. Эти последние деформации обычно связаны с новой вспышкой тектонических движений, следствием которых является не только подновление ранее возникших, но и образование новых дизъюнктивных нарушений.

Для большой группы эндогенных месторождений, особенно гидротермального генезиса, дизъюнктивные нарушения, образовавшиеся непосредственно перед рудообразованием и в процессе минерализации, имеют весьма большое значение, так как они в большинстве случаев оказывают влияние на распределение и локализацию месторождений и рудных тел. Сказанное обуславливает важность выявления при картировании поверхности и подземных горных выработок дорудных дизъюнктивных нарушений, с которыми так или иначе может быть связано оруденение.

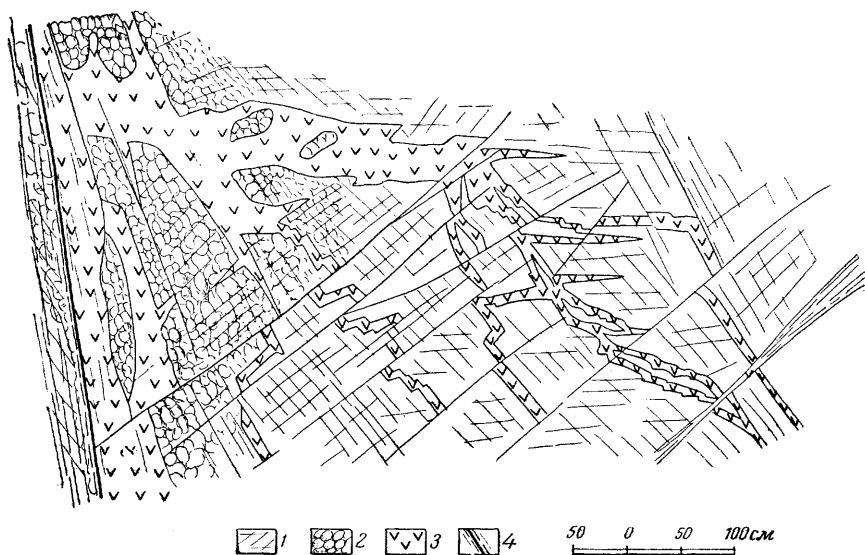


Рис. 73. Залечивание зоны тектонического нарушения диабазом
(по Б. Л. Рыбалову)

1 — трещиноватые фельзиты; 2 — брекчированные фельзиты; 3 — диабазы; 4 — зоны тектонических нарушений с глиной трения

В настоящем разделе рассматриваются вопросы соотношения дизъюнктивных нарушений с рудными телами, а также сопровождающими их гидротермально измененными породами. Целью изучения этих соотношений является установление возраста дизъюнктивных нарушений по отношению к оруденению, а следовательно, и их роли в пространственном положении рудных тел. Основываясь на этих соотношениях, все дизъюнктивные нарушения можно разделить на две большие группы: дорудные, определяющие локализацию рудных тел, и послерудные, деформирующие эти тела. Кроме того, для большинства гидротермальных месторождений, характеризующихся длительным процессом минералообразования, можно выделить так называемые внутрирудные нарушения, оказывающие влияние на распределение жил различных стадий минерализации. Приводим характеристику некоторых признаков дорудных, внутрирудных и послерудных нарушений.

Дорудные и внутрирудные дизъюнктивные нарушения

Как уже отмечалось выше, при картировании рудных полей и месторождений часто выявляются дорудные дизъюнктивные нарушения различных масштабов и значения. Наиболее крупные из них, иногда имеющие региональное значение, в большинстве случаев не содержат рудных тел, но влияют на пространственное размещение месторождений. Такие разрывы принято называть рудоконтролирующими.

Дизъюнктивные нарушения и тектонические трещины, в которых располагаются рудные тела, можно назвать рудовмещающими. Чаще всего такие нарушения имеют небольшие размеры и развиваются вблизи более крупных разрывов, являясь ответвлениями от них или оперяющими трещинами. В некоторых случаях рудовмещающие нарушения располагаются на некотором удалении от крупных разрывов и связаны с ними при помощи промежуточных дизъюнктивных нарушений. Последние обычно не несут оруденения и иногда называются рудораспределяющими.

Такое разделение дизъюнктивных нарушений пока не является общепринятым, что в значительной мере связано с недостаточной изученностью вопроса о путях движения рудоносных растворов и самого механизма этого движения. На данной стадии исследования мы не считаем обязательным производить разделение разрывов на рудоконтролирующие и рудовмещающие, в связи с тем что оно часто условное. При крупномасштабном картировании необходимо стремиться выяснить действительные соотношения оруденения с разрывами, имея целью в каждом конкретном случае путем детальных исследований вскрыть взаимосвязь между ними.

Многолетний опыт разведки и эксплуатации месторождений различных генетических типов показал исключительно важное значение дорудных дизъюнктивных нарушений в пространственном размещении рудных тел, определении их формы и условий залегания. Вопросы связи рудных тел с дизъюнктивными нарушениями освещались в многочисленных печатных работах отечественной и иностранной геологической литературы. Поэтому мы считаем возможным не останавливаться на подробном рассмотрении упомянутых вопросов и лишь охарактеризуем их в общем виде.

Связь рудных тел с дорудными дизъюнктивными нарушениями весьма разнообразна и часто очень сложна. В наиболее простых случаях рудные тела залегают непосредственно в зонах дизъюнктивных нарушений и их соотношения выясняются обычно сравнительно просто. Сказанное относится прежде всего к месторождениям жильной формы различного генезиса, начиная с позднемагматических жильных месторождений и кончая низкотемпературными флюоритовыми и баритовыми жилами.

Достаточно ясна также взаимосвязь обогащенных участков рудных тел и тектонических нарушений, выражающаяся обычно в приуроченности различных типов рудных столбов к местам пересечения, сочленения, расщепления, полостям приоткрывания разрывов и т. д. Влияние структурных особенностей на пространственную локализацию и морфологию рудных столбов достаточно подробно освещено в работах В. М. Крейтера (1940, 1956), Ф. И. Вольфсона (1953), Ньюхауза (1933), Хьюлина (1938) и др.

Интересные примеры, показывающие роль дорудных разрывных нарушений в локализации рудных столбов полиметаллических месторождений, приводятся в работах К. Ф. Кузнецова и Е. П. Малиновского.

Менее четко устанавливается влияние дорудных дизъюнктивных нарушений на формирование рудоносных штокверков. Особенно сложен этот вопрос при отсутствии в самом нарушении заметных проявлений рудной минерализации, в то время как рудоносные штокверки развиты среди даек или малых интрузий, пространственно тяготеющих к этим же разрывам. То же самое можно сказать в отношении достаточно крупных дизъюнктивных нарушений, не содержащих рудоносных образований, при условии локализации рудных тел в пределах оперяющих их тектонических нарушений.

В других случаях связь рудных тел с дизъюнктивными нарушениями определяется еще более сложными соотношениями и не всегда легко устанавливается. В частности, далеко не сразу были определены условия формирования поперечных тектонических нарушений, вмещающих ленточные рудоносные жилы Березовского месторождения. Вдоль контак-

тов даек, вмещающих эти рудные жилы, развиты тектонические глинки и рассланцованные породы, которые пересекаются в ряде случаев рудными жилами или вмещают мелкие кварц-сульфидные прожилки. Выявление дорудного возраста тектонических глинок, залегающих по контактам даек, позволило Н. И. и М. Б. Бородаевским (1947), а также И. П. Кушнареву (1949) сделать заключение, что лестничные трещины образовались путем раздавливания дайки в результате бокового сжатия. Дорудные тектонические глинки, находящиеся в контактах дайки, при этом способствовали проскальзыванию блоков дайки и приоткрыванию поперечных трещин отрыва.

Наиболее трудны для расшифровки и практически важны такие соотношения, когда рудные тела по простиранию или в вертикальном направлении ограничиваются поперечными дизъюнктивными нарушениями. Известны рудные месторождения, в которых упомянутые тектонические нарушения считались послерудными и где производились поиски смещенных частей рудных тел, хотя в действительности эти соотношения обуславливались дорудными структурами. Примеры ограничения рудных тел поперечными дорудными нарушениями неоднократно описывались в геологической литературе. Они, в частности, широко проявляются в полиметаллических месторождениях Кансайского рудного поля, на полиметаллических месторождениях Забайкалья, в Тургайском сурьмяном месторождении, в некоторых золоторудных месторождениях Хакассии, Казахстана и многих других районах Советского Союза и зарубежных стран.

Изучение действительных соотношений дизъюнктивных нарушений с рудными телами в таких случаях имеет большое практическое значение, так как позволяет определить структуру рудных залежей и соответственно направлять разведочные работы.

Изучение рудных месторождений и полей показало, что рассматриваемые взаимоотношения рудных тел и дорудных дизъюнктивных нарушений весьма разнообразны и в каждом конкретном случае характеризуются своими специфическими особенностями. Наиболее ясны такие соотношения, когда по другую сторону ограничивающего нарушения рудные тела вообще не устанавливаются. Чаще всего в этих случаях отмечается увеличение мощности рудного тела вблизи ограничивающего тектонического нарушения, иногда приводящее к появлению рудных столбов, имеющих в сечении форму, напоминающую буквы «Т» или «Г». Известны и такие случаи, когда единое жильное тело при подходе к ограничивающему нарушению, расщепляется на ряд ветвей и мелких апофиз, не приводящих к увеличению мощности рудного тела.

Больше трудностей возникает при определении возраста ограничивающего нарушения, если по другую сторону от него также имеются рудоносные трещины или рудные тела. Последние могут располагаться непосредственно на продолжении рудоносных трещин, находящихся по другую сторону разрыва или в стороне от них. Рудоносные нарушения и рудные тела, наблюдаемые по разным сторонам разрыва, могут быть различны по количеству, мощности, элементам залегания или даже минералогическому составу.

Изучение и анализ соотношений перечисленных выше элементов строения и залегания рудных тел позволяет решить вопрос о дорудном или послерудном возрасте поперечных нарушений. Если на основании таких сопоставлений нельзя получить однозначного решения, то необходимо привлекать дополнительные данные, основанные на детальном исследовании непосредственных соотношений рудных тел с ограничивающими нарушениями.

В качестве примера, иллюстрирующего сложные соотношения рудоносных зон с поперечными дизъюнктивными нарушениями, можно привести Адрасманское медно-висмутовое месторождение (рис. 74). На пло-

щади месторождения проходит разрыв северо-западного простирания, падающий к северо-востоку под углом 80—85°. Висячем его боку располагается основная рудоносная зона, имеющая северо-восточное простирание. В ее пределах мощность рудных тел резко увеличивается в юго-западном направлении, а с юга они ограничиваются поверхностью разрыва, имеющего северо-западное простирание. По другую сторону разрыва и в стороне от основной рудоносной зоны прослеживается другая зона, сходная с первой по элементам залегания и минералогическому составу. Предполагалось, что эти две рудоносные зоны представляют собой части некогда единой зоны, разорванной и смещенной вдоль северо-западного разрыва. Однако детальное картирование площади месторождения показало, что по обе стороны от этого разрыва развиты более мелкие минерализованные тектонические зоны, расположение которых по отношению к северо-западному разрыву нельзя было объяснить послерудными смещениями вдоль разрыва. Уже это одно обстоятельство заставило сомневаться в послерудном возрасте поперечного разрыва.

При тщательной документации разрыва в горных выработках выяснилось, что среди брекчированных и перетертых пород залегают мелкие линзы и прожилки кварца, распространенные в основной рудоносной зоне. Результаты наблюдений доказали дорудный возраст северо-западного нарушения. Выяснилось, что упомянутый выше раздув рудного тела на поверхности обусловлен наличием рудного столба, приуроченного к месту сочленения двух дорудных нарушений. Четкое структурное положение столба указывало на возможность распространения его до значительных глубин. Поскольку основная рудоносная зона на поверхности была пересечена рядом мелких поперечных тектонических нарушений, высказывалось предположение, что с глубиной в местах пересечений появятся новые, более мелкие рудные столбы. Проведенные разведочные работы подтвердили эти предположения.

Важность определения истинных возрастных соотношений рудных тел и дизъюнктивных нарушений можно проиллюстрировать на примере одного из магнетитовых рудных тел Криворожского месторождения. С востока и запада магнетитовое рудное тело ограничивается тектоническими нарушениями с брекчиями, развивающимися в основном по напластованию вмещающих пород. Как видно на рис. 75, железорудная залежь с севера и юга ограничена довольно крупными дизъюнктивными нарушениями северо-западного простирания. Между ними располагаются более мелкие разрывы аналогичного направления, рассекающие рудную залежь.

Блочное строение рудного тела объяснялось послерудными смещениями магнетитовой залежи по разрывам северо-западного простирания. В связи с этим предпринимались поиски смещенных частей рудного тела на северном и южном флангах его, которые, однако, не дали положительных результатов.

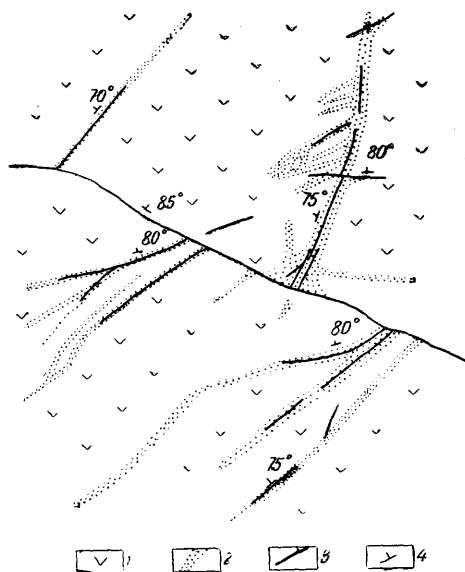


Рис. 74. Соотношение рудоносных зон с поперечным дизъюнктивным нарушением
1 — эффузивы; 2 — рудоносные зоны; 3 — дизъюнктивные нарушения; 4 — элементы залегания

Тщательное изучение брекчий в межпластовых нарушениях, проходящих вдоль контактов рудного тела, показало, что они являются домагнетитовыми, так как раздробленный материал цементируется магнетитом и сопровождающим его комплексом минералов, а боковые породы вдоль них несли следы характерного окolorудного изменения. Брекчии, встреченные в северо-западных нарушениях, ничем не отличались от брекчий межпластовых нарушений. Микроскопические исследования показали в *плоть* северо-западных нарушений заметные изменения боковых пород, характерные для магнетитового оруденения. Брекчии и раздробленный материал в таких нарушениях имели очень плотное сложение и по крепости почти не отличались от рудных тел, за исключением тех мест, где проявились более молодые перемещения в общем незначительных амплитуд.

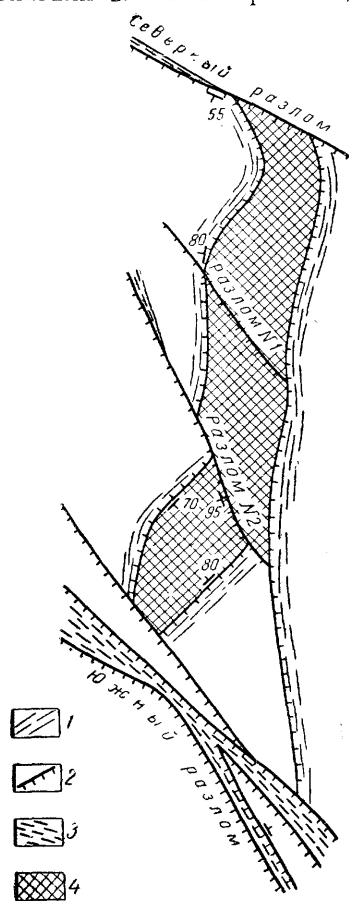


Рис. 75. Геологический план рудного тела (схематизированный)

1 — слоистые железистые сланцы; 2 — послойные и поперечные дизъюнктивные нарушения; 3 — брекчированные породы и тектонические глины; 4 — рудное тело

Изложенные данные, полученные в результате кропотливых и трудоемких наблюдений, произведенных в сложной геологической обстановке метаморфизованных толщ, свидетельствовали о дорудном возрасте дизъюнктивных нарушений и проявлении весьма незначительных более молодых тектонических смещений по ним. В пользу этого же предположения говорили данные по сопоставлению формы и размеров рудного тела, примыкающего к разным сторонам поверхности северо-западных нарушений. На рис. 76 показаны «отпечатки» рудного тела на поверхности разрыва № 2. Видно, что контуры этих «отпечатков» не соответствуют один другому и не могут быть частями одного рудного тела, разорванного послерудным смещением. Таким образом, можно считать достаточно обоснованным заключение о дорудном возрасте дизъюнктивных нарушений рассматриваемого участка месторождения, определивших некоторые особенности положения и морфологии рудных залежей.

Во многих рудных месторождениях установлено экранирующее значение дизъюнктивных нарушений, ограничивающих распространение рудных залежей по восстанию или простиранию тектоническими поверхностями, особенно если последние сопровождаются тектоническими глинками. Примеры таких структур, как известно, нашли широкое отражение в геологической литературе при описании месторождений многих типов. Экранирующее влияние дизъюнктивных нарушений вызывает в ряде случаев появление рудных столбов и «ловушек», аналогичных рассмотренным В. И. Смирновым (1944, 1946) для сурьмяно-ртутных месторождений.

Вопрос о дорудном возрасте того или иного дизъюнктивного нарушения решается совершенно однозначно в случае приуроченности к нему рудных тел и гидротермальных жил. При отсутствии этих образований в дизъюнктивном нарушении дорудный возраст его может быть определен по ряду косвенных признаков. К ним относятся гидротермальное изменение

ние вмещающих пород вдоль разрыва, проявление убогой вкрапленности и тонких просечек рудных и жильных минералов, развитие хлоритизации в тектонической глинке и т. д.

Наибольшие трудности возникают при расшифровке взаимоотношений дизъюнктивных нарушений с рудными телами. Последние часто ограничены на некотором протяжении тектоническими нарушениями, прослеживающимися и среди безрудных вмещающих пород. Такие нарушения могут быть либо более древними по отношению ко времени отложения руды, либо более молодыми. В первом случае тектонические нарушения играют роль важных элементов дорудной структуры участка, влиявших на локализацию рудного тела и на его форму. Во втором случае такие нарушения пересекают уже сформировавшееся рудное тело и некоторая часть его оказывается смещенной по отношению к той, которая прослежена разведочными выработками. Отыскание этой смещенной части иногда требует затраты значительных средств. Если в зоне дизъюнктивного нарушения нет признаков замещения раздробленных и рассланцованных пород рудой, а контакты рудного тела резкие и руда легко отделяется от вмещающих пород, то данное нарушение геологи часто относят к послерудным.

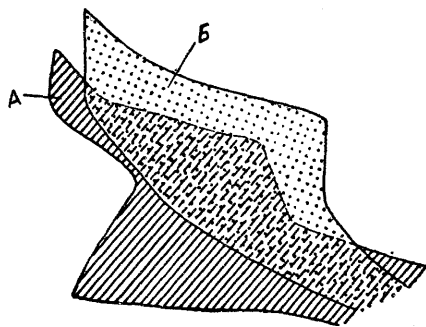


Рис. 76. Совмещенные проекции северной и южной частей рудных тел на плоскость разрыва № 2. «Отпечатки» рудного тела; А — северной его части. Б — южной его части

Последнее заключение нередко подкрепляется также тем, что в контакте рудного тела, прилегающего к зоне нарушения, отмечаются зеркала скольжения. И все же такой вывод о послерудном возрасте рассматриваемого нарушения может оказаться совершенно неверным. Руда может быть очень резко ограничена дорудной зоной рассланцованных пород и дорудное зеркало скольжения как бы «отпечатывается» на руде, что и позволяет признать нарушение дорудным. Однако если при таком же резком и гладком контакте зоны нарушения с рудой наблюдаются зеркала скольжения на самой руде, то, казалось бы, отпадает всякое сомнение в том, что данное нарушение является послерудным. Такое же заключение представляется несомненным, если в самой зоне нарушения встречаются сглаженные, «затертые» куски руды.

Тем не менее, даже и при таких данных вопрос о возрасте нарушения следует решать крайне осторожно. Зеркала скольжения на руде могут появиться в результате не только послерудных, но и незначительных внутриминерализационных подвижек. В частности, подобный пример наблюдался на одном из полиметаллических месторождений Средней Азии, в сульфидных рудах которого нередко обнаруживались хорошо выраженные тектонические зеркала с блестящей поверхностью и штрихами скольжения. Однако при микроскопическом изучении шлифов из таких зеркал выяснилось, что на их поверхности нарастают кристаллы кварца с хлоритом более поздней стадии минерализации (рис. 77). Зеркала скольжения на флюорите с шарошными на них кристаллами киновари отмечались также и на сурьмяно-ртутных месторождениях Южной Ферганы.

Конечно, зеркала скольжения на руде свидетельствуют о послерудных перемещениях, но даже и в этом случае нарушение может оказаться в основном дорудным. Необходимо иметь в виду, что дорудные наруше-

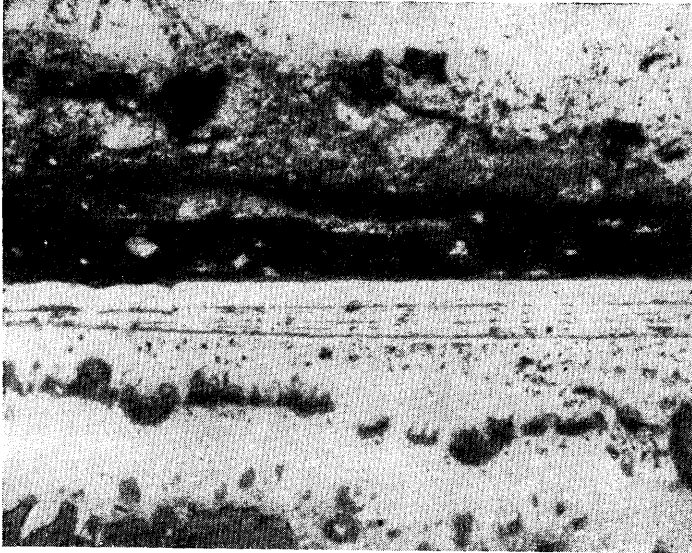
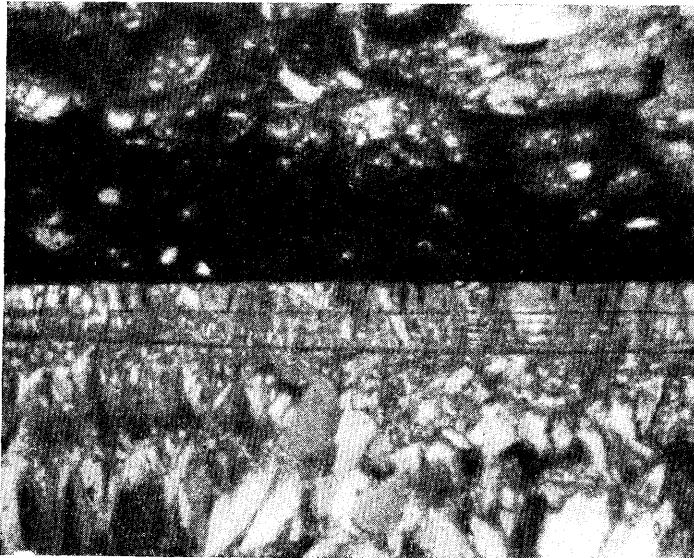
А**Б**

Рис. 77. Фотографии прозрачного шлифа, вырезанного перпендикулярно зеркалу скольжения

А — при одном николе. Внизу — сульфиды;верху — кварц-хлоритовая масса. Контакт между ними проходит по зеркалу скольжения. В кварце видны реликты замещенных плоскостей расщепления, параллельных основной плоскости зеркала (пунктирные прерывистые линии). *Б* — в скрещенных николях. Видна ориентировка кристаллов кварца по отношению к зеркалу скольжения. Кристаллы кварца не раздроблены.

Увеличение 46

ния представляют собой поверхности пониженной прочности и при последующих деформациях, в том числе и послерудных, по ним легко будут происходить повторные смещения. Опыт показывает, что для образования ясно выраженных зеркал скольжения на руде достаточно очень небольших перемещений. Они могут быть следствием таких повторных, иногда очень небольших перемещений по зоне нарушения, образовавшейся еще до отложения руды и, следовательно, в основном дорудной.

«Затертая» в зоне нарушения руда, даже с зеркалами скольжения на кусочках, также не является признаком, позволяющим считать данное нарушение целиком послерудным. На некоторых месторождениях было

установлено, что такие «затертые» куски руды представляют собой обрывки рудных жил, проникших в дорудную зону нарушения, а позднее разорванных или «затертых» при последующих незначительных перемещениях по этой зоне. Аналогичный случай соотношений показан на рис. 78, где видно, что мощная зона дорудной глинки пересекается кварц-гематитовой жилкой. Последняя, в свою очередь, рассекается и несколько смещается мало мощными послерудными тектоническими швами с красноватой глинкой трения. При более интенсивных послерудных движениях разорванные части жил были бы затерты в тектоническую глинку и растащены в ней, что могло бы создать впечатление только о послерудном возрасте нарушения.

Необходимо особо подчеркнуть, что к определению дорудного или послерудного возраста тектонических нарушений по встречающимся в них обломкам руды следует подходить очень осторожно, так как в ряде случаев отмечается избирательное замещение рудой обломков пород в тектонической глинке.

В качестве примера можно привести интересные наблюдения Л. И. Лукина на полиметаллическом месторождении Бурон. Здесь один из контактов рудного тела ограничивается тектонической зоной скольжения, представленной мощной полосой глинки трения и интенсивно раздробленных пород. На руде около контакта наблюдаются отчетливые зеркала скольжения, а в глинке встречаются угловатые кусочки руды. Основываясь на этих фактах, упомянутое нарушение следовало бы отнести к послерудным. Однако на другом участке этого же нарушения в тектонической глинке была встречена крупная «глыба» пирротиновой руды, имеющая угловатые контуры и резкие контакты. От этой «глыбы» отходила неправильной формы жилка того же состава, которая пересекала глинку и соединялась с основным рудным телом (рис. 79). Микроскопическое изучение руды позволило сделать заключение, что эта «глыба» образовалась за счет замещения крупного обломка сланцев, «затащенного» в тектоническую глинку. Таким образом, можно было однозначно определить дорудный возраст рассмотренной зоны скольжения.

Интересные наблюдения были проведены также Ф. И. Вольфсоном (1951) на месторождении Южная Дарбаза в Кансайском рудном поле.

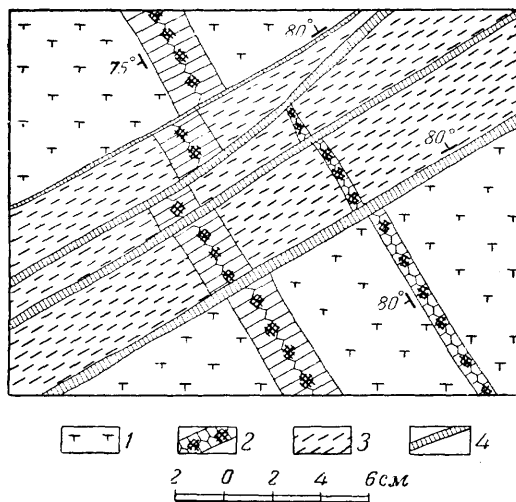


Рис. 78. Пересечение кварц-гематитовой жилкой дорудного дизъюнктивного нарушения

1 — кварцевые порфиры; 2 — кварц-гематитовая жила; 3 — дорудная тектоническая глинка; 4 — послерудная тектоническая глинка

Свинцово-цинковые тела этого месторождения развиваются висячем боку так называемого Дарбазинского надвига, проходящего в мраморизованных известняках D_3-C_1 . Этот надвиг имеет широтное простирание при пологом ($\angle 45^\circ$) падении к северу. Он представлен четко выраженной тектонической поверхностью, вдоль которой образовалась глинка трения мощностью до 2 м и более. Глинка имеет вид тонко растертого вязкого и плотного материала темно-серого цвета, среди которого отмечаются многочисленные мелкие округлые обломки известняка. В лежащем боку надвига располагается полоса интенсивно брекчированных известняков мощностью до 10 м и более. Рудные тела месторождения приурочены к известнякам висячего бока Дарбазинского надвига, причем так

называемое Нижнее рудное тело прослеживается непосредственно по надвику и находится в контакте с тектонической глиной.

В этой глинке, помимо указанных выше обломков известняка, наблюдались также округлые обломки сульфидной полиметаллической руды. Они имели четкие поверхности, отделяющие их от глины трения, и очень напоминали «затащенные» в зону нарушения куски сульфидной руды, что и послужило основанием для отнесения Дарбазинского надвига к послерудным нарушениям. Из этого заключения вытекала необходимость поисков смещенной части рудных тел в известняках лежащего бока Дарбазинского надвига. Однако детальное изучение тектонической глины и обломков руды в ней не подтвердило этой точки зрения. Химические анализы глины, взятой далеко от рудных тел, показали присутствие железа,

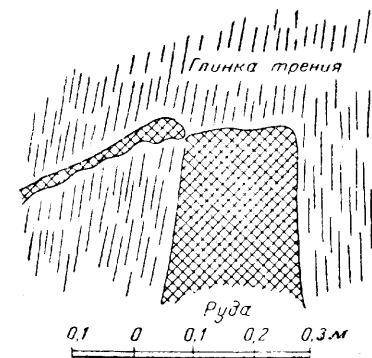


Рис. 79. «Глыба» пирротиновой руды, образовавшаяся путем замещения обломка вмещающих пород, сохранившегося среди глины трения

алюминия, кремнезема, магния, а также цинка, свинца и меди в количествах, резко превышающих содержание этих элементов во вмещающих известняках.

Микроскопические исследования тектонической глины подтвердили наличие в ней минерализации, представленной хлоритом, редкими чешуйками серпентина и мелкой вкрапленностью сульфидов. Вблизи рудного тела интенсивность минерализации глины увеличивалась, и в ней удавалось наблюдать более густую вкрапленность сульфидов, сохраняющих правильные кристаллографические очертания, а также тонкие прожилки и просечки сульфидов по плоскостям сланцеватости глинок.

Обращало на себя внимание также то обстоятельство, что рудное тело в контакте с тектонической глиной и в удалении от него было одинаково и в общем слабо деформировано. Все это дало основание заключить, что Южно-Дарбазинский надвиг является дорудным нарушением и предположить, что «обломки» руды представляют собой результат избирательного замещения кусочков известняка, затертых в тектоническую глину.

Это предположение получило подтверждение при разведке месторождения Окур-Даван, находящегося в этом же рудном поле. Месторождение Окур-Даван приурочено к одноименному разрыву широтного простирания, падающему под углом $80-85^\circ$ на юг. По этому разрыву приведены в контакт известняки D_3-C_1 с верхнепалеозойскими эффузивами. Рудные тела месторождения имеют форму уплощенных столбов, приуроченных к трещинам широтного простирания, отстоящим в нескольких метрах к югу от Окурдаванского разлома. В разрыве наблюдаются мощ-

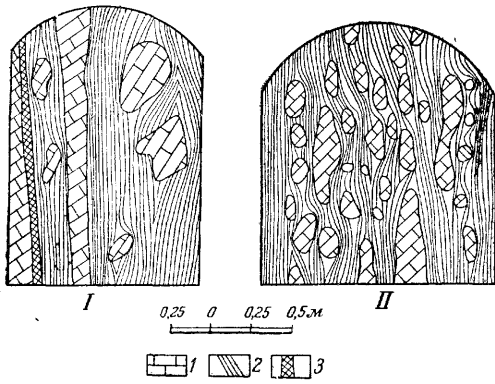


Рис. 80. Зарисовки забоев штольни № 20 месторождения Окур-Даван
 I — забой на расстоянии 5 м от устья, II — забой на расстоянии 31 м от устья.
 1 — известняки; 2 — тектоническая глина; 3 — лимонитизированная тектоническая глина

не могли попасть в тектоническую глину. Таким образом, здесь, так же как и в предыдущем примере, достаточно отчетливо устанавливается замещение рудными минералами обломков известняка соответствующей формы, находящихся в тектонических глинах дорудного разрыва.

Подобное явление отмечал И. П. Кушнарев на флюоритовом месторождении Аурахмат (Чаткальский хребет). В глинке тектонического нарушения он наблюдал обломки известняка, часть которых содержала хорошо огащенные кристаллы флюорита, развившиеся по известняку. Интересно, что в тектонической глинке нарушения он обнаружил полости, стенки которых были выстланы хорошо ограниченными кристаллами флюорита, причем центры полостей остались незаполненными (рис. 81). Это позволило считать, что флюорит, находящийся в обломках известняка, образовался путем замещения последних. Отмеченные факты, а также хорошая сохранность хрупких кристаллов флюорита с несомненностью свидетельствовали о дорудном возрасте нарушения и показывали избирательное замещение обломков среди тектонической глины.

При выяснении рассматриваемых вопросов большое внимание следует уделять изучению соотношений дисъюнктивных нарушений и преж-

ные тектонические глины с большим количеством округлых и линзовидных затертых обломков известняка (рис. 80).

Глины трения Окурдаванского разрыва по внешним признакам и минерализации аналогичны глинам Дарбазинского надвига. В удалении от рудного тела в обломках известняка проявления сульфидной минерализации почти не заметны. По мере приближения к нему в обломках известняка начинает появляться вкрапленность сульфидов, иногда сгущающаяся до сплошных «свинчаков». Так как рудное тело находится в стороне от разрыва и не несет следов послерудных деформаций, обломки сульфидной руды

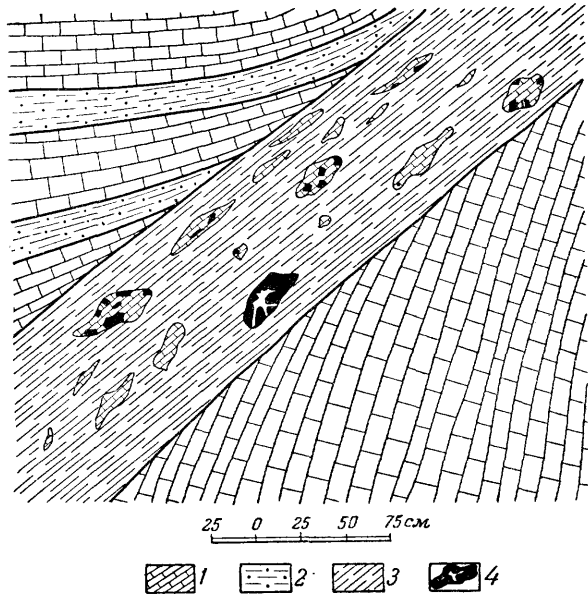


Рис. 81. Кристаллы флюорита, замещившего обломки известняка в дорудной тектонической глинке
 1 — известняки; 2 — песчано-сланцевые пропластки; 3 — тектоническая глина; 4 — друзы и кристаллы флюорита

де всего тектонических глинок с рудными телами и жилами. Обычно для этого необходимо проводить весьма тщательные наблюдения и документацию в горных выработках. Прежде всего нужно изучать контакты рудного тела с тектоническими нарушениями. Дорудный возраст какого-либо нарушения однозначно определяется в тех случаях, когда установлена «припаянность» рудной массы к тектонической глинке, рассланцованным породам и зеркалам скольжения или обнаруживаются признаки замещения их рудой.

Такие факты наблюдал Л. И. Лукин (1947) на том же месторождении Бурон, где пологопадающая зона скольжения широтного простирания, которая представлена рассланцованными породами, на значительных интервалах определяет контакты рудного тела. На отдельных участках хорошо видно, как в рассланцованных породах развиваются апо-

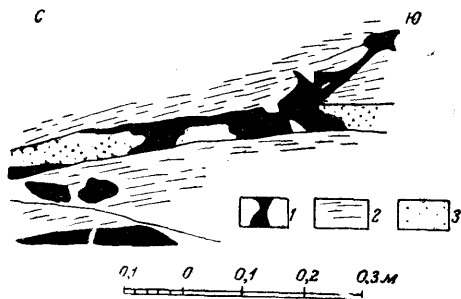


Рис. 82. Соотношения апофиз рудного тела с дорудной зоной скольжения (по Л. И. Лукину)

1 — руда; 2 — сланцы; 3 — дорудная зона скольжения

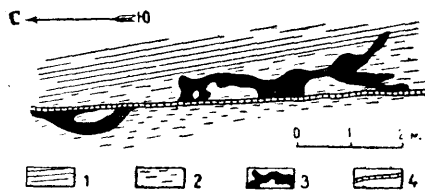


Рис. 83. Соотношения апофиз рудного тела с дорудной и послерудной зонами скольжения (по Л. И. Лукину)

1 — сланцы; 2 — дорудная зона скольжения; 3 — рудное тело; 4 — послерудная зона скольжения

физы сульфидной руды (рис. 82). Иногда они проникают и за пределы зоны скольжения в слабо нарушенные породы, причем в обоих случаях руда «припаяна» к вмещающим породам. Однако в этой же зоне совершенно отчетливо фиксируются и послерудные подвижки по небольшим трещинам с тонким слоем глинки, содержащим растертые обломки руды. Они секут и смещают апофизы и основное рудное тело с амплитудами, не превышающими 1,5 м (рис. 83).

Если не удается наблюдать четких соотношений тектонических глинок и рассланцованных пород с рудным телом, то следует попытаться найти в них тонкие просечки и прожилки минералов, типоморфных для руд месторождения. В некоторых случаях в глинке удается обнаружить тонкую вкрапленность рудных минералов, нередко тяготеющую к плоскостям сланцеватости в глинках. Во всех случаях совершенно необходимо тщательно изучать сами тектонические глинки. Начинать это следует с тщательной детальной документации зоны деформированных пород. Документация должна регистрировать детали строения этой зоны и отражать интенсивность трещиноватости пород, различные разновидности брекчий, рассланцевание, проявления милонитов и тектонических глинок. В ряде случаев уже по этим признакам удастся установить многократность движений по тектоническому нарушению (рис. 84).

В одном и том же дизъюнктивном нарушении, особенно в крупном, обычно встречается несколько разновидностей глинок трения, отличающихся по составу, цвету, плотности, тонкости истирания, количеству и размеру заключенных в них обломков и др. Эти разновидности глинок должны быть выделены на зарисовках различными условными обозначениями. Очень важно установить взаимоотношения между этими тектоническими глинками и выяснить причины их различий, помня, что от-

дельные разновидности глинок могут быть обусловлены разновозрастными подвижками.

Цвет глинки обычно изменяется в широких пределах — от белого, серого, зеленоватого до черного. Опыт показывает, что в большинстве гидротермальных месторождений белая, серая и красноватая глинки являются чаще послерудными, в то время как темная и зеленоватая окраски более характерны для дорудных глинок. Однако один цвет глинки еще не может служить критерием ее возраста, так как он в значительной мере определяется составом материала, подвергавшегося истиранию. Так, послерудная глинка может иметь темную окраску за счет растертых сульфидов, хлоритизированных пород и т. д.

При определении возраста тектонических нарушений следует учитывать возможность метаморфизма глинок под воздействием гидротермальных растворов. В частности, в дорудных тектонических нарушениях, отмеченных на магнетитовых месторождениях Кривого Рога, тектонические глинки и брекчии подверглись значительному метаморфизму. По ним развивается комплекс новообразованных минералов, характерных для рудных залежей (роговая обманка, пироксены, магнетит и др.). Сами глинки превращены в плотные и твердые образования, которые при раскалывании дают раковистый излом, в то время как более молодые нарушения сопровождаются пластичными глинками трения.

Тектонические глинки необходимо изучать также с целью выяснения их минералогического состава, при этом важно выявить следы воздействия гидротермальных растворов на глинку (хлоритизация, карбонатизация, появление тонких жилок или вкрапленности сульфидных и других минералов и др., развивающихся по растертому материалу и обломкам). В отдельных случаях для изучения разновидностей тектонических глинок следует использовать не только микроскопические исследования, но и применять разделение глинок на фракции отмучиванием с последующим изучением их под бинокулярной лупой и микроскопом, а также с помощью химических и термических анализов.

При изучении дорудных дизъюнктивных нарушений следует иметь в виду, что обычно процесс рудообразования происходит на фоне продолжающихся тектонических движений, оказывающих влияние на закономерности пространственного распределения оруденения в рудных полях и месторождениях. Эти вопросы неоднократно рассматривались в работах С. С. Смирнова (1937, 1941), И. Ф. Григорьева (1934), А. В. Королева (1949), И. В. Дербинова (1937), В. М. Крейтнера (1947, 1956, 1940) и др. Связь пространственного распределения месторождений с развитием трещин во время рудоотложения показана, например, Ф. И. Вольфсоном для Кансайского и Такелийского рудных полей (1947). В Кансайском рудном поле выделяются следующие типы месторождений:

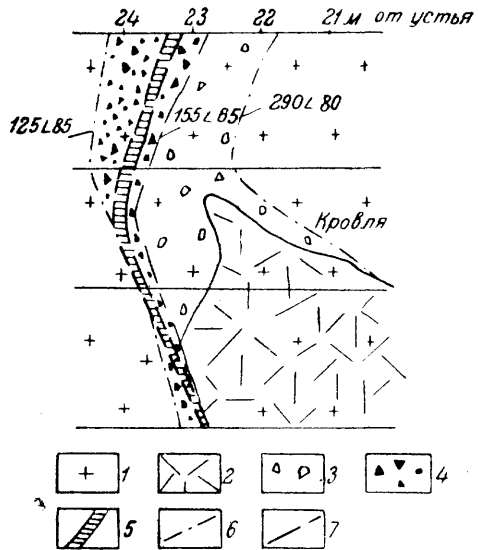


Рис. 84. Тектонические глинки и мелкообломочные брекчии, возникшие при повторных подвижках по зоне скольжения

1 — гранит-порфиры; 2 — трещиноватые и раздробленные породы; 3 — крупнообломочные тектонические брекчии; 4 — мелкообломочные брекчии; 5 — тектонические глинки; 6 — послерудные трещины I этапа; 7 — послерудные трещины II этапа

- 1) скарново-медно-магнетитовые;
- 2) скарново-полиметаллические с вкрапленными рудами;
- 3) скарново-полиметаллические с богатыми рудами;
- 4) полиметаллические с незначительным количеством скарновых минералов или без них.

Все эти месторождения связаны между собой постепенными переходами и образовались в различные стадии одного и того же этапа рудоотложения. В наиболее ранние стадии сформировались скарново-медно-магнетитовые руды. В самую последнюю стадию отложились сульфиды свинца и цинка, сопровождающиеся кварцем и карбонатом; скарновые минералы в них практически отсутствуют. В пределах рудного поля отчетливо выражена горизонтальная зональность, проявляющаяся в по-

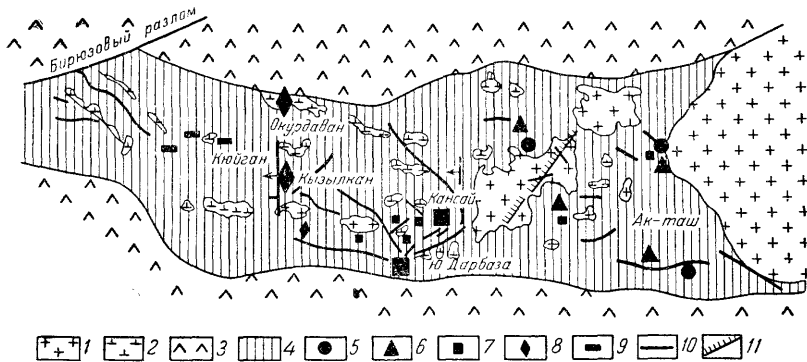


Рис. 85. Схема распределения оруденения в Кансайском рудном поле.

1 — ранневарисские гранодиориты; 2 — верхнепалеозойские малые интрузивы гранитоидов; 3 — верхнепалеозойские эффузивные кварцевые порфиры; 4 — известняки D_2-C_1 ; 5 — скарново-медно-магнетитовые рудные тела; 6 — скарново-полиметаллические рудные тела с вкрапленным оруденением; 7 — скарново-полиметаллические рудные тела с богатыми рудами; 8 — полиметаллические рудные тела; 9 — свинцовые рудные тела; 10 — тектонические нарушения; 11 — дайки диабазовых порфиров

степенной смене в направлении с востока на запад высокотемпературных рудных образований более низкотемпературными (рис. 85).

Такое закономерное размещение месторождений Кансайского рудного поля объясняется взаимной связью процессов рудоотложения и образования рудовмещающих структур. Одновременно с процессом рудоотложения шло последовательно смещающееся к западу развитие трещин. Аналогичные явления наблюдал Ф. И. Вольфсон и на Такелийском рудном поле.

В качестве общего вывода необходимо указать, что внутрирудная тектоника является одним из решающих факторов в распределении оруденения для целого ряда месторождений, особенно образовавшихся в условиях средних и низких температур, в которых промышленно важные элементы связаны с более поздними стадиями минералообразования. В этом отношении важная роль внутрирудной тектоники выявлена во многих низкотемпературных золоторудных (Тасеевское, Дарасунское и др.), сурьмяно-ртутных (Терек и др.) и полиметаллических месторождениях, Садон, Такели, Кан-и-Мансур, Тарыэкан и др.).

Очень важная роль внутрирудной тектоники отмечается также в формировании урановых месторождений Канады, США и других стран, так как урановая смоляная руда обычно связана с поздними стадиями гидротермального процесса, и локализация ее во многом определяется местами развития внутрирудных тектонических движений.

Внутрирудная тектоника в месторождениях упомянутых типов нередко определяет общие закономерности пространственного распределения

различных минеральных комплексов по месторождению в целом и в отдельных рудных телах. В частности, в качестве примера можно указать описанное Д. А. Зенковым (1946) Дарасунское золото-мышьяковое месторождение. Внутрирудная тектоника на Дарасуне обусловила своеобразную горизонтальную зональность месторождения с наложением в пространстве одних стадий на другие. Приуроченность золоторудной минерализации к жилам поздних стадий, располагающимся в северной части месторождения, определила соответствующее направление разведочных работ, давших положительные результаты.

Не менее важное значение внутрирудные движения имеют в формировании рудных тел, распределении обогащенных участков и рудных столбов. В гидротермальных месторождениях, характеризующихся многостадийностью процесса минералообразования, пространственная локализация рудных тел, связанных с определенной стадией, находится в связи не с дорудными движениями вообще, а с теми, которые непосредственно предшествовали отложению образований этой стадии. Так, например, в полиметаллических жильных месторождениях локализация сульфидных тел определяется полостями приоткрывания, возникшими в результате внутрирудных движений непосредственно перед отложением основной массы сульфидов. Нередко такие сульфидные рудные тела связаны со второй или третьей стадиями минералообразования, которые накладываются на жилы более ранних стадий, несущих небольшие количества сульфидов.

Опыт изучения внутрирудной тектоники показывает, что деформации этого времени обычно не захватывают таких широких площадей, как предшествовавшие им движения, а развиваются более локально. Чаще всего они проявляются не по всей длине дорудного тектонического нарушения, а лишь в наиболее ослабленных участках. К последним относятся места пересечения и сопряжения разрывов, изгибов их по простиранию и падению, а также участки пересечения разрывами контактов пород с различными механическими свойствами и др. Одновременно с этим устанавливается, что интенсивность внутрирудных тектонических движений затухает к концу проявления гидротермальной деятельности. Общей характерной особенностью внутрирудных движений являются незначительные амплитуды смещений блоков пород по рудоносным трещинам скалывания, обычно выражающиеся лишь десятками сантиметров, реже — первыми метрами. В некоторых случаях внутрирудные деформации настолько незначительны, что они приводят к растрескиванию более ранних жил или выражаются в простом приоткрывании рудоносных трещин.

Изучение внутрирудной тектоники тесно связано с выделением разновозрастных жил, характеризующихся определенными минеральными комплексами и четким обособлением в пространстве. Установление последовательности образования этих жил дает возможность наметить соответствующие стадии внутрирудных движений. При этом необходимо прежде всего выделять наиболее ясно выраженные тектонические движения, характеризующие главные особенности внутрирудной тектоники месторождения. Обычно эти движения фиксируют границы образования жил различных стадий минерализации. Наиболее четким доказательством этих движений является пересечение ранних жил и тел более поздними минеральными образованиями, особенно если трещина, вмещающая молодую жилу, смещает более древнюю. Следы внутрирудных движений находят отражения также в текстурных особенностях минеральных образований. В этих случаях наблюдаются брекчиевые, кокардовые, полосчатые текстуры, текстуры пересечения и др.

Нередко жилы различного минералогического состава располагаются в одном тектоническом нарушении, образуя единое полосчатое тело. В таком случае необходимо найти доказательства того, что эти жилы не являются результатом последовательного отложения минералов одной

стадии, а возникали за счет неоднократного подновления трещины и заполнения ее жилами разных стадий минерализации.

Полосчатое строение жильного тела, возникшего в результате отложения разновозрастных жил в одной тектонической трещине, могло быть результатом простого приоткрывания трещины без смещения стенок или приоткрывания их в результате перемещений вдоль трещины. В последнем случае на контактах жил обычно отмечаются зеркала со штрихами и бороздами скольжения, к которым «припаяны» минеральные образования, отложившиеся после этой подвижки. Эти зеркала обычно обуславливают четкие и прямолинейные контакты жил, на которых нарастают кристаллы

минералов поздней стадии. Пример внутрирудного зеркала приведен на рис. 77.

Вдоль таких контактов нередко можно видеть следы дробления более ранних жильных образований, выражающиеся в появлении микробрекций, деформированных кристаллов, мелких просечек и апофиз минералов последующей стадии, пересекающих контакты разновозрастных жил. Тектонические движения, создающие внутрирудные зеркала скольжения, могут приводить к переориентировке внутреннего строения минералов ранних жил, которая устанавливается с помощью микроструктурного анализа. Как будет

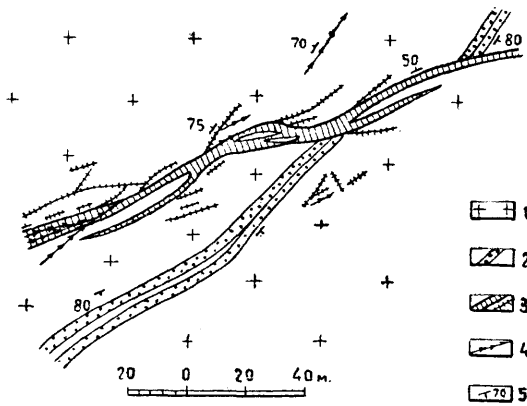


Рис. 86. Пересечение и смещение жилы белого кварца нарушением, залеченным серо-зеленым кварцем второй стадии

1 — гранодиориты; 2 — белый кварц первой стадии; 3 — серо-зеленый кварц второй стадии; 4 — баритовые жилы; 5 — элементы залегания.

показано в соответствующей главе настоящей работы, микроструктурный анализ позволяет не только выявить наличие внутрирудных тектонических деформаций, но и установить линию скольжения происходивших подвижек. Конечно, самым убедительным доказательством приоткрывания трещины в результате движений по ней по-прежнему является установление смещений ранних образований по трещинам, вмещающим более поздние жилы.

В отличие от охарактеризованного случая, пересечение двух жил без смещения обычно свидетельствует о простом приоткрывании трещин. Такое приоткрывание во время рудоотложения может происходить неоднократно, обуславливая сложное полосчатое строение жильного тела. Жилы последующих стадий минерализации могут располагаться по одному или двум контактам более древней жилы, а также и в ее центральной части. Таким образом, в зависимости от расположения наложенных жил, в некоторых случаях могут возникать симметрично-зональные жильные тела, внешне сходные с аналогичными по строению телами, но возникшими в результате последовательного отложения различных минералов одной стадии минерализации на стенках какой-либо полости. Тщательное изучение контактов таких жил, выявление апофиз одних жил среди других и некоторых особенностей их строения обычно позволяет решить вопрос о способе формирования полосчатых жил. Следует иметь в виду, что при приоткрывании трещины во время рудоотложения могут образоваться обломки более ранних жил, которые будут сцементированы материалом последующих жил. Такие явления обычно не отмечаются в случае выполнения полости минералами одной и той же стадии минерализации.

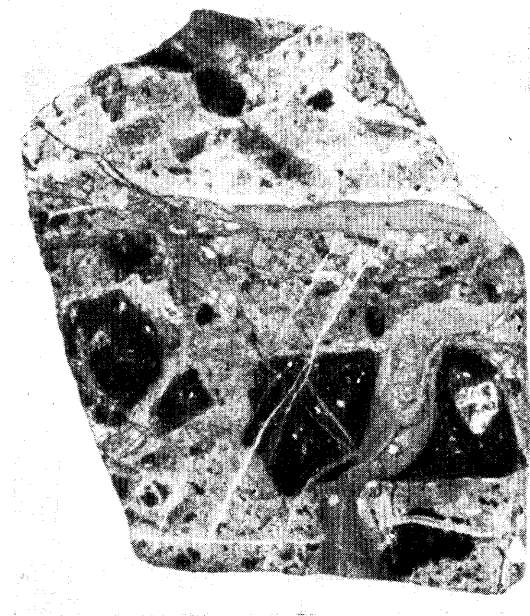
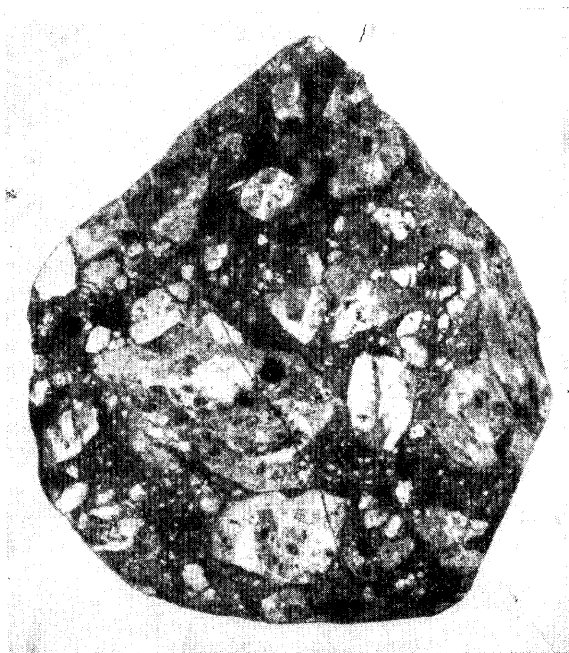


Рис. 87. Разновидности кварца; фотографии при-
полированных образцов

Вверху — обломки белого кварца, сцементированные тем-
ным кварцем с хлоритом; внизу — пересечения различных
разновидностей кварца, обусловленные внутрискристаллическими
движениями

Для иллюстрации методики подхода к выявлению основных этапов внутрирудной тектоники кратко изложим результаты ее изучения на жильном полиметаллическом месторождении, залегающем среди гранитоидов. Рудные жилы этого месторождения локализуются в пределах довольно протяженных трещин скальвания северо-восточного простирания, круто падающих на северо-запад. В лежащем и висящем боках этих основных нарушений развиты рудоносные оперяющие трещины скальвания почти меридионального простирания, круто падающие на запад.

Как в основных нарушениях, так и в оперяющих их трещинах размещаются жилы различного состава. Среди них наиболее распространены жилы белого и серо-зеленого кварца, а также сидерит-баритовые жилы. Менее распространены кварц-сульфидные жилы, с которыми связаны скопления полиметаллических руд. В незначительных количествах встречаются кальцит-хлоритовые жилы и прожилки. Все упомянутые разновидности жил и прожилков часто залегают в пределах одного тектонического нарушения, образуя сложные жильные тела, нередко имеющие полосчатое строение.

Рудные тела месторождения представляют собой жилообразные залежи средней мощностью около 1 м, реже до 2—2,5 м. В местах сочленения основных нарушений с оперяющими трещинами мощности рудных тел увеличиваются, и они приобретают форму столбообразных залежей.

При картировании поверхности месторождения в масштабе 1:1000 и документации подземных горных выработок была установлена последовательность формирования жил и намечены стадии минерализации. На основании наблюдений над взаимными пересечениями жил, составом брекчий и особенностями минералогического состава жил были выделены следующие стадии минерализации, разделенные существенными тектоническими подвигками (от ранних к более поздним):

- 1) белого мелкозернистого кварца,
- 2) серо-зеленого кварца с хлоритом,
- 3) кварц-сидерит-сульфидная,
- 4) баритовая,
- 5) кальцит-хлоритовая.

При картировании поверхности было установлено, что жила белого мелкозернистого кварца сечется и смещается тектоническим нарушением, по которому развивается протяженная и довольно мощная жила серо-зеленого кварца второй стадии (рис. 86). В месте пересечения этих жил встречаются брекчии, в которых обломки белого кварца цементируются темным кварцем с хлоритом (рис. 87). Необходимо отметить, что образование кварцевых жил второй стадии проходило в обстановке незначительного дробления, которое фиксируется пересекающимися прожилками кварца различных разновидностей. Последние не получили повсеместного распространения и встречаются главным образом внутри жильного тела серо-зеленого кварца. На рис. 87 видны соотношения различных разновидностей кварца, обусловленные внутрирудным дроблением.

Кварц-сидерит-сульфидные жилы занимают на месторождении четко обособленное положение и резко отделяются от кварцевых.

Во многих подземных горных выработках были задокументированы совершенно ясные пересечения жил белого и серо-зеленого кварца сидерит-сульфидными жилами и прожилками, а также цементирование раздробленных кварцевых жил сульфидами. Одно из таких пересечений показано на рис. 88.

В отдельных местах контакты кварцевых жил с сульфидами характеризуются наличием отчетливых поверхностей с зеркалами скольжения, причем сульфиды «припаяны» к этим зеркалам и проникают в кварцевую жилу в виде апофиз и прожилков. В сульфидных жилах вблизи таких мест встречаются округлые обломки кварца.

Баритовые жилы на месторождении получили очень широкое распространение. Помимо барита, в их составе принимают участие кварц и анкерит, обычно тяготеющие к зальбандам жил. Отмечается также редкая вкрапленность галенита, сфалерита, пирита и халькопирита. Баритовые жилы отчетливо пересекают кварцевые и сидерит-сульфидные жилы иногда с заметным смещением (рис. 89). Взаимные переходы между сидерит-сульфидными и баритовыми жилами нигде не отмечались.

Интересные данные по взаимоотношениям жил были получены при изучении контактов барит-анкеритовых жил с кварцевыми и сульфидными жилами.

В правой части забоя, показанного на рис. 90, кварцевая жила залегает внутри баритовой, создавая, таким образом, впечатление о более позднем отложении кварца. Однако при детальном рассмотрении обнару-

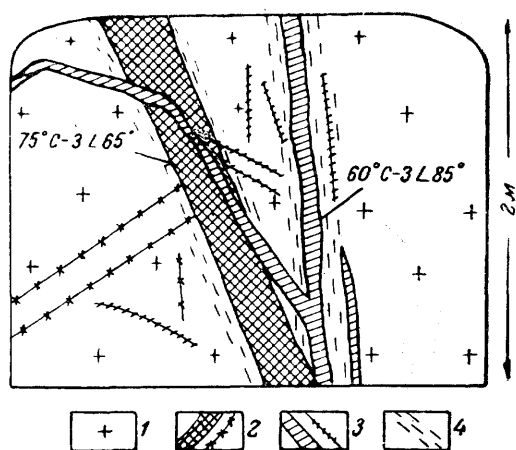


Рис. 88. Пересечение кварцевой жилы сидерит-сульфидным прожилком. Зарисовка забоя 1 — диоритовые порфиры; 2 — кварцевые жилы; 3 — сидерит-сульфидные жилы; 4 — тектонические трещины

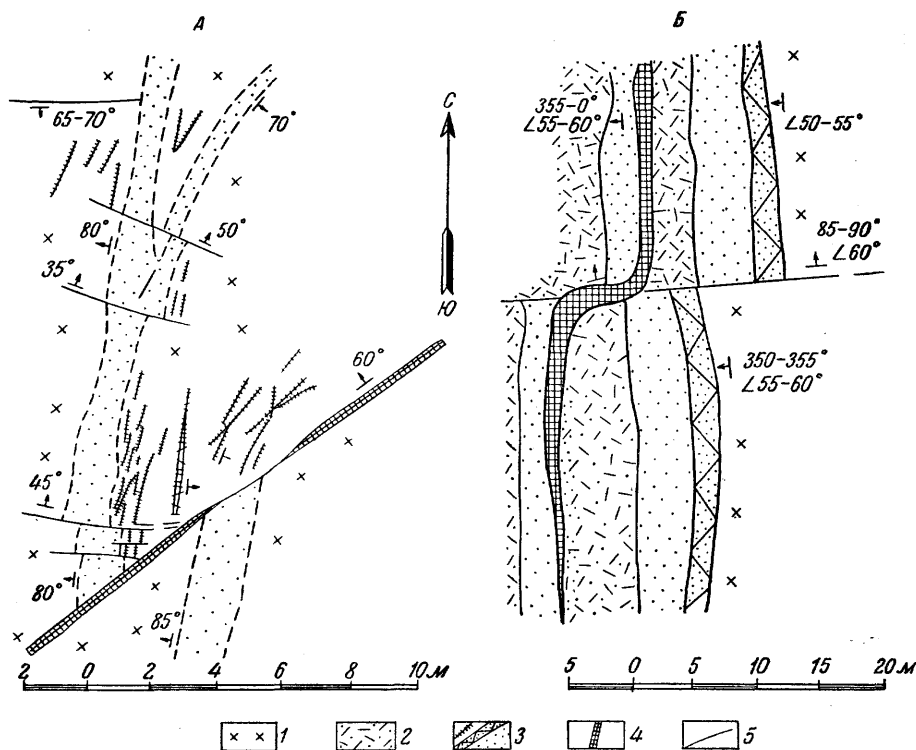


Рис. 89. Пересечение и смещение кварцевых жил нарушениями, залеченными баритовыми жилами четвертой стадии минерализации 1 — гранодиорит; 2 — окварцованный гранодиорит; 3 — жилы кварца первой и второй стадий; 4 — жилы барита; 5 — тектонические трещины

жилось, что контакты кварцевой жилы с барит-анкеритовой характеризуются прямолинейностью и проходят по тектонической плоскости с зеркалами скольжения, на которых нарастает анкерит. Жила кварца раздроблена и пересекается прожилками и апофизами анкерита. Следовательно, кварцевая жила является более ранней, а отложению анкерита и барита предшествовали тектонические движения вдоль контактов ее.

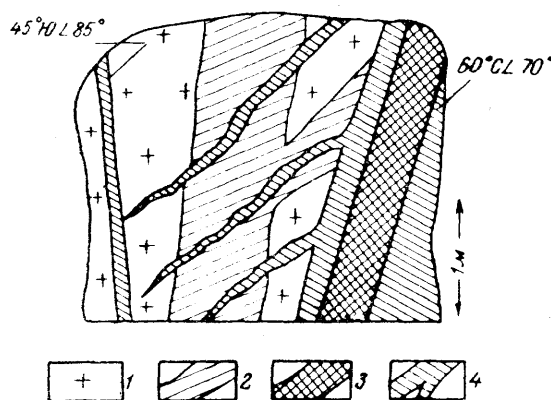


Рис. 90. Соотношения кварцевых, сульфидных и барит-карбонатных жил. Зарисовка забоя
1 — гранит-порфиры; 2 — сульфидная жила; 3 — кварцевая жила; 4 — барит-анкеритовая жила

паяны» к поверхности зеркала и не обнаруживают следов дробления.

Указанные взаимоотношения позволяют однозначно говорить о более позднем образовании анкерит-баритовых жил по отношению с сульфидным.

Кальцит-хлоритовые жилы завершают процесс формирования месторождения. Они пересекают и в ряде случаев смещают все более ранние жилы, характеризуются постоянством положения в жильных телах. На рис. 92 показаны взаимоотношения кальцит-хлоритовых жил с более ранними образованиями.

Выявление направлений перемещения блоков пород по поверхности минерализованных трещин в различные стадии минерализации позволило выяснить условия локализации промышленно важных сульфидных тел, связанных с жилами третьей стадии минерализации.

Необходимо отметить, что в последнее время важная роль внутрирудных подвижек выявляется не только для месторождений собственно гидротермального генезиса, но и для других типов. В частности, отмечается большое значение внутрирудной тектоники в формировании медно-никелевых позднемагматических пегматитовых (Кузнецов, 1955), грейзеновых и скарновых месторождений (Пэк, 1946; Кушнарев, 1947; Вольфсон, 1951). Все изложенное показывает, что изучение структуры месторождений при крупномасштабном картировании и подземной документации должно сопровождаться тщательным выяснением главнейших особенностей внутрирудной тектоники.

Контакт между сульфидами и анкерит-баритовой жилой также имеет прямолинейные очертания, причем в анкерит-баритовой массе иногда наблюдаются обломки сульфидов (рис. 91). В некоторых местах контакт сульфидов с анкерит-баритовой жилой проходит по тектоническому зеркалу, причем анкерит нарастает на растертых сульфидах этого зеркала. Микроскопическое изучение шлифов из этих мест показало, что анкерит, кварц и барит действительно «при-

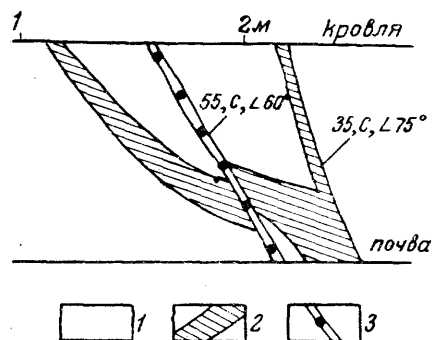


Рис. 92. Соотношения баритово-карбонатных жил с кальцито-хлоритовым прожилком

1 — граниты; 2 — баритово-карбонатные жилы; 3 — кальцито-хлоритовый прожилок

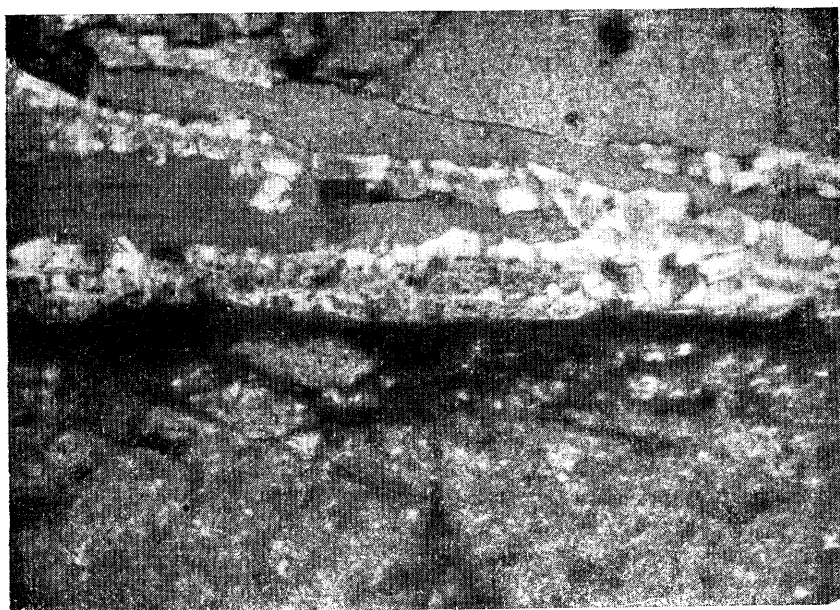
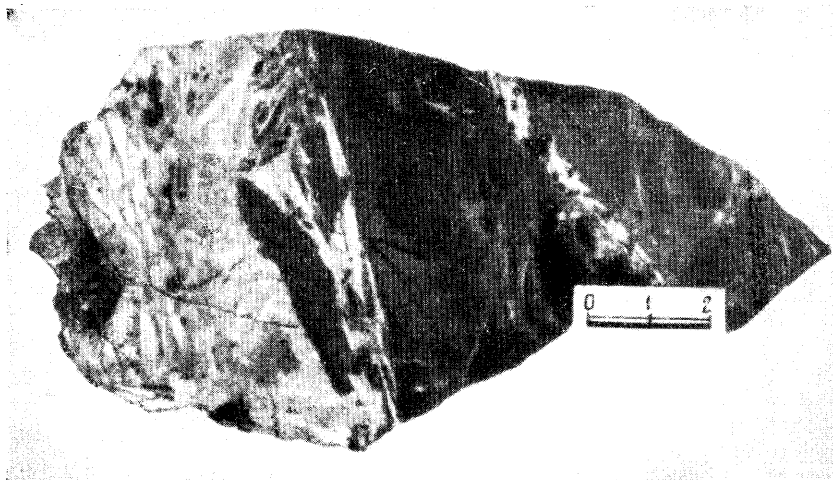


Рис. 91. Контакты жил

Вверху — контакт сульфидной жилы (темное) с баритово-карбонатной. Сульфиды пересекаются баритово-карбонатным прожилком, обломки их цементируются баритово-карбонатной массой; фотография шлифованного образца. Внизу — образец из тектонического зеркала на контакте сульфидной и баритово-карбонатной жил. Карбонатно-кварцево-баритовая масса не раздроблена и «припаяна» к поверхности зеркала; фотография прозрачного шлифа. Увеличение $\times 46$.

Б — барит; *Кв* — кварц; *Кб* — карбонат; черное — сульфиды, замещающие серицитизированные гранит-порфиры

Послерудные нарушения

Под послерудными понимаются такие нарушения, которые рассекают и так или иначе деформируют эндогенные рудные тела. В гидротермальных месторождениях различных типов к послерудным следует относить нарушения, возникшие после отложения самых молодых минеральных образований.

Нельзя признать правильным иногда встречающуюся тенденцию относить трещины к послерудным на том основании, что они залечены жилами и прожилками более молодых стадий минерализации, чем основная масса руд. Поскольку такие жильные образования возникают на заключительных стадиях единого процесса рудообразования, вмещающие их трещины должны быть отнесены к внутрирудным. Таким образом, послерудные нарушения в рассматриваемых месторождениях являются и послеминерализационными, образовавшимися после прекращения деятельности гидротермальных растворов.

В месторождениях магматического происхождения и пегматитах минералообразование может продолжаться и после формирования рудных тел, за счет последующих гидротермальных процессов. В таких месторождениях целесообразно различать послерудные и послеминерализационные нарушения. К послерудным нарушениям здесь следует относить такие, которые деформируют и смещают рудные залежи, хотя вдоль этих нарушений могут наблюдаться и некоторые проявления последующей гидротермальной минерализации.

Характерным признаком таких послерудных нарушений является разрыв и смещение магматических и пегматитовых рудных тел и отсутствие вдоль них минералов, слагающих рудные залежи. Послеминерализационные нарушения в условиях этих месторождений должны деформировать все эндогенные образования.

Для подавляющего большинства магматических и пегматитовых месторождений наибольшее значение имеют послерудные нарушения, так как обычно собственно гидротермальные образования в них не пользуются существенным развитием и с ними редко бывают связаны промышленные концентрации каких-либо элементов. В случае же пространственного совпадения или взаимных переходов различных рудных тел, например пегматитовых и гидротермальных жил, следует выделять только послерудные нарушения, также как и для собственно гидротермальных многостадийных месторождений.

Как показал опыт детального картирования и разведки, послерудные нарушения встречаются во всех генетических типах рудных месторождений. Однако имеющийся фактический материал по рудным районам гидротермальных месторождений Советского Союза и зарубежных стран позволяет согласиться с мнением В. М. Крейтера (1956) о том, что значение послерудной тектоники многие геологи переоценивают, и что она не играет столь существенной роли, как дорудная. Тем не менее, известны месторождения и отдельные рудные районы, в которых послерудной тектонике принадлежит существенная роль и поэтому было бы неправильным не учитывать ее проявления в пределах изучаемых территорий.

Следует отметить, что вывод о сравнительно небольшом значении послерудных деформаций справедлив прежде всего для месторождений, в которых эти нарушения относятся к той же фазе складчатости, с которой связано и рудообразование. Для многих рудных районов подмечено, что интенсивность тектонических деформаций постепенно затухает во времени. Так, по дорудным нарушениям амплитуды смещения часто достигают сотен или десятков метров, внутриминерализационные перемещения обычно не превышают первых метров или даже долей метров, а амплитуды смещений вдоль послерудных нарушений еще

меньше. Однако известны и исключения из этого правила. Так, послерудные нарушения в некоторых магматических и пегматитовых месторождениях имеют иногда амплитуды порядка нескольких десятков метров и даже больше. По-видимому, это связано с тем, что такие месторождения формировались во время становления магматических тел, когда тектонические деформации проявлялись еще достаточно интенсивно.

Иную оценку можно дать послерудным перемещениям, если они относятся к фазам складчатости, существенно более поздним, чем рудообразование. В таких случаях амплитуды послерудных нарушений оказываются часто весьма большими. Так, например, широкое развитие крупных послерудных нарушений на некоторых месторождениях палеозойского возраста Средней Азии связано с альпийской складчатостью.

Необходимость изучения послерудной тектоники в рудных полях и месторождениях диктуется целым рядом обстоятельств. Прежде всего, возникает задача поисков смещенных частей рудоносных зон и рудных тел. Даже если послерудные смещения имеют небольшую амплитуду, но выводят рудную жилу за пределы разведочной горной выработки, поиски ее требуют дополнительных затрат. Многочисленные мелкие послерудные нарушения значительно осложняют эксплуатацию и должны учитываться при выборе системы разработки месторождения. Кроме того, послерудные нарушения могут оказывать значительное влияние на процессы окисления первичных руд и локализацию руд в зоне цементации. Известны такие примеры, когда послерудные нарушения обуславливают проявление зоны окисления трещинного типа и большую глубину ее развития. С послерудными нарушениями могут быть связаны, например, смитсонитовые руды зоны окисления полиметаллических месторождений в известняках.

В некоторых случаях послерудные деформации могут сопровождаться явлениями метаморфизма рудных залежей, изменением их формы и внутреннего строения, связанного с перераспределением рудных компонентов (некоторые медноколчеданные и полиметаллические месторождения Урала, Алтая и др.).

Тектонические нарушения, возникшие в послерудное время, нередко проявляются по направлению дорудных трещин. В этом случае с ними бывают связаны явления раздробления рудных тел и подновления их контактов, вдоль которых развиваются тектонические глинки.

Помимо подновления ранее заложённых дизъюнктивных нарушений, иногда возникают также послерудные тектонические нарушения иного пространственного положения, не совпадающего с направлениями главных рудоносных нарушений.

Вопрос о послерудном возрасте того или иного дизъюнктивного нарушения решается по ряду признаков, из которых наиболее важны его соотношения с рудными телами, либо зонами гидротермального изменения вмещающих пород. Явное пересечение, смещение и брекчирование рудных тел указывает на то, что по данному нарушению происходили послерудные движения. Однако вопрос о том, является ли это нарушение собственно послерудным, или дорудным, но подновленным в послерудное время, можно решить однозначно лишь при более детальном исследовании тектонической глинки, рудных обломков в ней, контактов рудного тела около нарушения и др.

Некоторые особенности методики изучения таких соотношений мы рассматривали при описании признаков дорудных нарушений. Конечно, сомнений в возрасте послерудного нарушения не возникает, если оно пересекает и смещает все гидротермальные образования, содержит их обломки и растертый материал, а само не сопровождается никакими

признаками гидротермальной минерализации или изменения боковых пород.

Нередко такие послерудные нарушения вызывают растаскивание и загибы рудных тел, образование штрихов, борозд и зеркал скольжения на руде. Послерудный возраст дизъюнктивного нарушения определяется однозначно, если оно пересекает толщу пород, заведомо более молодых, чем рудные месторождения. Чаще всего это удается наблюдать в районах, характеризующихся проявлением двух или более эпох складчатости.

Напомним, что в некоторых случаях при изучении послерудных дизъюнктивных нарушений мы рекомендовали использовать внешние признаки глинок тектонических нарушений, в том числе и их цвет. Последний обычно зависит от минералогического состава пересекаемых жильных образований и пород. Так, например, послерудные нарушения, рассекающие рудные тела с гематитом, имеют красноватый цвет за счет растертого гематита.

Тектоническая глинка в нарушениях, секущих сульфидные рудные тела, характеризуется темным или черным цветом. Однако один этот признак не может быть решающим, так как, например, послерудные глинки нарушений, проходящих в хлоритизированных породах, и хлоритизированные дорудные глинки будут иметь одинаковый зеленоватый цвет. Внимательное изучение тектонических глинок на каждом месторождении позволяет выявить специфические признаки, характерные для разновозрастных нарушений.

Для иллюстрации возможного подхода к изучению послерудной тектоники кратко остановимся на описании примера месторождения, на котором послерудные нарушения получили широкое распространение. Жилы месторождения с полиметаллическим оруденением приурочены к протяженным трещинам скалывания северо-восточного простирания, круто падающим на северо-запад. Вдоль этих жил, залегающих в гранитоидах, прослеживаются полосы серицитизированных и хлоритизированных пород. При картировании поверхности существенные смещения рудных жил не отмечались. Однако подземные разведочные горные выработки вскрыли большое число разнообразно ориентированных послерудных нарушений. В отдельных местах эти нарушения встречаются столь часто, что разрезают рудные жилы на блоки длиной 1—2 м. Подавляющее большинство нарушений имеет весьма незначительные амплитуды перемещений, выражающиеся первыми десятками сантиметров, реже первыми метрами. По мере развития горных работ были вскрыты и более крупные послерудные нарушения с амплитудами смещений в 40—50 м. В общей сложности эти послерудные нарушения значительно затрудняли проведение разведочных работ, что вызвало необходимость их специального изучения.

Тщательная документация подземных горных выработок позволила установить, что эти нарушения моложе всех гидротермальных образований, развитых на месторождении, в том числе и самых поздних кальцитовых жилок. Вдоль них не отмечается никаких признаков гидротермального изменения вмещающих пород и, следовательно, их можно назвать послерудными (послеминерализационными). Они представлены четкими поверхностями скольжения, вдоль которых развиваются тектонические глинки, отмечается брекчирование и дробление рудных тел и вмещающих пород.

В послерудных нарушениях с небольшими амплитудами смещения мощность тектонических глинок изменяется от миллиметров до нескольких сантиметров. Крупные послерудные нарушения характеризуются более сложным строением. В них отмечаются две или более четкие поверхности с тектоническими глинками мощностью до 10—30 см, между которыми располагаются перемятые и раздробленные породы. Общая

мощность интенсивно деформированных пород достигает в них 2 — 3 м. Эти раздробленные породы ничем не сцементированы, рыхлы, а тектонические глинки мягки и пластичны. Обычно тектонические глинки послерудных нарушений имеют светлую окраску (белую, желтую, светло-серую), однако в пределах рудных тел и минерализованных зон они приобретают серый и зеленоватый цвет.

Замеры элементов залегания 190 послерудных трещин с тектоническими глинками, сведенные в диаграмму, позволили выявить основные направления послерудных трещин. На диаграмме (рис. 93) отчетливо выделяются 6 максимумов, отвечающих послерудным трещинам со следующими элементами залегания (табл. 3).

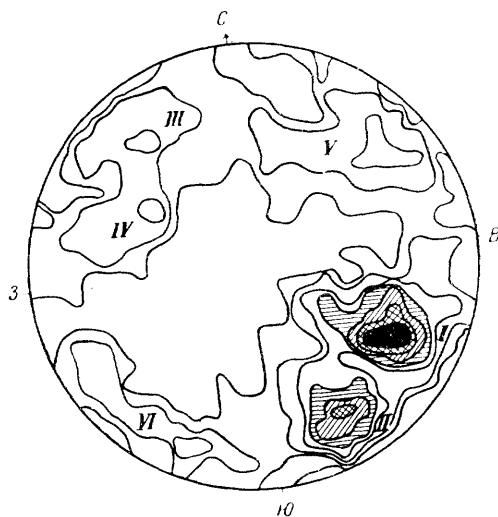


Рис. 93. Диаграмма ориентировки послерудных нарушений; 190 трещин с тектонической глиной. $< 0,5-1=2=3=4=5=6 < 0\%$

Таблица 3

Максимум	Азимут простираия	Направление падения	Угол падения
I	35°	Ю-В	60°
II	65°	Ю-В	65°
III	55°	С-З	60°
IV	35°	С-З	45°
V	325°	С-В	65°
VI	310°	Ю-З	75°

Рассматривая соотношения трещин, выраженных максимумами I и IV, можно заключить, что они являются сопряженными и отвечают двум плоскостям скалывания. Такую же сопряженность можно усмотреть и в пространственном положении максимумов II и III. Различные плотности максимумов I и IV, а также II и III свидетельствуют о преимущественном развитии односистемного скалывания по плоскостям, падающим на юго-восток. Максимумы I и II представляют послерудные нарушения, близкие по простираию с рудоносными трещинами, но падающие в противоположном направлении. С ними связаны наибольшие амплитуды смещений рудных тел. Элементы залегания максимумов III и IV близки к таковым для жильных зон в целом, и с этими послерудными нарушениями связано раздробление контактов рудных тел.

Максимумы V и VI, несмотря на относительно небольшую плотность их, достаточно четко фиксируют две системы трещин скалывания северо-западного простираия. Они почти перпендикулярны первым двум системам послерудных нарушений и рудным телам.

Анализ диаграмм позволил заключить, что системы сопряженных трещин скалывания северо-восточного и северо-западного простираий при таком взаимном расположении едва ли могут относиться к одному этапу деформации. Изучение возрастных соотношений послерудных тре-

щин северо-западного и северо-восточного простираний подтвердило это предположение и позволило установить последовательность проявления их во времени.

При документации горных выработок были установлены случаи пересечения и смещения послерудных трещин северо-западного простирания послерудными нарушениями северо-восточного простирания (рис. 94).

Изучение взаимоотношений послерудных нарушений северо-восточного простирания позволило установить, что они были сформированы не в одно время. Обычно трещины, отвечающие максимумам I и IV, пересекаются и смещаются послерудными нарушениями, отраженными

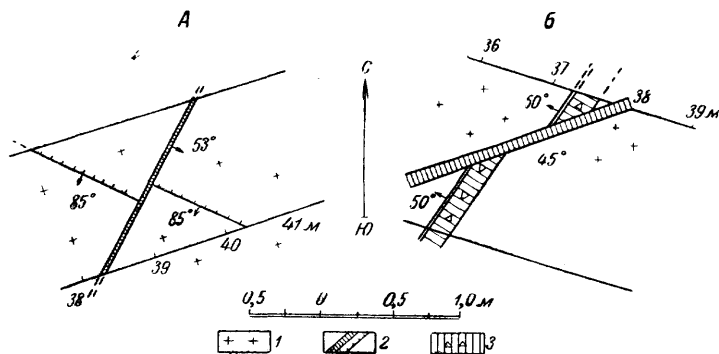


Рис. 94. Зарисовки взаимоотношений послерудных нарушений
 А — кровля северо-восточного штрека II горизонта; Б — кровля западного
 квершлага I горизонта; 1 — гранит-порфир; 2 — послерудные нарушения с
 тектоническими глинками; 3 — раздробленные и перетертые породы

максимумами II и III. Таким образом, на площади месторождения проявились три последовательных этапа послерудных деформаций:

1) нарушения северо-западного простирания образовались в первый этап деформации;

2) системы послерудных нарушений северо-восточного (35°) простирания фиксируют второй этап деформации;

3) наиболее крупные послерудные нарушения северо-восточного ($55-65^\circ$) простирания, из которых падающие на юг оказались наиболее важными, относятся к третьему этапу деформации.

Изучение перемещений по послерудным нарушениям контактов даек, жил показало, что по этим трещинам происходили в основном надвиговые перемещения, иногда переходящие в сдвиго-надвиговые. Это подтверждалось пространственным положением трещин оперения, а также складок волочения в тектонических глинках, приуроченных к послерудным нарушениям.

При изучении перемещений обнаружилось, что величина их по двум первым наиболее ранним сериям трещин, как правило, не превышает первых метров. В отличие от этого, по нарушениям третьей, самой молодой серии трещин (азимут простирания $55-65^\circ$), амплитуды перемещений имеют во много раз большие величины и часто достигают нескольких десятков метров.

Выявление направлений и величины смещений по послерудным нарушениям разных серий позволило сделать ряд практических выводов, которые были использованы при поисках смещенных частей рудных тел. Эти выводы в основном получили подтверждение при последующих разведочных работах.

Определение возраста дизъюнктивных нарушений на основе амплитуд смещения разновозрастных образований

Относительный возраст дизъюнктивных нарушений и историю их развития иногда можно определить на основе анализа амплитуд смещения разновозрастных образований по изучаемым дизъюнктивным нарушениям. Если, например, дизъюнктивное нарушение, пересекающее разновозрастные толщи, смещает более древние отложения на большую амплитуду по сравнению с величиной смещения молодой толщи, то можно говорить о заложении этого разлома до отложения молодых пород и подновления его в последующее время.

Случаи смещения молодых толщ на большую амплитуду не меняют существа вывода о времени заложения дизъюнктивного нарушения, а говорят лишь о различном направлении подвижек по нему в разные этапы его развития. С этой же целью можно использовать наблюдения над амплитудами смещения разновозрастных интрузивов, даек, жил, разломов и т. д.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРАВЛЕНИЙ И АМПЛИТУД ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ПО РАЗРЫВАМ

1. О классификации тектонических разрывов

Изучение дизъюнктивных нарушений началось очень давно, в связи с требованиями развивающегося горного промысла. Особенное внимание вопросу об этих нарушениях стало уделяться с начала текущего столетия. К этому времени относится разработка классификаций тектонических нарушений и методов математического их анализа. Построение таких классификаций шло по двум направлениям: геометрическому, или морфологическому, и генетическому. Проанализировав все возможные сочетания пласта и сместителя, Р. Гауссе в 1903 г. установил более 100 различных форм дизъюнктивных нарушений и тем самым положил начало их геометрической классификации. Несколько позже П. М. Леонтовский (1905) сократил число возможных сочетаний до 71.

В 1907 г. В. И. Бауман дал наиболее стройную классификацию, получившую довольно широкое распространение среди маркшейдеров и фигурирующую во многих учебниках и учебных пособиях по горной геометрии и маркшейдерскому делу. Он показал, что если рассматривать сочетания разрывов с пластами в пространстве, не принимая во внимание их положения относительно плоскости горизонта, то число таких сочетаний равняется 43. Он разделил их на пять групп, основываясь на следующих ведущих принципах: 1) висячий блок разрыва условно принят за подвижный, лежащий — за неподвижный; 2) направлением перемещения считается линия, лежащая в плоскости сместителя и перпендикулярная к следу пересечения пласта и разрыва (сместителя). Если эта линия перемещения совпадает с направлением падения разрыва, различают две группы перемещений: 1 группа, сбросы — висячий блок опущен; 2 группа, взбросы или надвиги — висячий блок поднят. В случае совпадения линии перемещения с простиранием разрыва выделяется третья группа нарушений — сдвиги. Косое положение этой линии по отношению к элементам залегания нарушения дает 4 группу перемещения — сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги. К 5 группе В. И. Бауман относит так называемые нейтральные нарушения, отвечающие вертикальному положению плоскости сместителя.

Нетрудно видеть, что принятая В. И. Бауманом линия смещения не имеет никакого отношения к действительному направлению перемещения соседних блоков в плоскости разрыва, а следовательно, и сама классификация оторвана от реальных природных соотношений, т. е. абстрактна. Вследствие этого она никакого распространения среди геологов не полу-

чила, хотя само деление разломов на пять перечисленных групп было сохранено, правда, с иным внутренним содержанием.

Американские геологи также пришли к выводу о необходимости тщательного исследования дизъюнктивных нарушений с применением точных геометрических приемов и выработки для них соответствующей классификации. В связи со статьей Рэнсома (1906) на страницах журнала «Economic Geology» в 1907 г. возникла большая дискуссия по поводу систематики нарушений, а позже в 1912 г. Американским Геологическим обществом был даже создан специальный комитет (под руководством Г. Рида) для разработки классификации.

Комитет предложил все дизъюнктивные нарушения (faults) разделять на сбросы (dip slip faults или normal faults), взбросы (dip slip reverse faults), сдвиги (strike slip faults) и разрывы с косым смещением (oblique faults). В зависимости от того, секут ли разрывы пласты параллельно простиранию, поперек или косо — соответственно выделялись продольные, поперечные или диагональные нарушения. Эти определения рекомендовалось добавлять к отмеченным выше терминам классификации.

Из отечественных классификаций заслуживает особого внимания классификация И. А. Молчанова (1935, 1939). В последнее время у нас появились две морфологических классификации, — одна из них предложена А. А. Белицким (1953), а другая М. В. Гзовским (1954). М. В. Гзовский в своей статье дает принципы для генетической классификации разрывов. На разборе этих принципов и классификации И. А. Молчанова мы остановимся несколько подробнее.

Необходимо упомянуть и о предложенных рядом исследователей генетических классификациях разрывов. Они страдают большими недостатками в связи с тем, что их авторы относят конкретные нарушения к той или иной группе, основываясь на чисто субъективных умозаключениях, как это хорошо показал М. В. Гзовский (1954). Так, М. А. Усов (1933) признает только тангенциальные усилия и все нарушения связывает с ними, отрицая наличие сбросов. А. А. Белицкий (1953) также признает существование только тангенциальных движений.

М. М. Тетяев (1934) выделяет две генетических группы разрывов. Одну из них он связывает с «явлениями прерывистости» в вертикальных колебательных движениях, и все нарушения, обусловленные ими, предлагает именовать сбросами; вторую группу разрывов, взбросы и сдвиги, он связывает со складчатостью и горизонтальными перемещениями масс, независимо от причин, их вызвавших. При этом он не принимает во внимание положения пластов по обе стороны от разрыва.

Без учета соотношений пластов с разрывом предлагает классифицировать нарушения и В. В. Белоусов (1952, 1954). Сбросами он предлагает считать радиальные разрывы, связанные лишь с опусканиями отдельных участков земной коры, а взбросами — радиальные разрывы, вызванные поднятиями. Термин «надвиг», по его мнению, может применяться к разрывам, возникшим под действием горизонтальных сил. С действием последних В. В. Белоусов связывает и образование сдвигов.

Несомненный интерес представляет генетическая классификация разрывов, предложенная М. В. Гзовским (1954). Этот исследователь подразделяет разрывы на глубинные (внутриконтинентальные и океанические), коровые (геосинклинальные и платформенные, а также послеплатформенные, т. е. обязанные новой активизации тектонических движений), складчатые (в платформенных и геосинклинальных областях), внутрислойные и производные (связанные с развитием более крупных разрывов). Как видно из этого перечня, выделение каждой группы основано на различных принципах, а не на общем положении, которое определяло бы классификацию.

Дискуссионность основных положений, на которых построены эти классификации, не позволяет нам дать предпочтение какой-либо из них. Более того, все эти классификации разрывов носят слишком общий, часто планетарный характер и все они не приложимы к решению задач крупномасштабной съемки. Мы не отрицаем важности установления генетических связей дизъюнктивных нарушений с различными типами структур, но, к сожалению, для подавляющего большинства типов разрывов еще не установлены формы этой связи и соответственно отсутствуют критерии, позволяющие относить их к тому или другому генетическому типу. Пока эти классификации, помимо внесения неопределенности при решении конкретных вопросов, вносят еще и терминологическую путаницу, что хорошо разобрано в статье М. В. Гзовского (1954) и отмечено нами выше.

Все сказанное заставляет нас вновь обратиться к рассмотрению морфологических классификаций разрывов, появившихся в последнее время. Если из классификации А. А. Белицкого изъять такой общий принцип, как связь разрывов с тангенциальными усилиями, то остальные принципы, на которых она базируется, имеют много общего с принципами классификации М. В. Гзовского. К ним относятся соотношения между простираниями пласта и разрыва (продольные, поперечные и диагональные), углами и направлениями их падения (более пологие по сравнению с падением разрыва и, наоборот, падающие в одну сторону или в противоположную, соответственно названные согласными и несогласными), «сдвоение» (нависание смещенных частей пласта) или «зияние» их (расхождение пластов) и некоторые другие второстепенные признаки.

Не трудно заметить, что эти же принципы были положены и в основу более ранних классификаций, предложенных Р. Гауссе, П. М. Леонтовским и др. Существенным их отличием является то, что при разделении разрывов А. А. Белицкий и М. В. Гзовский, следуя идеям И. А. Молчанова (1935, 1939), учитывают истинные направления перемещения блоков пород. А. А. Белицкий выделяет 45, а М. В. Гзовский 74 вида (формы) перемещений. Кроме общепринятых типов перемещений, М. В. Гзовский выделяет так называемые раздвиги, т. е. перемещения, перпендикулярные стенкам разрыва, но сочетаний их с другими видами нарушений он не рассматривает в целях сокращения числа этих видов.

Критикуя классификацию А. А. Белицкого, М. В. Гзовский (1954) на одном примере (рис. 95, А) показал, что, согласно А. А. Белицкому, отдельным отрезкам одного и того же разрыва по падению иногда приходится давать различные названия. Так, на участке «а» его следует называть взбросом, на участке «в» — отдвигом, а для участка «с» названия в его классификации вообще нельзя подыскать. Аналогичные трудности возникают, если мы попытаемся рассмотреть случаи пересечения разрывом нескольких одновозрастных жил (рис. 95, Б). Принимая во внимание линию скольжения, положение которой можно определить по соотношению направления разрыва и простирания жил на восточном и западном его участках, получим следующие названия: 1) для жилы 1 — диагональный согласный отрицательный подбросо-сдвиг («зияющий»); 2) для жилы 2 — продольный несогласный подброс или поддвиг («зияющий»); 3) для жилы 3 — поперечный левый отрицательный («сдвоенный») подбросо-сдвиг. Поскольку мы не имеем права отдать предпочтение соотношению разрыва с какой-либо из указанных жил, то, следовательно, потребуется объединить эти названия в одно, которое и будет звучать примерно так: диагонально-продольно-поперечный согласный-несогласный отрицательный (сдвоенно-зияющий) левый подбросо-сдвиг.

К сожалению, этот же недостаток характерен и для классификации М. В. Гзовского. Если применить его терминологию к разобранному

выше примеру, то получим: для жилы 1 — диагональный согласный правопadaющий («зияющий») сбросо-сдвиг; для жилы 2 — продольный несогласный («зияющий») сброс (или сбросо-сдвиг), 3) для жилы 3 — поперечный левопadaющий («сдвоенный») сбросо-сдвиг. Учитывая сказанное выше и соединив эти названия, мы получим столь же трудно произносимое и громоздкое наименование разрыва.

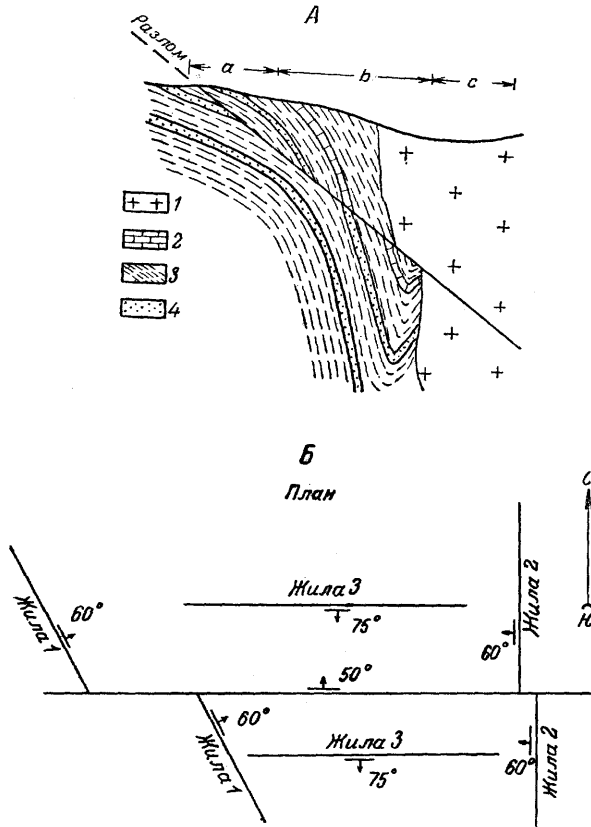


Рис. 95. Примеры соотношений различных пород по обе стороны пологого разрыва
 А — характер смещений контактов различных пород по разломам (разрез по М. В. Гзовскому, 1954); Б — перемещение по разломам трех одновозрастных жил (план)
 1 — гранит; 2 — известняки; 3 — сланцы; 4 — песчаники.

Классификациям дизъюнктивных нарушений А. А. Белицкого и М. В. Гзовского свойственны те же основные недостатки, отмеченные И. А. Молчановым для более ранних классификаций, о которых последний писал: «Все эти классификации, помимо их удручающей громоздкости, сложной и искусственной номенклатуры, игнорирующей укоренившиеся в горном деле термины, отличаются еще одним важным недостатком, совершенно аннулирующим их практическое значение. Все они рассматривают не нарушение в целом, не дизъюнктив как таковой, а только вызванное им *смещение* пласта или жилы, совершенно не учитывая *перемещения* крыльев дизъюнктива, которым это смещение вызвано. Между тем понятно, что одно и то же нарушение с определенной величиной и направлением вызовет различные видимые перемещения пересекаемых им пластов или жил, если только условия их залегания будут неодинаковы и, следовательно, попадет в различные рубрики этих клас-

сификаций. Иначе говоря, каждое нарушение получит столько различных названий, сколько пересечет различных пластов или жил. С другой стороны, определение формы смещения для одного пласта ничуть не предопределяет формы смещения другого, нарушенного тем же сместителем, если только условия залегания его будут хоть немного отличны. Поскольку это так, то определение формы смещения теряет всякое практическое значение» (1939, стр. 144—145).

К сказанному следует добавить, что все эти классификации вообще не могут быть названы классификациями, так как они не отвечают са-

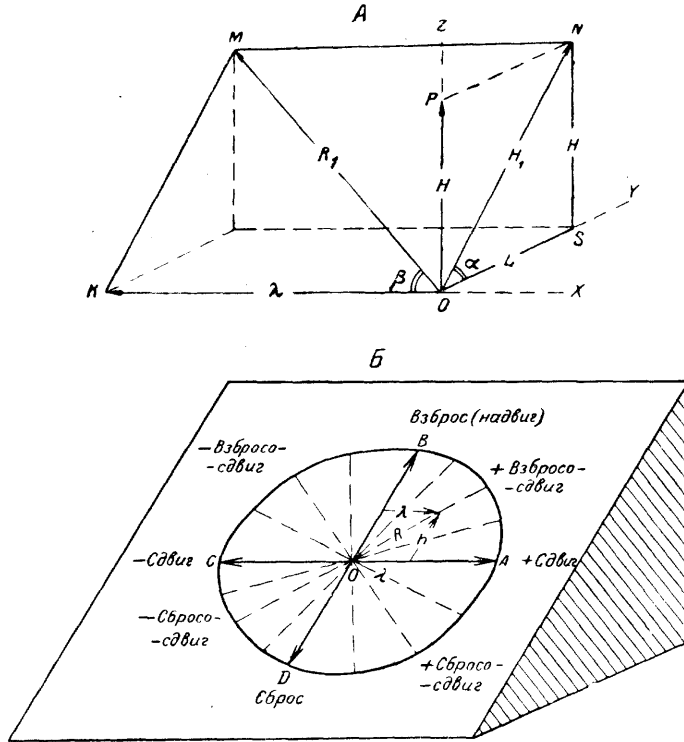


Рис. 96. Схема перемещений в плоскости разрыва (объяснения в тексте)

А — элементы косога перемещения; Б — комбинации перемещений
(по И. А. Молчанову, 1935)

мой сущности этого термина. В самом деле, в любой классификации, которую можно принять за образец, например Е. С. Федорова по кристаллографии, классификации живого и растительного мира и многим другим, все многообразие форм сводится к нескольким типам (классам и т. д.), которые разделяются по ведущему признаку. Затем внутри выделенных типов (или классов) производится дальнейшее подразделение, но уже по признакам второго и третьего порядка, которые, однако, также позволяют объединить виды в определенные группы. В анализируемых нами классификациях А. А. Белицкого и М. В. Гзовского не только отсутствует объединение видов (форм) нарушений в определенные типы, классы или группы, но наблюдается противоположная картина — искусственное приписывание разных названий одному и тому же разрыву. Отсюда следует, что принципы, положенные в основу этих классификаций, неприемлемы.

Две блестящих работы, посвященные исследованию дизъюнктивов, были написаны в свое время И. А. Молчановым (1935, 1939). Они яв-

ляются изящным завершением работ по методике математического и графического способов решения вопросов смещения по дизъюнктивам, начатых еще Г. Ридом (H. Ried, 1909) и К. Ф. Толменом (С. F. Tolman, 1911). И. А. Молчанов учитывает истинные направления относительного перемещения блоков пород в плоскости нарушения, установленные при полевых геологических работах. Он исследовал все возможные варианты соотношений разрыва с пластами или жилами, вывел формулы для расчетов, а на иллюстрациях к последним фактически показал принцип графического метода решения этих задач. На основе этого и появилась предложенная им классификация нарушений (рис. 96, А, Б и табл. 4).

Если взять общий случай, т. е. косое перемещение (рис. 96, А), то вектор $OM = R_1$, отражающий истинное перемещение всякого блока относительно лежащего блока в плоскости дизъюнктива, может быть разложен на сдвиговую составляющую $OK = \lambda$, взбросовую составляющую $ON = H_1$ (наклонную высоту взброса) и вертикальную высоту взброса $OP = H$ и его ширину $OS = L$. Очевидно, что размеры этих величин будут зависеть от угла наклона β между вектором (R_1) и простиранием нарушения.

Положение вектора R_1 в четырех квадрантах (рис. 96, Б) мы можем отличать постановкой знаков + или —, как это принято в математике.

Как видно в табл. 4, все разнообразие нарушений сводится к взбросам, сбросам, сдвигам и комбинации последних с двумя первыми, т. е. взбросо-сдвигам и сбросо-сдвигам. Увеличение перечисленных комбинаций за счет + или — необходимо И. А. Молчанову лишь при математических способах решений задач. В эту классификацию не вошли лишь вертикальные нарушения, обычно называемые нейтральными, но и они легко поддаются решению перечисленными методами, когда один из блоков будет условно принят за всячий, а другой за лежащий. Горизонтальные дизъюнктивные нарушения практически не встречаются, и они могут быть решены теми же методами.

Таблица 4

Классификация перемещений

Квадрант или линия (рис. 96)	Угол β	Элементы смещения		Название типа и знак перемещения
		сдвига λ	взброса или сброса H или H_1	
AO	0	от $+R_1 = +\lambda$	0	(+) сдвиг
AOB	0—90	от $+R_1$ до 0	от 0 до $+R_1$	(+) взбросо-сдвиг
OB	90	0	$+R_1 = +H_1$	взброс
BOC	90—180	от 0 до $-R_1$	от $+R_1$ до 0	(—) взбросо-сдвиг
OC	180	$-R_1 = -\lambda$	0	(—) сдвиг
COD	180—270	от $-R_1$ до 0	от 0 до $-R_1$	(—) сбросо-сдвиг
OD	270	0	$-R_1 = -H_1$	сброс
DOA	270—360	от 0 до $+R_1$	от $-R_1$ до 0	(+) сбросо-сдвиг

В охарактеризованной классификации нет моментов, основанных на дискуссионных или спекулятивных положениях, особенно характерных для так называемых генетических классификаций. Единственным признаком, положенным в ее основу, является относительное истинное перемещение блоков пород в плоскости дизъюнктива. Направление этого перемещения либо устанавливается в поле (по бороздам и штрихам скольжения), либо вычисляется, если разрыв смещает различно ориентированные в пространстве жилы или пласты. Эта очень простая клас-

сификация охватывает все возможные комбинации. По своей терминологии она сходна с классификацией дизъюнктивных нарушений В. И. Баумана, но лишена той абстрактности в определении направления перемещений, которая и привела в этом вопросе горную геометрию в тупик.

В классификации И. А. Молчанова, приведенной в табл. 4, не фигурирует термин «надвиг». Поддерживая его точку зрения мы также не применяем этот термин, потому что не видим никакой принципиальной разницы между взбросом и надвигом. По сути дела эти синонимы и благозвучнее сказать взбросо-сдвиг, чем надвиго-сдвиг. Обычно под надвигом понимают такие дизъюнктивные нарушения, которые падают под углами более пологими, чем 45° , но ведь существуют и сбросы, плоскости которых залегают более полого, чем 45° , однако никто не ощущает необходимости вводить для них новый термин.

Резкое противопоставление надвигов и сбросов часто пытаются обосновать якобы принципиальными отличиями тектонической обстановки, в которой они образуются, — сжатием и растяжением, но, как показал на одном из примеров М. В. Гзовский (1953), оба эти нарушения могут возникнуть одновременно. Число таких примеров можно увеличить. Кроме того, известно, что растяжение и сжатие — это две сосуществующие стороны одного и того же процесса тектонического развития земной коры.

В табл. 4 нет и другого термина — «раздвиг», — введенного В. В. Белоусовым и М. В. Гзовским и характеризующего раздвигание трещин и дизъюнктивов в направлении, перпендикулярном их плоскости. Наличие нарушений такого рода они видят в существовании мощных жил и даек, залегающих в разрывах. Не оспаривая их существования, мы вместе с тем должны отметить, что к решению этого вопроса следует подходить осторожно, ибо мощные жилы могли образоваться как путем заполнения приоткрытых участков разрывов, так и путем метасоматоза дробленных пород. Возникновение приоткрытых полостей может быть обусловлено смещениями по извилистой, волнистой поверхности дизъюнктива, а не расхождениями их стенок в перпендикулярном к ним направлении. Что же касается интрузивных тел, то следует добавить, что вопрос о завоевании ими пространства не ясен. В дальнейшем термин «раздвиг» мы не употребляем, хотя и считаем, что в отдельных, по-видимому, редких случаях дизъюнктивные нарушения такого типа могут существовать, и вопрос о их существовании надо решать конкретно, учитывая сказанное выше.

Совершенно очевидно, что только приведенная выше классификация И. А. Молчанова может быть принята при геологическом картировании. И. А. Молчанов дал идеальный математический и графический методы решения задач, но не рассмотрел эту проблему в геологическом аспекте, т. е. не показал сложных моментов, которых необходимо остерегаться, чтобы не впасть в грубые ошибки. Так как исходный материал для расчетов целиком получается при геологических исследованиях, то от качества последних и будут зависеть результаты расчетов и построений. Эту сторону вопроса мы постараемся осветить подробнее.

2. Геологические наблюдения при изучении разрывов и графические методы определения амплитуд перемещений

При описании тектонического нарушения необходимо отмечать его следующие особенности, которые позволяют дать этому нарушению одно из приведенных выше названий и составить о нем более точные представления:

1) положение в пространстве (простираание, направление падения и угол падения) плоскости разрыва;

2) положение в этой плоскости, и следовательно, в пространстве, линии, вдоль которой происходило перемещение, а также направление, в котором по этой линии происходило относительное перемещение одного из смещенных блоков;

3) геологическое строение блоков, смещенных разрывом;

4) амплитуды этих смещений, если возможно.

Установление характера поверхности разрыва и элементов его залегания представляет собой наиболее легкую задачу, которая решается путем сбора данных по измерению элементов залегания разрыва как на поверхности, так и на глубине (по горным выработкам и скважинам). Построение серии разрезов позволяет уточнить среднее простираание отдельных отрезков дизъюнктива и средние углы его падения, что принимается за основу при дальнейших расчетах. При достаточном количестве данных эта поверхность может быть изображена также в виде изогипс на отдельном чертеже.

При установлении характера поверхности того или иного разрыва должны быть выявлены и другие разрывы различных порядков, соединяющиеся с изучаемым нарушением или ограничивающие его. Иначе говоря, должна быть учтена форма поверхности и всех других разрывов, дополнительно расчленяющих висячий и лежащий блоки пород изучаемого дизъюнктива.

Значительно более сложной задачей является установление линии и направления смещения, а также его амплитуды. Для ее решения необходимо изучить геологическое строение висячего и лежащего блоков дизъюнктива путем геологического картирования поверхности и учета всех доступных материалов разведки. Главное, на что должно быть обращено внимание, это выявление геологических элементов, которые прослеживаются как в висячем, так и в лежащем блоках. К ним могут относиться маркирующие горизонты пород, контакты интрузивов, дайки, разнообразные рудные образования и т. д.

Если по обе стороны разрыва обнажаются толщи или свиты пород, разделенные несогласиями, то совершенно необходимо иметь отдельные данные о пространственном положении горизонтов каждой свиты или толщи в обоих блоках. Все это требует детального знания стратиграфии района и возрастной последовательности всех геологических образований, выявленных в смещенных блоках пород.

Совершенно обязательно устанавливать элементы залегания и форму геологических тел в каждом тектоническом блоке. Возможно, что многие из перечисленных элементов не будут выяснены в полной мере, но у геолога всегда должно быть стремление получить максимум сведений о залегании пород, форме геологических тел и т. д. Важность этих данных мы постараемся в дальнейшем показать на примерах. Особое значение они имеют для крупных разрывов, по обе стороны которых нередко наблюдается ряд несогласно лежащих осадочных или эффузивно-осадочных комплексов пород, интрузивов, а также разнообразных жил и даек, часто смещенных по этим разрывам с разными амплитудами. Здесь не редки случаи выпадения отдельных горизонтов и целых толщ горных пород, что свидетельствует о неоднократности перемещений. Поэтому картирование участков, расположенных вблизи разрывов, всегда требует особой детальности и тщательности наблюдений за изменением фаций, мощностей толщ и других элементов в пределах каждого тектонического блока.

Чрезвычайно важно установить относительный возраст как основного, изучаемого, так и сопряженных или ограничивающих его разрывов. Чем полнее будет собран материал, тем достовернее может быть установлена история движений в плоскости того или иного нарушения. О прямых и косвенных методах определения возраста разрывов уже говорилось раньше. Не менее сложной и весьма ответственной задачей

является установление положения линии скольжения блоков в каждый из этапов развития разрыва. Поскольку этот вопрос раньше не разбирался, мы осветим его здесь подробнее.

Определение линии, а иногда и направления скольжения всякого блока разрыва относительно лежащего может быть произведено по штрихам и бороздам на зеркалах скольжения, мелкой волнистости поверхности разрыва, по оптической ориентировке минералов в тектонитах, возникших вследствие перемещений в плоскости разрыва, по ориентировке складок волочения в тектонических глинках трения, по смещению характерных точек всякого и лежащего блоков, по ограничениям этих блоков соседними разрывами, расположенными под углом к анализируемому нарушению и, наконец, по положению оперяющих дизъюнктив трещин и мелких зон дробления. Все эти методы не равнозначны по достоверности полученных данных и их применимости.

Определение линии скольжения блоков пород по штрихам и бороздам на тектонических зеркалах, обычно наблюдаемых на их поверхности, используется давно. Если исключить волнистость как косвенный признак, то этот метод является единственным методом определения направления смещения крыльев разрыва, который рекомендует А. А. Белицкий (1953). На притертых поверхностях пород в плоскости разрыва часто наблюдаются тонкие и более грубые царапины, прочерченные более твердыми минералами этих пород. Такие царапины, или, как их называют, штрихи скольжения, часто располагаются параллельно одним другим и действительно указывают положение линии, по которой происходило перемещение соседних блоков, но не дают возможности определить, в какую сторону смещался каждый из них.

Следует отметить, что штрихи скольжения, наблюдаемые на глинке, часто отражают не общие, а частные, незначительные, перемещения блоков. Более определенные сведения в этом отношении дает изучение самой плоскости сместителя, произведенное в сочетании с наблюдением за бороздами скольжения. Часто в породах, непосредственно прилегающих к нарушению, образуется своего рода параллельная ему сланцеватость, и нарушение представляет собой сочетание нескольких плоскостей такой сланцеватости. Переход от одной такой плоскости к другой обычно характеризуется довольно резкими уступами, которые и создают занозистую поверхность зеркала скольжения в одном направлении и более гладкую в противоположном, причем штрихи скольжения резко обрываются на конце ступеньки и затем снова продолжают на более низком уровне. По этим задирам, заметным при проведении рукой вдоль бороздчатой поверхности, легко установить не только положение линии, но и направление движения всякого блока.

Если, например, борозды совпадают с направлением падения сместителя и при проведении по поверхности его лежащего блока вниз по падению пальцы не встречают резких задилов, а при движении в противоположном направлении рука скользит с большим затруднением, то можно сделать вывод, что всякий блок опускался, т. е. что эти штрихи скольжения возникли при сбросовых перемещениях. Иногда вместо четко выраженных борозд с задирами на поверхности сместителя наблюдается серия мелких треугольников выкрашивания. Их образование обусловлено истиранием отдельных обломков или зерен минералов, попадающих между смещающимися поверхностями. При этом на последних образуются небольшие углубления, похожие на сферические треугольники. Острый угол их указывает на направление смещения прилегающего блока (рис. 97). При отсутствии штрихов, борозд скольжения и треугольников выкрашивания А. А. Белицкий (1953) рекомендует использовать изредка наблюдающуюся мелкую волнистость (гофрировку) поверхности разрыва. Он указывает, что линия движения блоков обычно перпендикулярна к осям этой волнистости.

Наиболее трудной и главной задачей при использовании штрихов, борозд, треугольников выкрашивания и гофрировки поверхности разрыва является определение времени их образования. Возраст этих и других признаков, указывающих направление смещения, устанавливается обычными геологическими методами. Если, например, к бороздам скольжения на породах «припаяны» дайки или какие-либо рудные образования, то следовательно, эти борозды возникли до появления даек и оруденения. Если же борозды прочерчены на дайках определенного состава и возраста, но пересекаются кварцевыми жилками, то возраст их становится еще более определенным, т. е. можно считать, что они возникли после даек, но до кварцевых жилок. Соответственно мы можем их использовать только для расчетов смещения этих даек, но не имеем права принимать их во внимание при расчетах амплитуд как древних, так и более молодых перемещений блоков по данному дизъюнктиву.

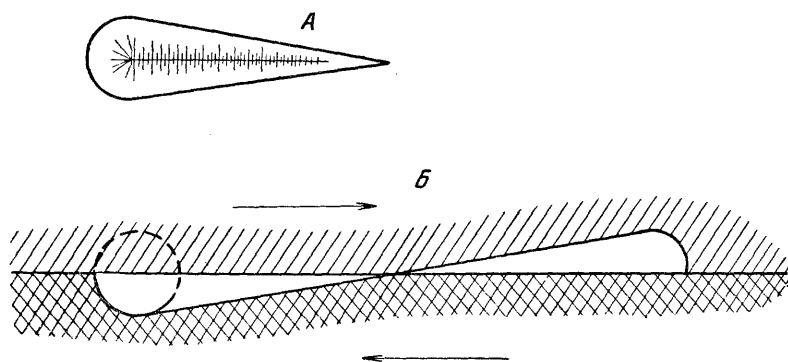


Рис. 97. Треугольники выкрашивания на тектонических плоскостях:
А — план; Б — разрез

В рудных полях и месторождениях обычно наблюдается большое число стадий минерализации и многофазный магматизм. Поэтому определение относительного возраста штрихов, борозд и других подобных образований является сложной и чрезвычайно кропотливой работой. Нередко возникает необходимость подкрепления возраста штрихов скольжения более тонкими петрографическими и микроструктурными исследованиями. Допустим, полевые наблюдения показали, что к зеркалу с бороздами скольжения «припаяны» сплошные сульфидные руды. Для полной уверенности в том, что этот нормальный (припаянный) контакт не возник после образования тектонического зеркала и сульфидных руд в результате перекристаллизации последних или цементации зоны дробления другими минеральными образованиями, необходимо сделать прозрачные и полированные шлифы и по ним установить, какие минеральные образования подверглись деформации и ориентированы, и какие ей не подвергались.

Если такие борозды скольжения наблюдались, например, на контакте кварцевых и более молодых карбонатных жил, то для решения вопроса о возрасте можно применить микроструктурный анализ. Сделав ориентированные шлифы из контактов этих жил, необходимо произвести отдельные замеры положения оптических осей зерен кварца и кальцита и составить диаграммы. При сравнении их может оказаться, что зерна кварца ориентированы, а кальцита нет. Следовательно, тектоническая ориентировка зерен кварца произошла до образования кальцитовых жил. Однако возможен и другой случай, когда оба минерала этих разновозрастных жил показывают совершенно одинаковый характер ориентировки. В этом случае решение оказывается менее определенным.

Можно считать, что произошли две деформации — одна из них предшествовала образованию кальцитовых жил, вторая проявилась после их возникновения, повторив план прежней деформации. Такие же явления могли произойти и при деформации, имевшей место после образования кальцитовых жил. Поскольку кальцит легко самозалечивается, то наличие нормального контакта между этими жилами — явление обычное. Во всяком случае, полученные данные могут быть использованы для установления положения линии относительных перемещений, проявившихся после образования кальцитовых жил.

Если тем или иным путем удалось установить возраст борозд и штрихов скольжения на поверхностях тектонических нарушений, то полученные данные необходимо использовать. В этом случае лучше измерять элементы их залегания двумя способами. В первом случае с помощью транспортира измеряется угол между бороздами скольжения и простиранием дизъюнктива и указывается, в какую сторону склоняются эти борозды. При втором способе с помощью компаса измеряется угол наклона борозд на плоскости нарушения (угол ϕ) и проекция их на горизонтальную плоскость (угол γ). Для измерения этого последнего следует корешок (ребро) записной книжки совместить с направлением борозд и, поворачивая плоскость книжки вокруг этого корешка, привести ее в вертикальное положение. После этого, приставив компас к плоскости книжки, измеряют азимут ее простирания, т. е. фактически азимут проекции штрихов и борозд на горизонтальную плоскость. Совершенно обязательно в этом же месте замерить и элементы залегания дизъюнктива.

О направлении перемещений блоков пород по разрыву иногда можно судить по положению оперяющих его трещин и зон дробления. Для этого прежде всего необходимо установить их пространственное положение и убедиться в том, что эти трещины и зоны дробления не являются регионально распространенными системами, а связаны пространственно и генетически с формированием самого нарушения. Следует также выяснить генезис этих трещин и время их образования. Как известно, генетически они делятся на трещины скальвания и отрыва (или разрыва). Все зоны дробления относятся к первой группе, т. е. к трещинам скола. В простом случае мы будем наблюдать одну систему либо трещин отрыва (разрыва), либо трещин скальвания (рис. 98, А). Местами могут наблюдаться обе системы (рис. 98, Б).

Если оперяющие трещины относятся к трещинам отрыва, то острый угол, образованный этими трещинами и плоскостью нарушения, указывает направление движения того блока, в котором эти трещины находятся (рис. 98, А). Гораздо сложнее определять направление перемещения по трещинам скальвания. Этому вопросу посвящены специальные статьи Б. Л. Рыбалова (1955) и В. Ф. Чернышева (1955).

Если пологие трещины скола и крутые трещины отрыва, оперяющие дизъюнктив (см. разрез, рис. 98, Б), простираются параллельно этому дизъюнктиву, то отмеченное сочетание трещин будет указывать на сбросовый характер перемещений по этому нарушению. Если же крутые

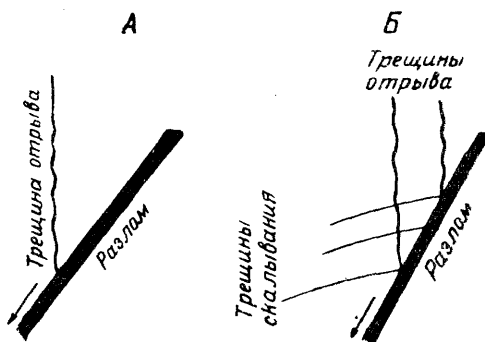


Рис. 98. Разрезы, показывающие соотношения между трещинами скальвания и отрыва оперяющими разрыв, и направлением перемещений блоков по этому разрыву (разрезы сделаны вкрест простирания разрыва)

трещины являются сколовыми, а пологие — трещинами отрыва (при условии сохранения параллельности их простираний), то такое их сочетание будет указывать на взбросовый (надвиговый) характер перемещений.

Отмеченные выше соотношения оперяющих трещин с дизъюнктивом и характер перемещения блоков по нему, когда линия скольжения совпадает с линией падения (или восстания) разрыва, находятся в закономерной связи. Она выражается в том, что линия скольжения располагается перпендикулярно следу пересечения разрыва с оперяющими его трещинами скалывания и отрыва, возникшими во время этих перемещений. Очевидно при косых перемещениях, сбросо-сдвигах или взбросо-сдвигах возникнут трещины, след пересечений которых с дизъюнктивом будет не горизонтальным, как в первом случае, а наклонным. Это может

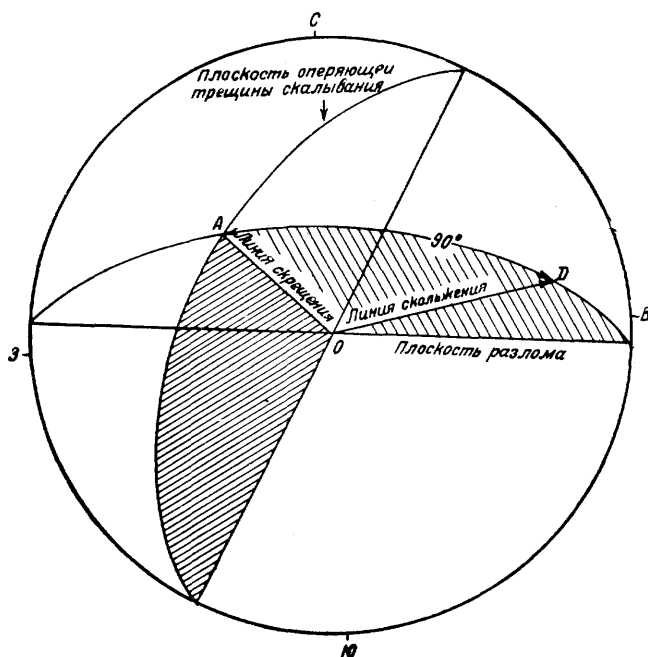


Рис. 99. Определение линии скрещения разрыва с оперяющей трещиной скалывания и линии скольжения при помощи сетки Вульфа

иметь место только тогда, когда оперяющие трещины не параллельны дизъюнктиву, а подходят к нему под косыми углами. Во всех случаях острый двугранный угол между оперяющими трещинами скалывания и разрывом будет указывать направление перемещения всякого блока этого разрыва.

Определить положение линии скольжения в плоскости разрыва можно графически, для чего на сетку Вульфа прежде всего наносят плоскость разрыва (рис. 99). В общем случае эта плоскость будет представлять собой сегмент, опирающийся на диаметр стереографической сетки Вульфа, отвечающий простиранию разрыва. Ширина этого сегмента и кривизна дуги будет зависеть от угла падения разрыва; при пологих углах дуга будет приближаться к полуокружности; по мере увеличения угла до 90° эта линия будет приближаться к прямой и в конечном счете сольется с диаметром сетки (линией простирания разрыва).

Нанеся на чертеж плоскость оперяющей трещины скалывания или отрыва видим (рис. 99), что обе эти плоскости пересекаются. Очевидно

место, где произойдет это пересечение (линия скрещения плоскостей), будет прямая линия, соединяющая точку пересечения дуг (точка *A*) и диаметров (точка *O*). Поскольку в нашем случае мы имеем сочетание разрыва и трещины скалывания, то в соответствии со сказанным выше линия скольжения будет перпендикулярна линии скрещения этих плоскостей и направлена в сторону тупого угла. Для того чтобы найти линию скольжения по дуге, как бы ограничивающей плоскость разрыва на стереографической проекции, отсчитывают от точки *A* (места пересечения двух дуг) угол равный 90° (точка *D*), как это показано на рис. 99, и, соединив точку *D* с *O*, получают линию *OD*, которая перпендикулярна *AO* и расположена в остром двугранном угле и лежит в плоскости разрыва, а ее стрелка направлена в ту сторону, куда указывает нам тупой угол, образованный плоскостью разрыва и оперяющей его трещиной скалывания. Здесь, как и во всех других случаях, определение возраста этих оперяющих трещин является одним из важнейших элементов для расшифровки истории развития разрыва. В этом отношении тщательные наблюдения за характером трещинных структур являются главным условием успеха при решении разбираемого вопроса.

Вследствие неоднократных подвижек по дизъюнктивам, при которых линия движения обычно не сохраняет одного и того же положения в плоскости нарушения, может возникнуть несколько сколовых и разрывных серий трещин. В таких случаях выяснить последовательность появления серий трещин трудно, но чрезвычайно важно. Так, на одном из месторождений широтный крутопадающий разрыв, содержащий кварцевые и кварц-баритовые жилы, имеет три системы сколовых крутопадающих трещин различного простирания. Одна из них имеет северо-восточное простирание и выполнена кварцевыми жилками (рис. 100); другая — северо-западное простирание и выполнена кварц-баритовыми жилками; в трещинах третьей системы наблюдаются оба типа жил. Отмечая, что две первые системы являются сколовыми и ориентированы в различных направлениях, их возникновение можно объяснить только перемещением в противоположных направлениях в плоскости третьей системы трещин, как указано стрелками на рис. 100. Следовательно, эти системы обусловлены разновозрастными сдвиговыми перемещениями, происходившими до начала или во время проявления каждой из стадий минерализации.

Однако такое решение может оказаться совершенно неверным в двух случаях: 1) если трещины существовали задолго до заполнения их жильными образованиями; 2) если трещины не связаны с формированием самого разрыва, а относятся к региональным системам трещин, широко распространенным в районе и возникшим до образования разрыва (третья система трещин). В таких случаях движения по разрыву вызывают перемещения также и по этим регионально распространенным трещинам и могут привести к тому, что старые трещины отрыва займут положение, присущее трещинам скалывания, а последние окажутся в положении трещин отрыва, приоткрывавшихся и заполнявшихся рудой. По морфологическим признакам эту серию косо расположенных минерализованных трещин мы отнесли бы к трещинам скалывания. Не выяснив, сопряжена она с дизъюнктивом или нет, мы считали бы, что движения по

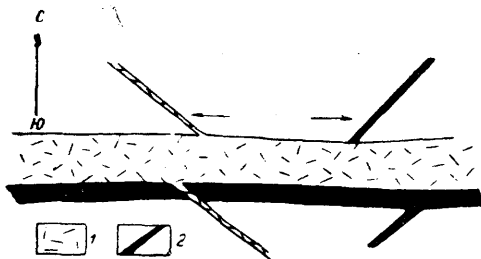


Рис. 100. Схема, показывающая направление перемещения блоков пород по разрыву, выполненному различными жильными образованиями

1 — кварцевая жилка; 2 — кварцево-баритовая жилка

разрыву были взбросовыми. На самом же деле эта сколовая трещина фактически занимает положение трещины отрыва, сопряженной с дизъюнктивом, и указывает на обратный, сбросовый, характер движений. Вопрос о повторяемости направлений трещин разобран на многочисленных примерах в статье Л. И. Лукина, И. П. Кушнарева и В. Ф. Чернышева (1955).

Определить положение линии и направления скольжения можно также путем определения пространственного расположения осевых плоскостей складок волочения в тектонических глинах трения самих разрывов. Линия скольжения здесь располагается в плоскости разрыва и

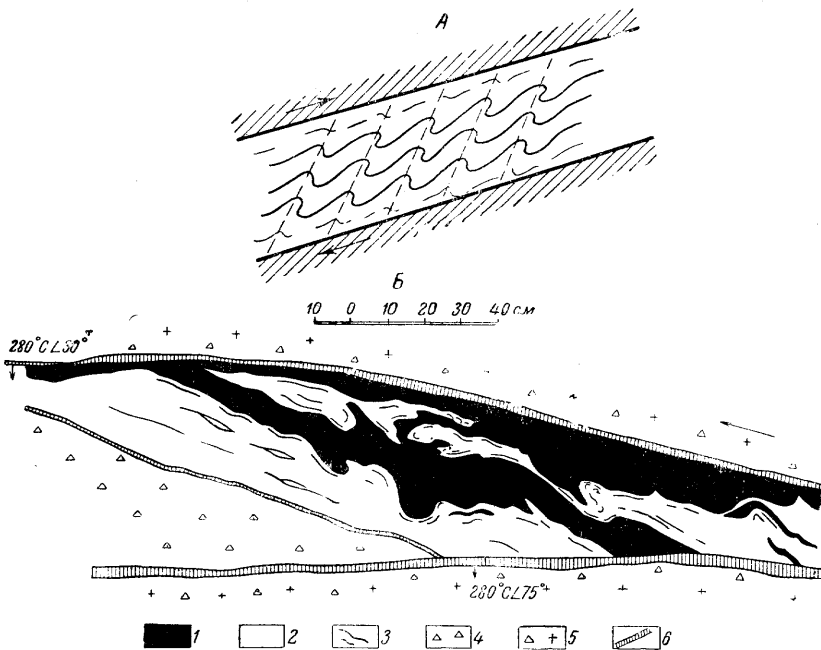


Рис. 101. Соотношения между складками волочения в тектонических глинах трения и направлением перемещений блоков пород по разрыву

А — положение складок волочения и их осевых плоскостей в тектонических глинах трения (схема). Показана зона дробления с тектонической глиной; Б — зарисовка складок волочения у места пересечения двух послерудных нарушений (западная стенка штольни)
 1 — тектоническая глина темно-серого цвета; 2 — тектоническая глина светло-серого цвета; 3 — мylonитизированный гранит-порфир; 4 — брекчированный гранит-порфир; 5 — трещиноватый гранит-порфир; 6 — плоскости тектонических трещин с глинами

перпендикулярна к осям складок. Смещение же блоков пород будет направлено в сторону острого угла, образованного осевыми поверхностями складок волочения с поверхностью разрыва, разделяющего эти тектонические блоки (рис. 101, А). Чаще всего складки волочения наблюдаются в послерудных глинах трения и характеризуют послерудные смещения (рис. 101, Б).

Нередко отдельные дизъюнктивы сопровождаются рядом оперяющих дизъюнктивов второго порядка или небольших зон дробления, параллельных одна другой. В таких случаях блоки пород, ограниченные этими зонами, получают некоторую автономность и могут перемещаться относительно соседних блоков. Очевидно, что линия перемещения блоков будет параллельна следу (линии) пересечения главного разрыва с оперяющими его зонами дробления. Чтобы судить о том, когда происходили смещения, необходимо знать время возникновения разрывов, оперяющих главный, и собрать другие данные, суживающие диапазон времени, которому соответствует смещение этих блоков. Решению этого вопроса могут помочь

наблюдения над этапами минерализации, проявляющимися в опережающих зонах дробления, наличие даек, и т. д., а также наблюдения над тем, цементируют ли дайки и жилы эти зоны или сами подвержены брекчированию.

Следует заметить, что графически найти отмеченную выше линию скольжения не трудно и с помощью сетки Вульфа или В. Шмидта. Изобразив пересечения дизъюнктивов с полусферой в виде дуг (см. рис. 99), опирающихся на диаметр этих сеток, и соединив точки, в которых пересекаются дуги и соответствующие им диаметры, т. е. в точке A и в центре сетки (O), получим как положение этой линии скрещения — AO , так и ее наклон по положению точки A на сетке. Последний вычисляется так же, как и при кристаллографических работах.

Одним из методов, позволяющих определить положение линии скольжения в плоскости дизъюнктива, является микроструктурный анализ. В настоящей работе ему посвящен специальный раздел, к которому и рекомендуем обратиться читателям. Отметим лишь, что для указанной цели необходимо брать ориентированные образцы не только из пород, непосредственно прилегающих к зеркалу скольжения, но и вдали от контакта. Это необходимо, чтобы установить, каким образом изменяется ориентировка по мере удаления от контакта и сохраняется ли она. Если по мере удаления от разрыва ориентировка оптических и кристаллографических элементов минералов исчезает, то мы можем утверждать, что она была обусловлена движениями по разрыву. Во всех других случаях необходимо выяснить время образования этой ориентировки. Недостатками изложенной методики является то, что она позволяет нам определить лишь линию движения и не может указать направление относительного перемещения блоков.

Наконец, нам остается рассмотреть последний способ определения линии и направления относительного движения блоков по смещению характерных точек. Суть этого способа хорошо показал И. А. Молчанов (1935, 1939); в настоящей работе способ рассматривается в разделе «Анализ перемещений», и поэтому здесь подробно не разбирается; отмечаются лишь некоторые геологические особенности, без учета которых безупречные с геометрической стороны построения окажутся совершенно негодными к употреблению.

Суть метода состоит в том, что определяются следы пересечения жил, даек и других элементов структур с дизъюнктивом при условии, что они непараллельны и между собой и по отношению к дизъюнктиву. Иначе говоря, с точки зрения начертательной геометрии мы должны решить задачу на пересечение трех плоскостей, одна из которых всегда является дизъюнктивом, а другие две должны быть контактами *либо только лежащего, либо только висячего боков жил, даек* и т. д.

Поскольку контакты жил или даек (пластов и др.) смещены разрывом и прослеживаются по обе стороны от него, то необходимо искать следы их пересечения с разрывом для каждого из смещенных блоков (висячего и лежащего) в отдельности. Очевидно, в каждом из блоков след пересечения одной из жил с плоскостью разрыва и другой жилы с этой же плоскостью будет представлять собой прямые непараллельные линии, которые на своем продолжении должны пересечься. Точка их пересечения и будет являться той характерной точкой, в которой пересекутся три плоскости — разрыв и контакты двух жил. Эта точка, очевидно, будет лежать в плоскости разрыва. Аналогичным образом мы получим характерную точку и для другого смещенного блока. Эта точка, естественно, будет находиться в этой же плоскости, но по другую сторону дизъюнктива.

Очевидно, что расстояние между этими двумя характерными точками (прямая линия, соединяющая их) и будет характеризовать величину и направление смещения блоков.

При решении этой задачи необходимо брать разновозрастные образования, т. е. если рассматривать жилы или дайки, то определенного состава и соответственно одного возраста. Кроме того, должна быть полная уверенность в том, что по обе стороны от дизъюнктива мы имеем смещенную часть именно этой жилы или дайки, а не какой-либо другой. Если мы рассматриваем смещение толщ, то необходимо брать в крыльях складки одни и те же горизонты или пачки пород, так как может оказаться, что по разрыву происходили смещения во время образования этих толщ, отдельные горизонты которых в одном из блоков могут отсутствовать или иметь резко различные мощности и фации.

В случаях, когда нет возможности сопоставить однотипные и разновозрастные образования, но есть уверенность, что движения по разрыву были однократными, либо происходили после образования этих геологических тел, то для нахождения характерных точек можно использовать смещенные разрывом контакты этих разновозрастных тел. Только при соблюдении этого правила можно получить надежные результаты и расшифровать историю движений по разрывам, а также определить амплитуды, присущие каждому этапу их развития.

Все отмеченные предосторожности были бы излишними, если бы движения по дизъюнктивам были однократными. Однако детальное изучение дизъюнктивов в рудных полях и крупных региональных разломах, выходящих далеко за их пределы, показывает, что движения по ним были неоднократными и отличались не только амплитудами, но и направлениями перемещений блоков.

Для определения положения линии скольжения в плоскости разрыва можно отметить и некоторые другие способы, которые не претендуют на достаточную точность, но которые мы вынуждены применять. К ним относятся: 1) наблюдения над изгибами слоев у зон разрывов; 2) выяснение положения приоткрытых участков, либо мощных зон брекчий в пределах извилистой поверхности разрыва; 3) изучение состава обломков брекчированных пород и их размещения в зоне разрыва; 4) наблюдения над смещениями вдоль небольших нарушений, параллельных дизъюнктиву.

Рассмотрим последовательно, какие условия необходимы для проявления тех или иных деформаций, а также другие данные, при которых имеется возможность установить примерное направление перемещений блоков по возникающим дизъюнктивам.

В начальный момент деформации образования дизъюнктива не происходит. Породы претерпевают упругую, а затем в какой-то мере пластическую деформацию и, наконец, подвергаются скалыванию. В стадии

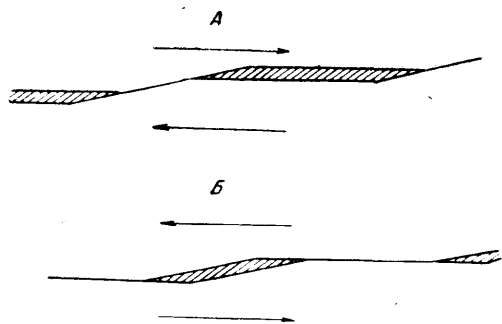


Рис. 102. Приоткрывание разрывов (план) в местах искривления их поверхностей (заштрихованы): А—при перемещении верхнего блока вправо, а нижнего — влево; Б—при смещениях этих же блоков в противоположных направлениях

деформации, предшествующую скалыванию, т. е. возникновению дизъюнктива, нередко происходит изгибание пластов и разрывы в конечном счете образуются в местах изгибов.

В случаях, когда смещение блоков происходит в направлениях, показанных стрелками (рис. 102, А), в зоне дробления приоткрывание произойдет в участках с почти широтным простиранием, а при перемещениях в обратном направлении (рис. 102, Б) в широтных участках разрыва приоткрывания не будет, а приоткрываться будут участки се-

веро-восточного простирания. Таким образом, наблюдая подобную картину, мы легко сможем решить обратную задачу, т. е. восстановить направление перемещения блоков перед минерализацией.

Однако весьма близкая картина получится и при косых перемещениях, в которых, помимо чистых сдвигов, изображенных на схеме (рис. 102), могли происходить сбросо-сдвиговые или взбросо-сдвиговые смещения. Таким образом, приведенные данные хотя и позволяют определить общее направление перемещения блоков, но все же не могут достаточно точно фиксировать положение линии смещения.

Следует отметить, что места наиболее резких изменений направления простирания или падения дизъюнктивов наиболее благоприятны для образования многочисленных трещин отрыва и скалывания, оперяющих эти дизъюнктивы. Последние, как мы уже отмечали, могут быть использованы для установления линии скольжения.

Вопрос о закономерности появления этих трещин специальный и выходит за рамки задач этого раздела. Интересующихся мы рекомендуем обратиться к ряду работ по трещинной тектонике (Пэк, 1939; Чернышев, 1955 и др.).

При установлении направления смещения следует обращать внимание на состав обломков, слагающих брекчии в зонах разрывов. Выявив в разрезе пород одного из смещенных блоков особые, не повторяющиеся горизонты, следует проследить, в какую сторону от этого выхода прослеживаются обломки соответствующих пород в зоне разрыва. Если окажется, что они встречаются лишь в одном направлении от этого выхода, то можно заключить, что противоположный блок был смещен в том же направлении, в каком прослеживаются эти обломки. Нетрудно заметить, что этот метод дает очень приближенное решение вопроса о направлении перемещения блоков, но все же позволяет наметить, в каком направлении следует искать смещенные части пластов, жил, даек и других геологических тел.

При изучении дизъюнктивов следует обращать внимание на выяснение характера перемещения по небольшим зонкам дробления, параллельным основному нарушению. Установленная в их плоскостях линия скольжения по аналогии может быть принята за линию скольжения по основному нарушению. Необходимо лишь помнить, что это решение условное. Не ставя себе целью перечислить все известные или мыслимые пути определения линии скольжения, мы хотели лишь показать, что таких путей достаточно много.

3. Анализ перемещений

Рассматривая положение линии скольжения на плоскости разрыва, нетрудно заметить, что существует четкая зависимость между элементами залегания линии скольжения и элементами залегания дизъюнктива, а также их проекциями на горизонтальную и вертикальную плоскости (рис. 103). Зная положение одного из измеренных в поле элементов залегания линии скольжения, т. е. угол β , между простиранием дизъюнктива и линией скольжения (штрихами и бороздами скольжения и т. д.), или угол φ , наклона борозд к горизонту, либо, наконец, угол γ ,

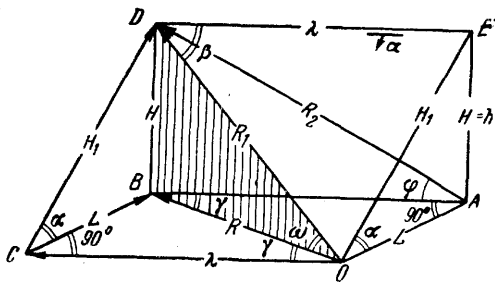


Рис. 103. Блок-диаграмма, иллюстрирующая соотношения между различными элементами взбросо-сдвига (объяснения в тексте)

между горизонтальной проекцией линии скольжения и направлением простиранья разлома. Все остальные можно получить графически или с помощью тригонометрических формул.

Поскольку амплитуда перемещения по дизъюнктиву представляет собой какой-то определенный отрезок этой линии, то, очевидно, все элементы этого перемещения также будут взаимосвязаны с элементами, определяющими положение самой линии скольжения на плоскости разрыва.

Для бóльшей наглядности составим блок-диаграмму (рис. 103), где на плоскости нарушения $OCDE$ изобразим положение линии скольжения OD . Отрезок $OD = R_1$ одновременно укажет нам амплитуду перемещения какой-то точки висячего блока разлома, которая по линии OD прошла путь от O к D , равный R_1 . Таким образом, R_1 есть истинная амплитуда косога взбросо-сдвигового перемещения на плоскости разрыва. Эта амплитуда может быть разложена на: 1) сдвиговую составляющую $OC = \lambda$ и 2) взбросовую составляющую H_1 — наклонную амплитуду взброса.

Часто возникает необходимость определения вертикальной амплитуды взбросового перемещения $AE = H$. Она равна проекции наклонной амплитуды взбросового перемещения H_1 на вертикальную плоскость, параллельную простиранью разрыва DE . Кроме того, различают ширину взброса $L = CB$, представляющую собой проекцию H_1 на горизонтальную плоскость, а также R , представляющую собой проекцию полной амплитуды перемещения R_1 на горизонтальную плоскость OA , BC и вектор R_2 — проекцию R_1 на вертикальную плоскость $ABDE$, параллельную простиранью разрыва DE .

Как уже было отмечено, угол α есть угол падения плоскости дизъюнктива, угол β есть угол между простираньем дизъюнктива DE и линией скольжения OD , угол γ есть проекция угла β на горизонтальную плоскость или, что то же, угол между линией простиранья дизъюнктива и вектором R (т. е. проекцией R_1 на горизонтальную плоскость). Угол φ есть проекция углов β и ω на вертикальную плоскость $ABDE$, или проще угол наклона вектора R_2 к горизонту. Угол ω есть угол наклона линии скольжения OD к горизонту.

На блок-диаграмме (рис. 103) видно, что эти векторные и угловые величины связаны простыми тригонометрическими зависимостями, зная которые можно по известным данным определить неизвестные, пользуясь следующими соотношениями:

$$R = R_1 \cos \omega \quad (1)$$

$$R_1 = \frac{R}{\cos \omega} \quad (1a)$$

$$L = R \sin \gamma \quad (2)$$

$$L = \frac{H}{\operatorname{tg} \alpha} \quad (3)$$

$$H = R \operatorname{tg} \omega \quad (4)$$

$$H = R_1 \sin \omega \quad (4a)$$

$$H = L \operatorname{tg} \alpha \quad (5)$$

Если заменить L из формулы (2), то получим

$$H = R \operatorname{tg} \alpha \sin \gamma \quad (5a)$$

$$H_1 = \frac{H}{\sin \alpha} \quad (6)$$

Заменив H его значением из формулы (5a), получим

$$H_1 = \frac{R \cdot \sin \gamma \cdot \operatorname{tg} \alpha}{\sin \alpha} = \frac{R \sin \gamma}{\cos \alpha}, \quad (7)$$

если же заменить H его значением из формулы (4) имеем:

$$H_1 = \frac{R \operatorname{tg} \omega}{\sin \alpha} \quad (8)$$

$$H_1 = \lambda \operatorname{tg} \beta \quad (9)$$

$$\lambda = R_1 \cos \beta \quad (10)$$

или заменив R_1 из формулы 1а, получим

$$\lambda = \frac{R \cos \beta}{\cos \omega} \quad (11)$$

Кроме того,

$$\lambda = \frac{L}{\operatorname{tg} \gamma} \quad (12)$$

Заменив теперь λ в формуле (9) ее значением из равенства (11), получим новое выражение

$$H_1 = \frac{R \cos \beta}{\cos \omega} \operatorname{tg} \beta = \frac{R \sin \beta}{\cos \omega} \quad (13)$$

$$R_2 = \frac{H}{\sin \varphi} \quad (14)$$

где, заменяя H из формулы (2) и (4а), соответственно получим

$$R_2 = \frac{R \operatorname{tg} \omega}{\sin \varphi} \quad (15)$$

$$R_2 = \frac{R_1 \sin \omega}{\sin \varphi} \quad (15a)$$

Из этих формул легко найти и зависимости между углами α , β , γ , ω и φ .

$\operatorname{tg} \omega = \frac{H}{R}$, и если заменить H из формулы (5а), то получим:

$$\operatorname{tg} \omega = \frac{R \cdot \operatorname{tg} \alpha \sin \gamma}{R} \quad \text{или} \quad \operatorname{tg} \omega = \operatorname{tg} \alpha \cdot \sin \gamma, \quad (16)$$

т. е. получим формулу, по которой рассчитаны величины в табл. 5

Из формулы (16) вытекает ряд производных формул:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\operatorname{tg} \omega}{\sin \gamma} \quad (17)$$

$$\sin \gamma = \frac{\operatorname{tg} \omega}{\operatorname{tg} \alpha} \quad (18)$$

Приравняв правые части (7) и (9) равенств, получим:

$$\frac{R \sin \gamma}{\cos \alpha} = \lambda \operatorname{tg} \beta.$$

Заменив λ его значением из равенства (11), получим:

$$\frac{R \cdot \sin \gamma}{\cos \alpha} = \frac{R \cos \beta \cdot \operatorname{tg} \beta}{\cos \omega},$$

преобразовав это равенство, получим

$$\sin \gamma \cdot \cos \omega = \cos \alpha \cdot \sin \beta, \quad (19)$$

откуда можно получить ряд значений:

$$\cos \alpha = \frac{\sin \gamma \cdot \cos \omega}{\sin \beta}, \quad (20)$$

$$\sin \beta = \frac{\sin \gamma \cdot \cos \omega}{\cos \alpha}, \quad (21)$$

$$\sin \gamma = \frac{\cos \alpha \cdot \sin \beta}{\cos \omega}, \quad (22)$$

$$\cos \omega = \frac{\cos \alpha \cdot \sin \beta}{\sin \gamma}. \quad (23)$$

Кроме того, приравняв в формулах (8) и (13) правые части равенств, так как равны левые, получим простую зависимость между углами α , β и ω :

$$\frac{R \operatorname{tg} \omega}{\sin \alpha} = \frac{R \sin \beta}{\cos \omega}$$

или

$$R \operatorname{tg} \omega \cdot \cos \omega = R \sin \alpha \cdot \sin \beta.$$

Разделив обе части равенства на R и произведя преобразования, получим:

$$\sin\omega = \sin\alpha \cdot \sin\beta, \quad (24)$$

откуда

$$\sin\alpha = \frac{\sin\omega}{\sin\beta}, \quad (25)$$

$$\sin\beta = \frac{\sin\omega}{\sin\alpha}. \quad (26)$$

Так как не всегда измеряется угол β , то мы заменим значение $\sin\beta$ из формулы (21), приравняв правую часть равенства (26) с правой частью равенства (21), получим:

$$\frac{\sin\gamma \cdot \cos\omega}{\cos\alpha} = \frac{\sin\omega}{\sin\alpha}$$

или

$$\sin\alpha \sin\gamma \cos\omega = \cos\alpha \sin\omega.$$

Разделим обе части равенства на $\cos\omega$, получим:

$$\sin\gamma \cdot \sin\alpha = \operatorname{tg}\omega \cos\alpha, \quad (27)$$

откуда

$$\operatorname{tg}\omega = \frac{\sin\gamma \cdot \sin\alpha}{\cos\alpha} = \operatorname{tg}\alpha \cdot \sin\gamma,$$

т. е. мы пришли к формуле (16), по которой и произведен расчет величин в табл. 5.

Связь угла φ , т. е. угла наклона вектора R_2 (проекция R_1 на вертикальную плоскость) к горизонту с углами α , β , γ и ω можно найти следующим образом:

$$\operatorname{tg}\varphi = \frac{H}{\lambda}. \quad (28)$$

Заменив H и λ из формул (4а) и (10), получим:

$$\operatorname{tg}\varphi = \frac{R_1 \sin\omega}{R_1 \cos\beta}.$$

$$\text{или } \operatorname{tg}\varphi = \frac{\sin\omega}{\cos\beta}. \quad (29)$$

Произведя другие замены, можно найти связь с другими угловыми величинами. Так, заменив $\sin\omega$ из формулы (24) значением

$$\sin\omega = \sin\alpha \cdot \sin\beta, \text{ получим:}$$

$$\operatorname{tg}\varphi = \frac{\sin\alpha \cdot \sin\beta}{\cos\beta} = \operatorname{tg}\beta \cdot \sin\alpha. \quad (30)$$

Заменив $\sin\alpha$ по формуле (27), получим новое выражение, связывающее угол φ с углом γ :

$$\operatorname{tg}\varphi = \frac{\operatorname{tg}\beta \cdot \operatorname{tg}\omega \cdot \cos\alpha}{\sin\gamma}. \quad (31)$$

Если нет необходимости производить точные расчеты, особенно когда исходные данные являются приближенными (либо нет соответствующих таблиц), проще прибегнуть к графическому способу вычисления, дающему быстрое и наглядное решение при вполне удовлетворительной точности. Для таких построений необходимо иметь несложный инструмент — линейку, угольник и транспортир. Разберем способ такого решения на одном примере, отражающем общий случай (рис. 104).

Дано: простираание разрыва TS 30° , падение на юго-восток под углом $\alpha = 40^\circ$; угол между простираанием разрыва и бороздами скольжения $\beta = 50^\circ$, склонение последних юго-западное. Имея эти данные, мы можем найти проекцию борозд на горизонтальную плоскость (угол γ и угол их наклона к горизонту (ω)).

Составляем план, на который наносим разрыв в соответствии с заданными условиями (рис. 104, А). Однако на этот план мы не можем сразу же нанести положение борозд скольжения, отмерив от линии простираания дизъюнктива 50° . Невозможно это сделать потому, что эти борозды лежат в плоскости разрыва, имеющей наклон под углом $\alpha = 40^\circ$. Следовательно, на плане, т. е. в горизонтальной проекции, борозды

скольжения будут образовывать с простираем дизъюнктива угол меньше 50° . Правильность этого видна из следующих простых построений.

Мысленно вырежем из плоскости разрыва ленту, параллельную простираю, произвольной ширины, равной r (рис. 104, А), и рассмотрим, как будет изменяться проекция этой ленты, если ее вращать вокруг длинной стороны, и каково будет положение борозд скольжения при проектировании их на горизонтальную плоскость. Рассмотрим три типичных положения плоскости дизъюнктива (ленты шириной r) верти-

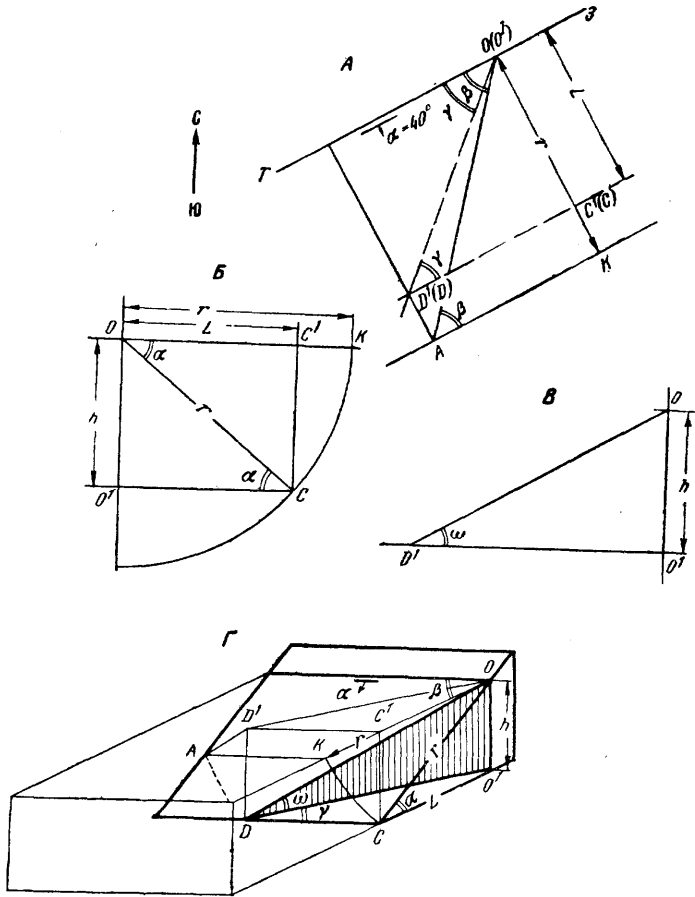


Рис. 104. Схема, показывающая соотношения между линией скольжения и ее проекций на горизонтальную плоскость:

А — план; Б и В — разрезы; Г — блок-диаграмма

кальное, наклонное (например, отвечающее условиям задачи) и горизонтальное (см. разрез на рис. 104, Б). Изобразив в плане линию простираения разрыва (рис. 104, А), рассмотрим первый случай, т. е. вертикальное падение плоскости нарушения. Очевидно, мысленно вырезанная нами лента дизъюнктива, имеющая ширину равную r , на горизонтальной плоскости спроектируется в виде линии, отражающей простираение этого нарушения, т. е. ширина проекции данной ленты будет равна нулю. Соответственно штрихи и борозды скольжения, занимающие любое положение на плоскости дизъюнктива, также будут проектироваться в виде линий, совпадающих с простираем этого нарушения, а те из них, которые параллельны падению дизъюнктива, будут проектироваться в виде точек на ту же линию, изображающую простираение разрыва. Иначе говоря, угол между простираем разрыва и бороздами скольжения здесь будет равен нулю.

При втором крайнем, т. е. горизонтальном положении дизъюнктива, лента, вырезанная из последнего, имеющая ширину, равную r , будет проектироваться истинной величиной (см. рис. 104, А), где $OK = r$. Очевидно, что и борозды скольжения, залегающие на горизонтальной поверхности разрыва, будут проектироваться на горизонтальную плоскость под теми же углами, какие они образуют с направлением простирания дизъюнктива (рис. 104, А). Следовательно, отмерив транспортом от линии простирания рассматриваемого нарушения угол $\beta = 50^\circ$, в соответствии с условиями задачи, мы можем изобразить положение борозд скольжения на этой плоскости. Это будет линия OA или любая другая параллельная ей линия. В точке O она пересечет верхнюю, а в точке A — нижнюю кромки вырезанной нами ленты разрыва. Очевидно, что при некотором наклонном положении плоскости дизъюнктива проекция борозд скольжения образует с простиранием нарушения угол больше 0° , но меньше угла β , а ширина нашей ленты также окажется больше нуля, но меньше r .

Для того чтобы найти эти величины, необходимо сделать дополнительные построения, т. е. сделать разрез, перпендикулярный простиранию разрыва (см. рис. 104, Б), и на нем по линии падения отложить отрезок $OC = r$, т. е. равный ширине принятой нами ленты дизъюнктива. Очевидно, отрезок $OC = r$ в проекции на горизонтальную плоскость будет равен $OC^1 = L$. Отложив длину L на плане (см. рис. 104, А), мы получим проекцию этой ленты при падении разрыва под углом $\alpha = 40^\circ$. На рис. 104, Б видно, что изменяя угол α , т. е. вращая плоскость разрыва вокруг линии его простирания, мы получали бы проекции вырезанной нами ленты разной ширины. Последняя изменялась бы от r до нуля.

Из основ начертательной геометрии известно, что при вращении плоскости вокруг какой-либо линии проекции всех точек, расположенных на этой плоскости, будут перемещаться перпендикулярно линии вращения. Соответственно, наклонное положение плоскости разрыва можно рассматривать как поворот горизонтально лежащей ленты дизъюнктива шириной r на угол α вокруг линии простирания разрыва TS , при котором точка K переместится в точку C^1 (С), а точка A сместится на такое же расстояние и займет положение D^1 (D), в то время как точка O (O^1), как лежащая на линии вращения, останется на месте. (см. рис. 104, А). Так как линия O (O^1) A есть проекция борозд скольжения при горизонтальном залегании разрыва, то очевидно линия O (O^1) D^1 (D) будет проекцией борозд скольжения на горизонтальную плоскость при падении дизъюнктива под углом α (см. рис. 104, Г). Очевидно, угол β , т. е. угол между проекцией борозд скольжения и простиранием разрыва, и есть искомая величина; для данной задачи угол γ равен 42° .

На чертежах (см. рис. 104, А и Б) легко заметить, что угол γ не может быть больше β и меньше 0° . Как видно из построений, угол между направлением простирания разрыва и положением проекции борозд скольжения (γ) зависит от угла падения дизъюнктива (α) и угла между простиранием разрыва и бороздами скольжения (β), т. е. эти угловые зависимости можно найти по формуле:

$$\operatorname{tg} \gamma = \operatorname{tg} \beta \cdot \cos \alpha. \quad (32)$$

Эта формула вытекает из следующего выражения (см. рис. 104, А, Б и В):

$$\begin{aligned} O^1C &= OC^1 = r \cos \alpha && \text{I} \\ AK &= \frac{r}{\operatorname{tg} \beta}, && \text{II} \\ \text{так как } CD &= AK, \text{ то } AK &= \frac{OC^1}{\operatorname{tg} \gamma} = \frac{r \cos \alpha}{\operatorname{tg} \gamma}, && \text{III} \end{aligned}$$

Поскольку в формулах (II) и (III) первые члены равны, то $\frac{r}{\operatorname{tg}\beta} = \frac{r\cos\alpha}{\operatorname{tg}\gamma}$ или $r\operatorname{tg}\beta\cos\alpha = r\operatorname{tg}\gamma$. Сокращая обе части равенства на r , получим искомую формулу: $\operatorname{tg}\gamma = \operatorname{tg}\beta \cdot \cos\alpha$.

Далее нам остается найти угол наклона борозд к горизонту (см. рис. 104, В и Г). Он может быть определен из соотношения катетов прямоугольного треугольника $OO^1=h$ и O^1D . На рис. 104, В величина h является разностью высот между точками O и O^1 , т. е. превышением верхней кромки вырезанной нами ленты разрыва над нижней, а O^1D есть длина проекции борозд скольжения, расположенных в пределах этой же ленты разрыва. Обе эти величины — катеты прямоугольного треугольника (см. рис. 104, Г). После построения прямоугольника нам остается лишь измерить транспортом искомый угол ω , т. е. угол наклона борозд скольжения к горизонту. В данной задаче он равен $29^\circ 30'$; посмотрим, какую величину он будет иметь по табл. 5*.

Таблица 5

Таблица поправок угла падения при пересечениях, не перпендикулярных к простиранию пластов

Истинный угол падения (α)	Угол между простиранием и линией пересечения γ							
	80°	75°	70°	65°	60°	55°	50°	45°
10°	9°51'	9°40'	9°24'	9°5'	8°41'	8°13'	7°41'	7°6'
15°	14°47'	14°31'	14°8'	13°39'	13°34'	12°28'	11°35'	10°4'
20°	19°43'	19°23'	18°53'	18°15'	17°30'	16°35'	15°35'	14°25'
25°	24°48'	24°15'	23°39'	22°55'	22°0'	20°54'	19°39'	18°15'
30°	29°37'	26°9'	28°29'	27°37'	25°34'	25°18'	23°51'	22°12'
35°	34°36'	34°4'	33°21'	32°24'	31°13'	29°50'	28°12'	26°20'
40°	39°34'	39°2'	38°15'	37°15'	35°00'	34°30'	32°44'	30°41'
45°	44°34'	44°1'	43°13'	42°11'	40°54'	39°19'	37°27'	35°16'
50°	49°34'	49°1'	48°14'	47°12'	45°54'	44°17'	42°23'	40°7'
55°	54°35'	54°4'	53°19'	52°18'	51°3'	49°29'	47°35'	45°17'
60°	59°37'	59°8'	58°26'	57°30'	56°19'	54°49'	53°0'	50°46'
65°	64°40'	64°14'	63°36'	62°46'	61°42'	60°21'	58°40'	56°36'
70°	69°43'	69°21'	68°49'	68°7'	67°12'	66°8'	64°35'	62°46'
75°	74°47'	74°30'	74°5'	73°32'	72°48'	71°53'	70°43'	69°14'
80°	79°51'	79°39'	79°22'	78°59'	78°29'	77°51'	77°2'	76°0'
85°	84°56'	84°50'	84°41'	84°29'	84°14'	83°54'	83°29'	82°57'
89°	88°59'	88°58'	88°56'	88°54'	88°51'	88°47'	88°42'	88°35'

Истинный угол падения (α)	Угол между простиранием и линией пересечения γ							
	40°	35°	30°	25°	20°	15°	10°	5°
10°	6°28'	5°46'	6°2'	4°15'	3°27'	2°37'	1°45'	0°53'
15°	9°46'	8°44'	7°38'	6°23'	5°14'	3°33'	2°40'	1°20'
20°	13°10'	11°48'	10°19'	8°45'	7°6'	5°23'	3°37'	1°49'
25°	16°41'	14°58'	13°7'	11°9'	9°3'	6°53'	4°37'	2°20'
30°	20°21'	18°19'	16°6'	13°43'	11°10'	8°30'	5°44'	2°53'
35°	24°14'	21°53'	19°18'	16°29'	13°28'	10°16'	6°56'	3°30'
40°	28°20'	25°42'	22°45'	19°31'	16°0'	12°15'	8°17'	4°11'
45°	32°44'	29°50'	26°33'	22°55'	18°53'	14°30'	9°51'	4°59'
50°	37°27'	34°21'	30°47'	26°44'	22°11'	17°9'	11°41'	5°56'
55°	42°33'	39°20'	35°32'	31°7'	25°2'	20°17'	13°55'	7°6'
60°	48°4'	44°47'	40°54'	35°14'	30°29'	24°8'	16°44'	8°35'
65°	54°2'	50°53'	46°59'	42°11'	35°15'	29°2'	20°25'	10°35'
70°	60°29'	57°36'	53°57'	49°16'	43°13'	35°25'	25°30'	13°28'
75°	67°22'	64°58'	61°49'	57°37'	51°55'	44°1'	32°57'	18°1'
80°	74°40'	72°75'	70°34'	67°21'	62°43'	55°44'	44°33'	26°18'
85°	82°15'	81°20'	80°5'	78°19'	75°39'	71°20'	63°15'	44°54'
89°	88°27'	88°15'	88°0'	87°33'	87°5'	86°9'	84°15'	78°41'

* Таблица 5 заимствована из книги В. А. Обручева. «Полевая геология», т. I. 4-е изд. НКТП, Гос. горное научно-технич. изд., 1932.

Для того чтобы найти по табл. 5 угол ω , прежде всего в первом вертикальном столбце находим строку соответствующую $\alpha = 40^\circ$. Затем движемся по этой строке до вертикального столбца со значением угла $\gamma = 42^\circ$. Этому углу в таблице соответствующих данных нет, так как он занимает промежуточное положение между данными для углов $\gamma = 40^\circ$ и $\gamma = 45^\circ$. Поэтому на пересечении горизонтальной строки, расположенной против отсчета $\alpha = 40^\circ$, и вертикальных столбцов с отсчетами $\gamma = 40^\circ$ и $\gamma = 45^\circ$ находим угол $30^\circ 41'$, соответствующий значению ω при $\gamma = 40^\circ$, и второе значение угла $\omega = 28^\circ 20'$ при значении $\gamma = 45^\circ$. Так как наш угол $\gamma = 42^\circ$ является средним между ними, то, интерполируя эти данные, получим, что в данном случае $\omega = 29^\circ 30'$, т. е. будем иметь идеальное совпадение с результатами графических построений. Очевидно, нет необходимости объяснять, как по этой таблице найти угол α , если известны углы ω и γ , или угол γ , если соответственно известны углы α и ω . Это будут вариации обратной задачи по сравнению с рассмотренной. Угол ω можно найти также математически, вычислив его по формуле (16) ($\text{tg } \omega = \text{tg } \alpha \cdot \sin \gamma$). Учитывая приведенную ранее формулу (32) ($\text{tg } \gamma = \text{tg } \beta \cdot \cos \alpha$), можем найти любой угол, если известны два других.

Точность графических вычислений обычно $\pm 1^\circ$. Она вполне достаточна и значительно выше точности замеров элементов залегания дизъюнктива и штрихов скольжения компасом, а тем более выше степени устойчивости этих элементов как по простиранию, так и по падению. Учитывая простоту, быстроту построений и точность результатов, можно считать, что графические методы вполне заменяют более длительные математические расчеты.

Рассмотрим дополнительно основные формулы для этих расчетов и разберем вытекающие из них следствия. В формулах, показывающих зависимости между углами α , β , ω , φ , обращают на себя внимание три из них. По первой (16) рассчитана табл. 5.

$$\text{tg } \omega = \text{tg } \alpha \cdot \sin \gamma. \quad (16)$$

Две другие показывают новые зависимости между основными угловыми величинами:

$$\text{tg } \varphi = \text{tg } \beta \cdot \sin \alpha. \quad (30)$$

$$\text{tg } \gamma = \text{tg } \beta \cdot \cos \alpha. \quad (32)$$

Преобразуя последнюю, будем иметь:

$$\text{tg } \gamma = \text{tg } \beta \cdot \sin(90 - \alpha). \quad (32a)$$

Не трудно заметить, что все эти формулы имеют одинаковую структуру. С математических позиций все они представляют собой одну формулу, выражающую одну и ту же зависимость, но написанную с разными буквенными обозначениями углов. Эта их особенность позволяет использовать табл. 5 не только для нахождения угла ω (видимого угла падения плоскости в данном косом сечении или в нашем случае угла наклона борозд скольжения к горизонту), но и углов φ и γ . Для этого необходимо в соответствии с формулами строго соблюдать порядок замены одних угловых величин другими.

Из приведенных формул (16, 30 и 32a) следует, что поиски значений углов γ и φ в табл. 5 *следует вести совершенно таким же путем, как это только что было показано для угла ω* , поскольку $\text{tg } \varphi$ и $\text{tg } \gamma$, как и $\text{tg } \omega$ занимают левую часть одинаковых равенств. Рассмотрим это на двух примерах.

Допустим, что истинный угол падения разлома $\alpha = 60^\circ$, угол между линией простирания разлома и бороздами скольжения $\beta = 40^\circ$, требуется по табл. 5 найти углы φ и γ . Найдем вначале значение угла φ . Связь углов φ и α и β отображена в формуле (30). Сравнивая эту формулу с формулой (16), видим, что в формуле (30) $\text{tg } \beta$ заменяет $\text{tg } \alpha$ формулы (16); соответственно $\sin \alpha$ в формуле (30) заменяет $\sin \gamma$ форму-

лы (16). Поэтому для рассматриваемого случая в табл. 5 в первом вертикальном столбце следует брать отсчеты угла β , а в верхней горизонтальной строке — отсчеты углов α .

Таким образом, для определения угла φ в первом вертикальном столбце находим строку с отсчетом, отвечающим $\beta = 40^\circ$ и, двигаясь по этой строке до вертикального столбца со значением $\alpha = 60^\circ$, находим на их пересечении отсчет угла $\varphi = 36^\circ 00'$.

В формулах (16) и (32а) видно, что в первой из них $\operatorname{tg} \alpha$ заменяется $\operatorname{tg} \beta$, а во второй $\sin \gamma$ соответственно $\sin (90 - \alpha)$. Поэтому в табл. 5 для нахождения угла γ в первом вертикальном столбце располагаются значения углов β , а в верхней горизонтальной строке значения углов $(90 - \alpha)$.

Для того чтобы найти угол γ , в первом вертикальном столбце находим строку, соответствующую углу $\beta = 40^\circ$. Затем по горизонтали (против этого значения угла 40°), двигаясь до вертикального столбца со значением угла $90 - \alpha$, т. е. $90 - 60 = 30^\circ$, получаем значение угла $\gamma = 22^\circ 45'$.

Совершенно очевидно, что табл. 5 может быть широко использована при составлении вертикальных разрезов параллельных линии простирания разрыва, когда требуется спроектировать на разрез следы пересечения пластов, жил, даек и других геологических тел с этим дизъюнктивным или когда по этим данным требуется найти следы их пересечения в плоскости самого разрыва, т. е. построить разрез, совпадающий с этой плоскостью, если его угол падения меньше 90° . Возможны также и другие случаи ее применения.

Анализ простых перемещений

Прежде чем перейти к изложению анализа перемещений с помощью графических приемов, следует сказать, что все построения, необходимые для вычисления амплитуд, основаны на простейших приемах начертательной геометрии и при соответствующем навыке занимают не более 15—20 минут. Имея в виду, что многие из этих приемов забыты, либо не применялись к области геологии, мы напомним их в процессе решения задач. Поэтому изложение того или иного приема построений занимает больше времени, чем сами построения, которые придется делать каждому освоившему их. Простые и быстрые, эти приемы позволяют дать обоснованную количественную оценку величинам амплитуд как простых, так и сложных, многократных перемещений.

Анализ перемещений включает в первую очередь определение амплитуды смещения по дизъюнктивному нарушению. Эта амплитуда может быть установлена в том случае, если известна линия скольжения и положение смещенных разрывом геологических тел. Перемещения могут быть разделены на простые — однократные и сложные — многократные. Анализ последних представляет наибольшие трудности и в то же время особый интерес. Однако целесообразно сначала рассмотреть простые или однократные перемещения. При решении вопроса об амплитудах этих перемещений могут быть выделены два типа задач, различных по некоторым особенностям подхода к установлению их амплитуд.

1. Задачи по смещению характерных точек, т. е. по смещению точек пересечения двух непараллельных пластов, жил, даек и т. д. с дизъюнктивом.

2. Задачи по перемещению контактов одного или серии параллельных геологических тел при известной линии скольжения.

Различия эти не принципиальные. В первом типе задач положение линии скольжения получается вместе с определением амплитуды перемещения, во втором же она должна быть определена другими способами и приложена к решению конкретного случая. Разбирая принцип решения задач каждого типа, мы постараемся рассмотреть различные случаи и показать те построения, которые для этого требуется произвести.

Определение амплитуд перемещений по смещению характерных точек

Рассматривая ранее пример перемещения трех непараллельных жил, расположенных под различными углами к плоскости дизъюнктива (общий случай), мы пришли к выводу, что по типу перемещения это сбросо-сдвиг (см. рис. 95, Б). Это решение было недостаточно обоснованным, потому что не было количественной характеристики элементов смещения (сбросовой и сдвиговой составляющих). Однако такие расчеты можно сделать, пользуясь графическими построениями.

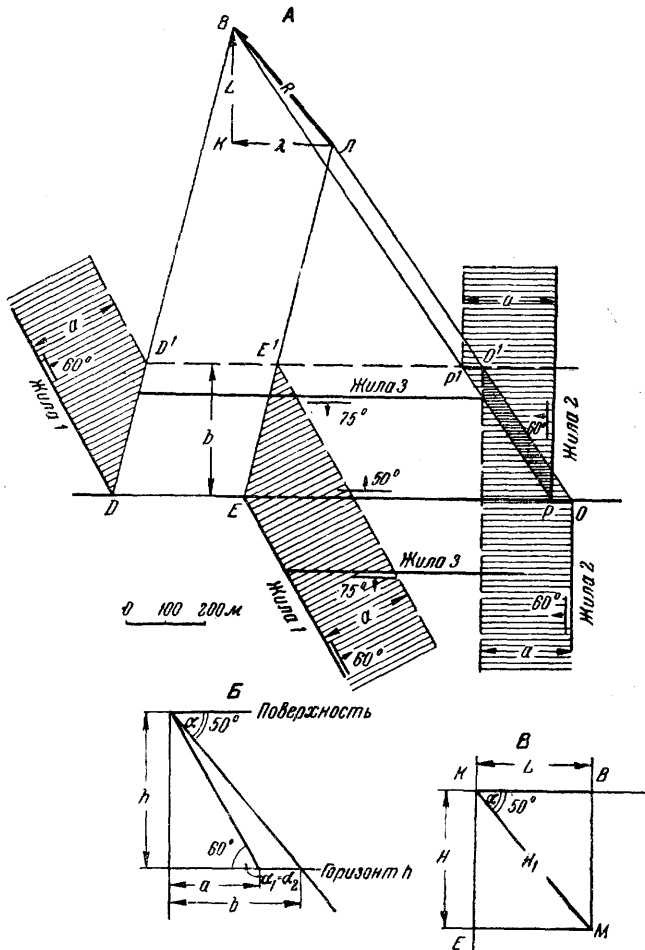


Рис. 105. Определение по смещению характерных точек положения линии скольжения и амплитуды смещения двух жил (№ 1 и № 2), расположенных косо к простиранию пологопадающего разрыва (проекция на горизонтальную плоскость). А — план; Б — совмещенные разрезы вкrest простирания разрыва и жил; В — разрез вкrest простирания разрыва

На рис. 105, А сплошными линиями (по данным средних элементов) в проекции на горизонтальную плоскость изображены выходы трех жил и секущего их широтного разрыва. Эти жилы не параллельны друг другу и поэтому их плоскости, будучи графически продолжены, пересекутся, образуя линии скрещения или следы пересечения. Так как жил три, то в южном (лежачем) и северном (висячем) тектоническом блоках таких линий будет по три в соответствии с числом сочетания жил (из трех по две) — жил 1 и 2, жил 1 и 3 и, наконец, жил 2 и 3.

Если бы не было перемещений в плоскости разрыва, то линии скрещения отмеченных жил совпадали бы по обе стороны дизъюнктива. Места пересечений этих линий разрывом выражались бы в виде трех точек, названных нами характерными точками. По существу характерные точки представляют собой место пересечения трех плоскостей. Поскольку по дизъюнктиву имели место перемещения, то каждая из этих точек как бы «раздвоилась» (образовались три пары характерных точек). Линии, соединяющие эти раздвоившиеся точки, указывают нам направление и амплитуду перемещения в плоскости разрыва. Так как мы имеем три пары характерных точек, а для решения настоящей задачи достаточно одной, то можно не только получить сбросовую и сдвиговую составляющие, но и дважды проверить их и, наконец, вычислить их средние значения.

При нахождении положения характерных точек, необходимых для вычисления амплитуды и типа перемещения, следует сделать ряд графических построений. Рассмотрим первый вариант — сочетание разрыва и жил 1 и 2 (см. рис. 105).

Для решения задачи требуется построить положение разрыва и жил на новом (нижнем) произвольном горизонте высотой равной h . Очевидно, что и дизъюнктив и жилы сместятся параллельно самим себе на некоторые расстояния по направлению падения. Для нахождения этих расстояний необходимо сделать небольшой дополнительный чертеж (рис. 105, Б), на котором изображаются истинные углы падения жил (у обеих он равен 60°) и разрыва (50°).

Отсекая от поверхности горизонт, равный h , на этом нижнем горизонте мы получим те расстояния (« a » и « v »), на которые сместятся параллельно самим себе жилы (отрезок « a ») и дизъюнктив (отрезок « v »).

Построив, как указано на рис. 105 А, положение жил и разрыва на новом горизонте, мы тем самым совместим планы поверхности (черные сплошные линии) и горизонта h (пунктирные линии). На этом плане виден ряд общих одноименных точек, соответствующих местам, в которых дизъюнктив пересекает жилы, расположенные в его висячем и лежащем блоках. Для жилы 1 висячего блока дизъюнктива такими точками будут D и D^1 ; для жилы 2 — P и P^1 , соответственно для лежащего блока нарушения это будут точки E и E^1 (жила 1) и O и O^1 (жила 2). Соединив прямыми линиями эти одноименные точки (D и D^1 ; P и P^1 и т. д.), мы получим следы пересечений смещенных частей жил и разрыва или, как нередко говорят, линии скрещений жил и дизъюнктива. В том, что эти линии действительно являются геометрическим местом точек таких пересечений, читатель может убедиться путем сокращения или увеличения высоты горизонта h в 2, 3 и более раз, что вызовет такое же сокращение или увеличение отрезков « a » и « v ». Очевидно, что линии скрещений разрыва и жил могут быть продолжены в обе стороны от отмеченных характерных точек. Поскольку эти линии для жил 1 и 2 не параллельны, они пересекутся. Очевидно, в точке их пересечения пересекутся три поверхности — дизъюнктива и жил 1 и 2.

При построениях следует строго соблюдать два условия:

1. Находя точки пересечения линий скрещения жил и разрыва, строго различать, какие из них относятся к висячему, какие к лежащему блокам разрыва, т. е. искать пересечения этих линий следует отдельно для жил, расположенных в висячем (точка B) и лежащем (точка L) блоках разрыва.

2. Вести построения линий скрещения жил и разрыва либо для висячих, либо для лежачих их блоков, чтобы исключить влияние их мощностей на величину амплитуды.

Точки B и L характерны тем, что до смещения жил этим разрывом они совпадали. Следовательно, только они и могут надежно показать, насколько переместились блоки один относительно другого и в каком на-

правлении. Очевидно, этим направлением будет линия $LB=R$, соединяющая эти точки (т. е. линия скольжения) ¹.

Таким образом, отрезок $LB=R$ будет представлять собой проекцию истинной амплитуды перемещения блоков на горизонтальную плоскость (т. е. выбранную нами плоскость проекций). Точка B («характерная точка») является местом пересечения трех плоскостей, т. е. дизъюнктива и жил 1 и 2, расположенных висячем блоке нарушения, она смещена относительно такой же точки L лежащего блока вниз и к западу по падению плоскости нарушения. Следовательно, это нарушение является сбросо-сдвигом. Из сказанного также следует, что *стрелка вектора, указывающего направление перемещения блока, всегда должна быть направлена от L и B , т. е. к точке, характеризующей относительно перемещение висячего блока дизъюнктива.*

Зная масштаб плана, легко найти числовые значения сбросовой и сдвиговой составляющих этого перемещения. Для этого прежде всего следует по правилу сложения и вычитания векторов (правилу параллелограмма) разложить вектор R на сдвиговую, т. е. горизонтальную составляющую $KL=\lambda$, параллельную простиранию нарушения, и сбросовую составляющую $KB=L$ (ширину сброса), перпендикулярную простиранию разрыва. Так как $KL=\lambda$ — это горизонтальная линия, то на горизонтальную плоскость она будет проектироваться истинной величиной. Таким образом, отрезок $KL=\lambda$ можно перевести в числовую величину $\lambda=255$ м.

Зная ширину сброса $KB=L=300$ м (см. рис. 105, А), являющуюся проекцией на горизонтальную плоскость истинной амплитуды перемещения H_1 , и истинное падение плоскости нарушения $\alpha=50^\circ$, мы можем найти H_1 , сделав лишь небольшие построения (см. рис. 105, В). На разрезе (рис. 105, В) показано истинное падение плоскости разрыва относительно линии горизонта и от места их пересечения (точки K) отложен отрезок $KB=L=300$ м, соответствующий ширине сброса. Опуская перпендикуляр из крайней точки B до пересечения с разрывом (как это показано на рис. 105, В), получим на линии нарушения отрезок $KM=H_1=570$ м, т. е. истинную наклонную амплитуду сброса. Спроектировав точку M на вертикальную линию, получим точку E и отрезок $KE=H=360$ м, т. е. вертикальную амплитуду сброса. Простирание проекции линии скольжения (LB) на горизонтальную плоскость берем с плана (рис. 105, А). Азимут этой линии равен $310^\circ 30'$.

Таким образом, задача по определению характера перемещения и числовых значений его элементов — λ , H , H_1 , L а также азимута, по которому смещался висячий блок дизъюнктива ($LB=R$), решена.

С целью проверки полученных данных разберем другой пример соотношения этого же дизъюнктива с жилами 1 и 3. В первом примере угол между линиями простирания нарушения и жил был больше нуля градусов, во втором примере одна из жил (жила 3) параллельна разрыву. Во втором случае требуются несколько иные графические построения, к рассмотрению которых мы и перейдем.

Находим след пересечения дизъюнктива с расположенной к нему косо жилой 1 (рис. 106) способом, изложенным выше, т. е. построим положение жилы и нарушения либо на каком-то произвольном горизонте, либо, во избежание излишних построений, на том горизонте, где пересекаются разрыв и жила 3. Так как эта жила имеет такое же простирание, что и дизъюнктив, но падает в противоположную сторону, то совершенно очевидно, что линия скрещения (пересечения) разрыва и жилы будет горизонтальна и параллельна простиранию жилы и нарушения.

¹ Опыт показывает, что подавляющее большинство перемещений относится к перемещениям прямолинейным, без сколько-нибудь заметного вращения блоков (более $5-6^\circ$), т. е. здесь и везде речь идет о так называемых поступательных дизъюнктивах.

Соответственно, при подобном расположении жилы 3 и разрыва прежний способ нахождения линии скрещения не пригоден. Проще всего линию их скрещения (пересечения) можно найти, построив разрез вкрест их простираения.

На разрезе (см. рис. 106, Б) видим, что в висячем блоке след пересечения будет находиться на расстоянии «*b*» от дизъюнктива и займет положение *ED* между нарушением и жилой (рис. 106, А). В лежащем

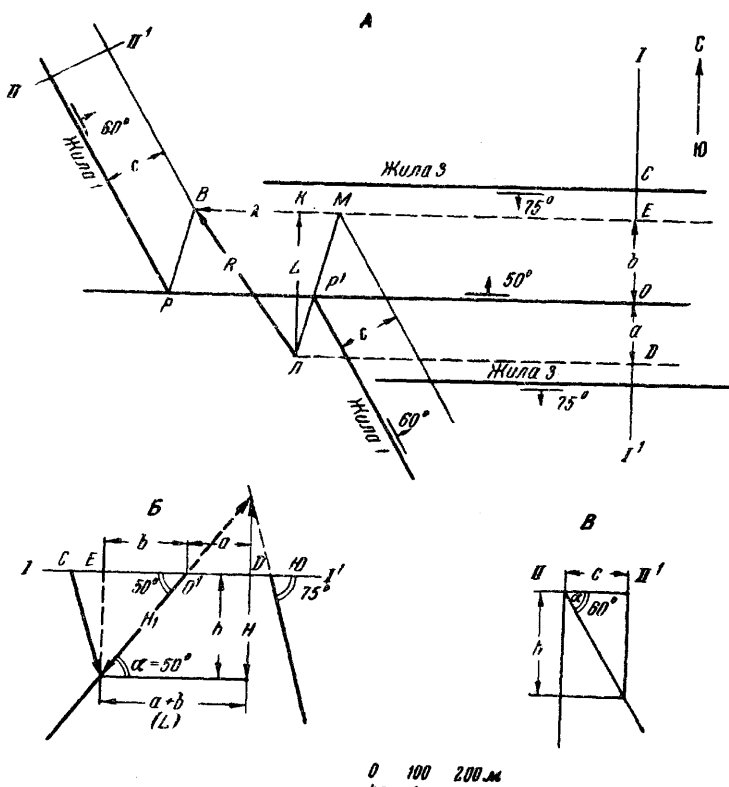


Рис. 106. Определение по смещению характерных точек амплитуды перемещения двух жил (1-й и 3-й), расположенных одна косо, а другая параллельно к простираению пологопадающего разрыва: А—план; Б—разрез по линии I—I'; В—разрез по линии II—II'

блоке этот след окажется выше поверхности эрозии и будет находиться на расстоянии «*a*» к югу от разрыва, заняв положение *ДО*.

Зная теперь положение и величину горизонта *h*, на котором в висячем блоке разрыва перекаются жила 3 и дизъюнктив, мы можем найти и положение жилы 1 на том же горизонте. Для этого описанным ранее способом с помощью разреза вкрест простираения жилы 1 (рис. 106, В) найдем положение жилы 1 на горизонте *h* (рис. 106, А, пунктирные линии). Соединив точки пересечений дизъюнктива с жилой 1 на нулевом горизонте (поверхности) и горизонте *h*, получим линии их скрещения (*PВ* и *MP¹*). Зная теперь положение линий скрещения жил 1 и 3 с разломом (*PВ*, *MP¹*, *ЕВ* и *Л*) в каждом тектоническом блоке, найдем точки, в которых они пересекаются. В висячем блоке нарушения такой характерной точкой пересечения трех отмеченных поверхностей — дизъюнктива и жил — будет точка *В*, а в лежащем блоке — точка *Л*. Соединив их, получим вектор *ЛВ = R*, являющийся проекцией полной амплитуды относительного смещения (*R₁*) этих блоков.

Сравнивая длину и положение вектора $LB=R$ в нашей задаче с величиной его, полученной и ранее при решении этой же задачи, в случае, когда расчеты производились для жил 1 и 2 (см. рис. 105), мы видим, что эти векторы имеют почти одинаковую длину и положение относительно стран света. Если бы мы проделали аналогичные построения для определения вектора R , взяв при этом иное сочетание жил, т. е. жилы 3 и 2, то получили бы тот же результат.

Для большей убедительности на рис. 107 мы приводим результат расчетов вектора R при трех возможных сочетаниях жил. Вполне естествен-

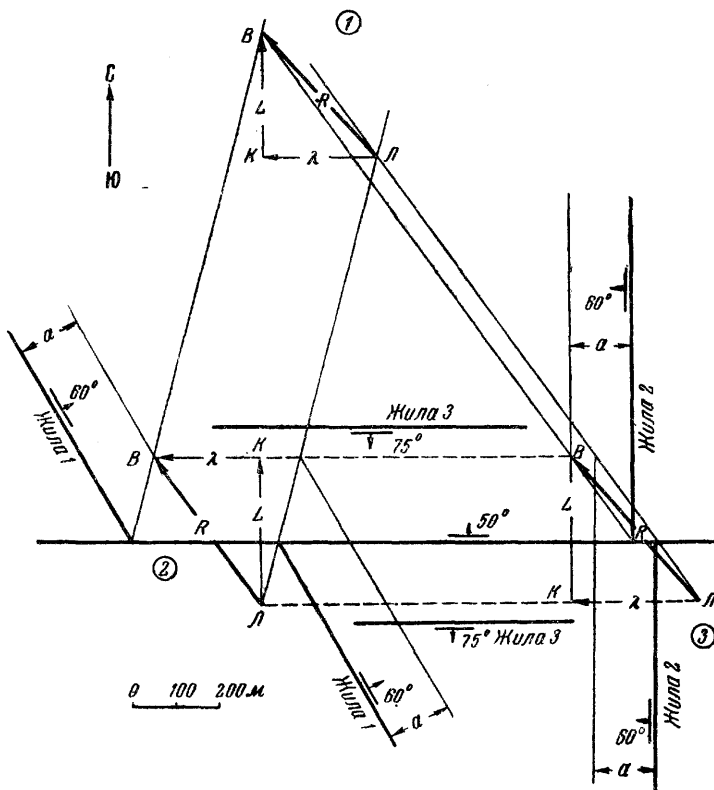


Рис. 107. Сопоставление амплитуд перемещений жил (1, 2 и 3) при различном их сочетании, вычисленных по смещению характерных точек (проекция на горизонтальную плоскость)

но, что три варианта решений дали некоторые расхождения в длине и ориентировке вектора R и длине его производных. Это прежде всего связано как с неточными данными о пространственном положении жил и разрыва, так и ошибками в графических построениях. Во всех трех вариантах вектор R был разложен на сдвиговую и сбросовую составляющие, из которых определены: λ — амплитуда сдвига, H — вертикальная высота сброса и H_1 — наклонная высота сброса и его ширина L . Величины последних в соответствии с масштабом выражены в метрах (табл. 6). Из таблицы видно, что расхождения этих величин, полученных при трех вариантах решения, вполне допустимы.

При решении двух последних вариантов, т. е. сочетаний жил 1 и 3, а также 2 и 3, где жила 3 имеет простираение параллельное разрыву, а угол ее падения отличается от угла падения этого нарушения, отпадают

Варианты расчетов амплитуд перемещений (рис. 107) при различных сочетаниях дизъюнктива и жил (в метрах)

Параметры	Жилы 1 и 2	Жилы 1 и 2	Жилы 2 и 3	Средние данные
Сдвиговая составляющая (λ)	255	235	258	258
Ширина сброса (L)	300	335	335	323
Вертикальная амплитуда сброса (H)	360	400	400	387
Наклонная амплитуда сброса (H_1)	570	625	625	607
Азимут простирания ($ЛВ-R$)	$310^\circ 30'$	313°	$309^\circ 30'$	311°

некоторые дополнительные построения при определении H и H_1 после разложения вектора R на сдвиговую (λ) и сбросовую $ЛК=L$ составляющие. Как известно, сдвиговая составляющая λ будет величиной истинной, а сбросовая H и $L=ЛК$ (ширина сброса) будет проекцией наклонной высоты сброса H_1 на горизонтальную плоскость. Для вычисления наклонной H_1 и вертикальной амплитуды сброса H нам потребовалось бы построить разрез вкрест простирания дизъюнктива, как это мы делали раньше (см. рис. 105, В). Здесь такое построение уже было сделано для определения проекций пересечения дизъюнктива и жилы 3 в лежачем и висячем блоках (см. рис. 106, В). На этом рисунке видно, что $ЛК=L=a+v$ и что H и H_1 были получены сразу же при составлении этого разреза. Нельзя было установить лишь величину λ . Последняя могла быть вычислена только при разложении вектора R на составляющие.

В тех случаях, когда линия простирания жилы или пласта располагается под очень острым углом к простиранию нарушения, приходится строить не менее двух параллельных разрезов вкрест простирания дизъюнктива, так как при другом, ранее изложенном способе установления линии их пересечения пришлось бы строить слишком большие чертежи. Если углы между направлениями простирания жилы и нарушения близки к нулю, то длина их должна быть близка к бесконечности. В разбираемом случае углы между простиранием жилы и разрыва могут быть очень невелики, все же вычислять H и H_1 по разрезам, перпендикулярным жиле или разрыву (без внесения поправок), не следует, и лучше получать эти данные обычным путем, разлагая вектор R на составные части и производя эти вычисления так, как это было описано раньше. Составляя разрез, всегда надо помнить, что при сечениях, не перпендикулярных разрыву или жиле, необходимо вносить поправки на углы, т. е. в разрезе изображать не истинные, а видимые углы падения, свойственные данному сечению.

Наиболее часто допускаются ошибки при определении положения точек $Л$ и $В$ и при установлении направления вектора $R=ЛВ$. Необходимо помнить, что точка $В$ есть место пересечения линий сопряжения (скрепления) дизъюнктива с контактами геологических тел, расположенных в висячем блоке нарушения. Точка же $Л$ есть место пересечения тех же элементов лежачего его блока. Поскольку тип нарушения определяется по характеру смещения висячего блока разлома относительно лежачего, т. е. висячему блоку придается роль подвижного элемента, то стрелка вектора R всегда должна быть направлена от точки $Л$ к $В$. Анализируя направление вектора R в плоскости дизъюнктива, т. е. определяя, направлен ли он по восстанию или по падению плоскости разлома, мы соответственно

устанавливаем, взброс это или сброс, а при косом положении — соответствующие их комбинации со сдвигом. При соблюдении этих основных принципов никогда не будут допущены ошибки в установлении вектора, а также в определении типа нарушения.

Следует подчеркнуть рекомендацию общего характера. Чем крупнее чертеж, а соответственно и масштаб планов или карт, тем меньше возникает ошибок при графических построениях. В тех случаях, когда масштаб карты мелкий и может привести к существенным ошибкам при отмечен-

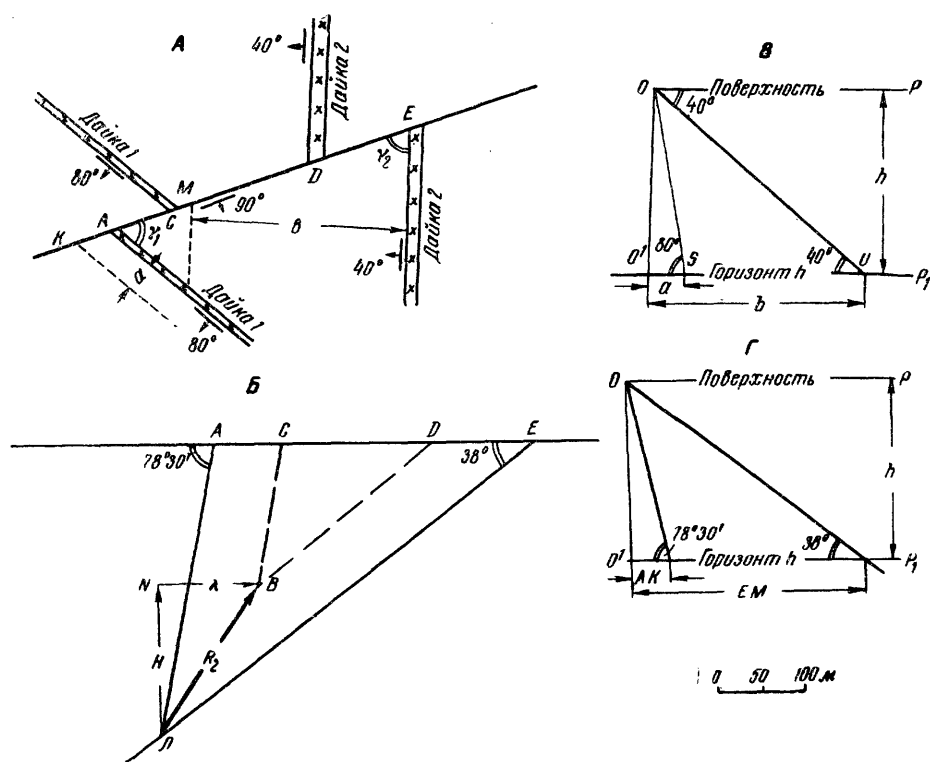


Рис. 108. Расчет амплитуды перемещения даек при вертикально-падающем разрыве (проекция на вертикальную плоскость разрыва): А — план; Б — разрез в плоскости разрыва; В — совмещенный разрез вкрест простирания даек 1 и 2; Г — нахождение видимых углов падения даек в направлении простирания разрыва (разрез)

ных выше графических построениях, следует увеличить масштаб плана или карты, перенеся на нее не все геологические структуры и тела, а лишь те из них, которые необходимы для графических расчетов амплитуд.

Остановимся на разборе довольно частых случаев, когда разрыв вертикален или почти вертикален, а пересекаемые им геологические образования имеют различные элементы залегания. Совершенно очевидно, что проектировать все эти элементы на горизонтальную плоскость, как это делалось выше, нельзя, так как они расположатся либо на простирании дизъюнктива и сольются в одну линию, либо вблизи разрыва получится загроможденный чертеж, допускающий возможность больших ошибок. В этих случаях лучше всего проектировать все на вертикальную плоскость, параллельную простиранию нарушения, либо на плоскость самого разрыва. Разберем несколько примеров.

На рис. 108, А изображены две дайки гранит-порфиров одинакового состава и возраста, смещенные вертикально падающим разрывом северо-

восточного простираения. Дайки падают на запад и юго-запад под различными углами и секутся дизъюнктивом под косым углом. С первого взгляда трудно сказать, каков характер перемещения. Как было уже сказано, наиболее точным и быстрым способом решения является составление проекции всех этих элементов на вертикальную плоскость, т. е. плоскость дизъюнктива. Иначе говоря, следует сделать разрез (рис. 108, *Б*) вдоль плоскости дизъюнктива в том же масштабе, что и на рис. 108, *А*. Так как разрыв сечет дайку косо, то на разрезе дайки должны быть изображены под углами падения меньшими, чем истинные углы их падения ($\alpha_1 = 80^\circ$; $\alpha_2 = 40^\circ$). Эти видимые углы падения (ω_1 и ω_2) мы найдем по табл. 5. Как известно, для этого необходимо знать истинные углы падения даек ($\alpha_1 = 80^\circ$, $\alpha_2 = 40^\circ$) и углы (γ_1 и γ_2) между линией разреза и простираением даек. Имея для первой дайки $\alpha_1 = 80^\circ$ и $\gamma_1 = 60^\circ$, по табл. 5 находим $\omega_1 = 78^\circ 29'$; для второй дайки при $\alpha_2 = 40^\circ$ и $\gamma_2 = 70^\circ$ получим $\omega_2 = 38^\circ 15'$.

Зная эти углы, строим разрез в плоскости дизъюнктива. На нем изображаем следы пересечения (скрещения) висячих блоков даек с нарушением; линии пересечения, расположенные в юго-восточном (условно лежащем) блоке разрыва, покажем сплошными линиями, а те же линии в северо-западном (условно висящем) блоке изобразим пунктиром. Продолжая эти линии до пересечения, найдем, что для юго-восточного блока точкой, где пересекутся разрыв и висячие бока двух даек, будет точка *Л*, а для северо-западного блока — точка *В*.

Положение вектора $LB = R_2$ указывает нам на то, что северо-западный (висячий) блок относительно юго-восточного (лежащего) блока поднимался, сдвигаясь к северо-востоку.

Вектор $LB = R_2$ будет изображать нам истинную величину косоугольного перемещения блоков на вертикальной плоскости разрыва. Разложив этот вектор на сдвиговую и взбросовую составляющие, получим также истинные величины этих перемещений. Истинными все они будут потому, что векторы $LB = R_2$, $LN = H$ и $NB = \lambda$ лежат в плоскости вертикального разрыва.

Зная масштаб чертежей, все эти амплитуды можно выразить в метрах. Так, в рассматриваемом примере равнодействующая движений $LB = R_2 = 205$ м, сдвиговая составляющая $\lambda = 110$ м и вертикальная амплитуда взброса $NL = H = 175$ м.

Предположим теперь, что у нас под рукой нет табл. 5, по которой мы нашли видимые углы падения даек в плоскости сечения их разрывом. В этом случае сделаем несложное построение (рис. 108, *В*). На нем в разрезе изображаем поверхность (линия *OP*) и горизонт, расположенный ниже этой поверхности на произвольную величину *h* (горизонт *h*; линия *O¹P¹*). От линии горизонта в точке *O* откладываем истинные углы падения даек и разлома, т. е. на одном чертеже делаем совмещенный разрез вкрест их простираения. Контакт первой дайки пересечет горизонт *h* в точке *S*, второй — в точке *И*, а разлом в точке *O¹*, т. е. его контакт совпадает с вертикальной линией (линией координат).

Очевидно, что в направлении линии падения на горизонте *h* проекция висячего бока первой дайки будет отстоять от ее выхода на поверхности на величину $O^1S = a$, а второй — на величину $O^1И = v$, положение же самого дизъюнктива, падающего вертикально, не изменится. Перенеся эти данные на рис. 108, *А*, проводим пунктиром положения висячих боков даек на горизонте *h* и получим, таким образом, совмещенный план поверхности и горизонта *h*. На плане видно, что разрыв, пересекая проекции висячих боков даек, на поверхности и на горизонте *h* отсекает отрезки *AK* и *EM* большие, чем «*a*» и «*v*» ($AK > a$; $EM > v$), следовательно, углы падения даек в этом сечении меньше истинных углов их падений.

Не трудно заметить, что задача их определения обратная по отношению к только что рассмотренной (рис. 108, *В*). Если в первом случае нам

была известна высота горизонта h и углы падения даек, но не известны отрезки «а» и «в», то здесь известны отрезки AK и EM и высота горизонта h , но не известны углы падения даек в данном сечении. Очевидно, составляя аналогичный чертеж (рис. 108, Г) на основании катетов прямоугольных треугольников, построенных по данным h , AK , EM , находим видимые углы падения даек. Измерив их транспортиром, получим, что угол падения для первой дайки будет равен $78^\circ 30'$, а для второй 38° . Сравнив эти углы с углами, определенными ранее по табл. 5, видим, что сходство их идеальное (табличные данные $\omega_1 = 78^\circ 29'$, $\omega_2 = 38^\circ 15'$; установленные графически $\omega_1 = 78^\circ 30'$, $\omega_2 = 38^\circ$).

Разберем другой случай, когда разлом падает под крутым углом, например 70° (рис. 109), и составление горизонтальной проекции для решения задачи нерационально. В этом случае следует составлять либо вертикальную проекцию (рис. 109, Б), либо проекцию, совпадающую с плоскостью нарушения (рис. 109, В). Составляем вертикальную проекцию. Зная, что угол падения жилы 1 $\alpha_1 = 85^\circ$ и угол между ее простиранием и простиранием разлома $\gamma_1 = 20^\circ$, по табл. 5 находим $\omega_1 = 75^\circ 29'$; для жилы 2 при $\alpha_2 = 45^\circ$ и $\gamma_2 = 45^\circ$ будем иметь $\omega_2 = 35^\circ 15'$ или округленно 35° . Получив эти данные, построим разрез (рис. 109, Б) в масштабе плана на рис. 109, А), так же, как это делалось в предыдущем примере (рис. 108, Б). Сплошными линиями здесь изобразим следы пересечения вертикальной плоскости разреза (плоскость проекции, параллельная простиранию дизъюнктива) с продолженными до этой плоскости висячими боками жил 1 и 2, расположенными в северо-западном (висячем) блоке разлома. Сплошными линиями с точками покажем аналогичные следы пересечения (скрещения) жил, находящихся в юго-восточном (лежачем) блоке. Продолжая полученные линии скрещения до их пересечения отдельно для каждого блока, получим характерные точки B и L , соединив которые получим вектор $LB = \vec{R}_2$. Очевидно, что вектор $R_2 = 56,3$ м есть вертикальная проекция истинной амплитуды перемещения блоков. Его положение показывает нам, что это смещение относится к взбросо-сдвиговому. Разложив вектор R_2 на сдвиговую составляющую λ и взбросовую составляющую H , и учитывая масштаб чертежа, найдем, что $\lambda = 52,5$ м, а вертикальная высота взброса $H = 20$ м.

Для того чтобы определить наклонную высоту взброса H_1 , необходимо сделать дополнительный чертеж — разрез вкрест простирания дизъюнктива. Отложив вертикальную высоту взброса H , как показано на рис. 109, В, на линии падения разрыва найдем наклонную амплитуду взброса $H_1 = 21,2$ м. Зная H_1 и имея в виду, что проекция сдвиговой составляющей λ будет иметь одинаковую величину как на наклонной поверхности нарушения, так и на вертикальной поверхности, параллельной простиранию последней, можем найти и истинную величину взбросо-сдвигового перемещения в плоскости дизъюнктива.

Совершенно очевидно, что $R_2^1 = 56,7$ м будет являться гипотенузой прямоугольного треугольника, катетами которого будут H_1 и λ .

Величины H_1 и R_2^1 можно получить и другим способом. Для этого на плоскости нарушения найдем следы ее пересечения (линии скрещения) с жилами 1 и 2 и затем точки пересечения обеих линий для висячего и лежащего блоков разрыва. Соединив эти точки, найдем вектор $R_2^1 = L^1B^1$, указывающий величину и направление истинного перемещения в плоскости нарушения. Мы не станем делать всего построения указанной проекции, совпадающей с плоскостью разрыва, а отметим лишь основные его принципы. Построение проекций, совпадающих с плоскостью разрыва, особенно жил, ограниченных нарушениями или сопряженных с другими жилами и нередко образующих здесь рудные столбы, часто бывает необходимо как при подсчете запасов, так и при выборе направления разведочных и эксплуатационных работ и других целей.

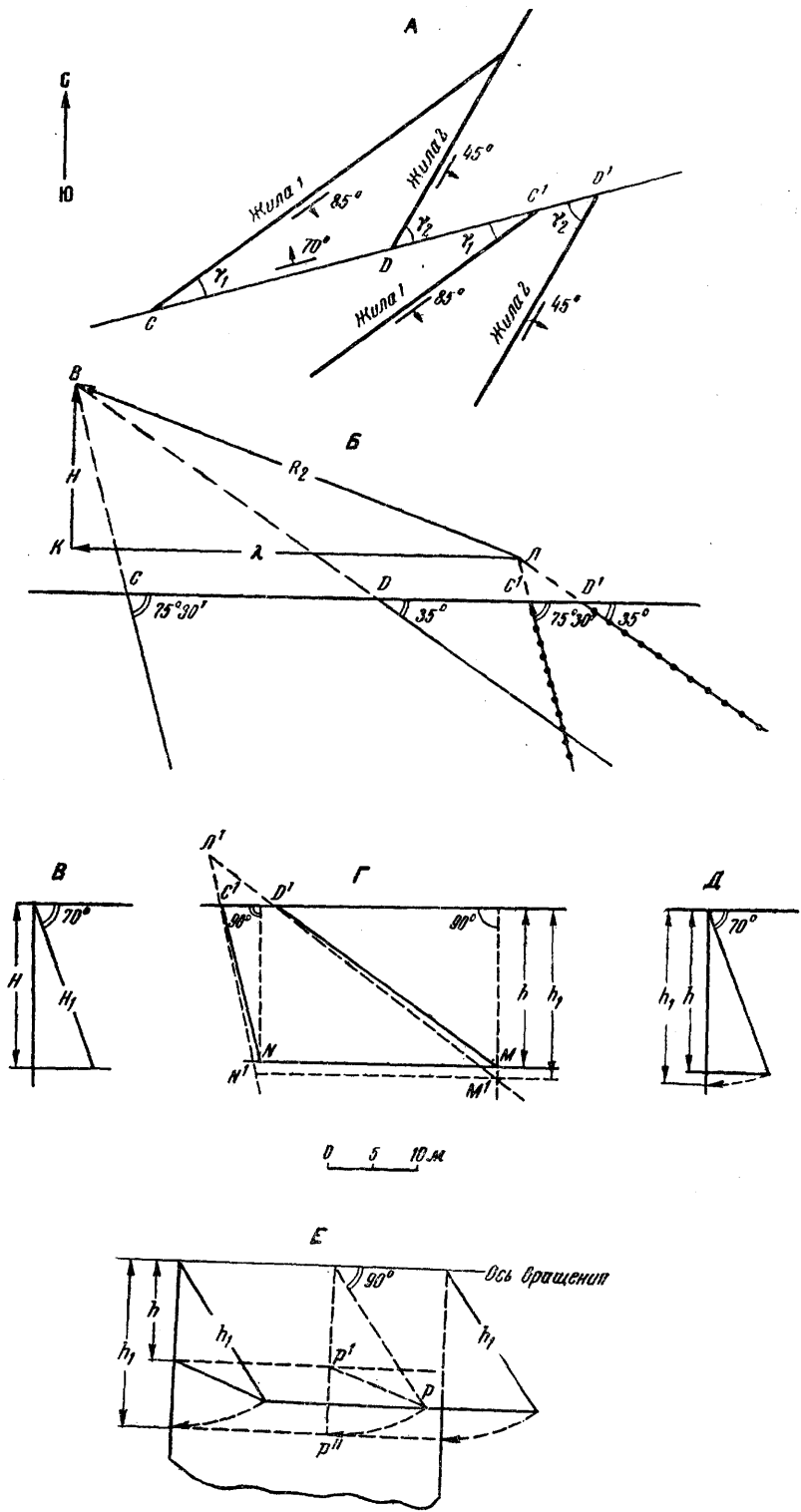


Рис. 109. Расчет амплитуды перемещений двух жил по крутопадающему разрыву
 А — план; Б — разрез — проекция на вертикальную плоскость, параллельную простиранию разрыва, для расчета амплитуды перемещения; Б' — разрез вкrest простирания разрыва (дополнительное построение); F — совмещенная проекция выходов жил лежащего блока разрыва на вертикальную плоскость, параллельную простиранию разрыва и плоскость самого разрыва (принцип построений); D — разрез вкrest простирания разрыва (дополнительное построение); E — блок-диаграмма, поясняющая построение проекции «F»

Построение проекции на наклонную плоскость жилы или разрыва производится при наличии горизонтальной (плана), либо вертикальной (разреза) проекций. Разберем принцип построения, взяв некоторые условия из предыдущего примера; разрез параллельный простиранию дизъюнктива, на котором изображено лишь положение жил в лежащем его блоке (см. рис. 109, Г). Нанесем произвольно выбранный нами горизонт высотой h (горизонт h) ниже поверхности, являющейся здесь одновременно линией простирания разрыва. Жилы пересекаются с этим горизонтом в точках N и M . Но сам горизонт h и точки N и M являются проекциями на вертикальную плоскость точек M^1 и N_1 , находящихся на наклонной поверхности разрыва.

Так как наклонная высота горизонта h_1 больше своей проекции на вертикальную плоскость — h (рис. 109, D), то на чертеже ее можно представить как ленту шириной h_1 , повернутую вокруг линии простирания на угол, дополняющий угол падения разрыва (рис. 109, D и E), и таким образом совмещенную с плоскостью чертежа. В этом случае мы будем иметь две совмещенных проекции — вертикальную проекцию (разрез) и проекцию в плоскости нарушения (рис. 109, Г).

Известно, что при вращении плоскости все точки, расположенные на ней, будут перемещаться по прямым линиям, перпендикулярным к оси ее вращения. Так как мы знаем положение точек N и M на вертикальной проекции, то, учитывая сказанное, легко найти положение этих же точек на новой проекции. Очевидно, точки N и M сместившись перпендикулярно оси вращения, окажутся на линии, отстоящей от этой оси на высоту h_1 , и займут положение N^1 и M^1 . В то же время точки C^1 и D^1 (выходы жил 1 и 2 на поверхность), как расположенные на оси вращения, не сместятся.

Очевидно, соединив точки C^1 с N^1 и D^1 с M^1 , мы получим следы пересечения (линии скрещения) жилы 1 и 2 с разрывом в проекции на его плоскость. Продолжив линии C^1N^1 и D^1M^1 до их пересечения, получим точку L^1 , представляющую собой характерную точку пересечения линий скрещения жил с разрывом в плоскости самого нарушения (т. е. точку пересечения трех плоскостей — дизъюнктива и пересекаемых им жил). Сделав аналогичные построения для жил 1 и 2, расположенных в висящем блоке разрыва, получим точку B^1 . Соединив L^1 и B^1 , будем иметь вектор $R_2^1 = L^1B^1$, разложив который на наклонную амплитуду (H_1) и сдвиговую амплитуду (λ), решим поставленную задачу.

Роль рельефа

Для того чтобы не усложнять первых наших примеров и ввести читателя в курс простейших приемов графических решений задач, основанных на приемах начертательной геометрии, а также в какой-то степени развить пространственное представление, мы умышленно не учитывали рельефа местности и вели все наши рассуждения так, как если бы рассматривали погоризонтные планы или практически горизонтальный рельеф местности. Однако, как правило, первым материалом является геологическая карта обычно расчлененной поверхности. Поэтому прежде чем производить расчеты амплитуд по выявленным при картировании дизъюнктивам, совершенно необходимо сделать соответствующие поправки на рельеф, т. е. проще говоря, составить на отдельном листе план какого-то горизонта, на котором и изобразить элементы геологической карты, необходимые для этих расчетов — разрывы, пласты или жилы, дайки и т. д. Если мы не будем учитывать рельеф (а, к сожалению, такие примеры нередки), и возьмем прямо с карты расстояния между смещенными частями пласта, то результат расчета амплитуд перемещений получится неверный. Нередки случаи, когда выход пласта или разрыва на расчлененную поверхность земли в произвольно выбранном участке принимается за истинное их простирание. Есте-

венно, что при таком ошибочном подходе к вопросу мы не можем ожидать и правильного решения задачи. Для иллюстрации влияния рельефа разберем один из примеров.

На рис. 110 представлен участок геологической карты, показан маркирующий горизонт кремнистых сланцев среди монотонной толщи пород и дайка кварцевого порфира, выполняющая трещину, выдержанную по падению и простираанию. В процессе полевых и камеральных работ было установлено, что разрыв возник после внедрения дайки кварцевого порфира и относится к простым (однократным) наруше-

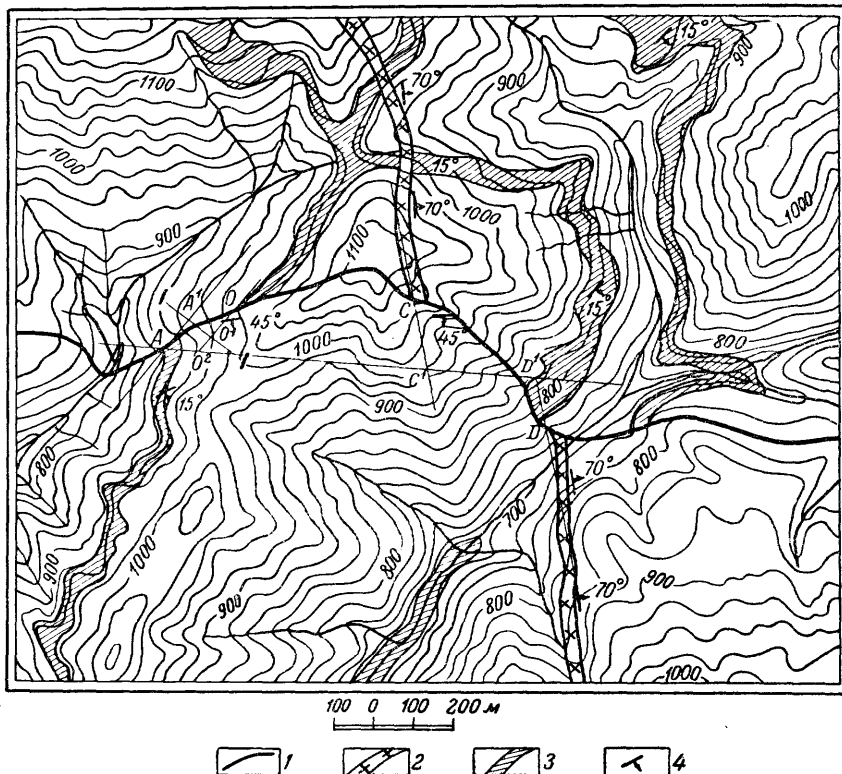


Рис. 110. Участок геологической карты

1 — выход разрыва на поверхность; 2 — дайка кварцевого порфира; 3 — маркирующий горизонт кремнистых сланцев среди однородной толщи пород; 4 — элементы залегания

ниям. Это дает нам основание попытаться установить амплитуду перемещения по точкам, в которых пересекаются линии скрещения дайки и дизъюнктива, а также маркирующего горизонта с нарушением в висячем и лежащем блоках разрыва.

Совершенно ясно, что взять для расчетов с карты (рис. 110) расстояния между смещенными частями горизонта кремнистых сланцев (AO) и дайки (CD) мы не можем, ибо они находятся на разных гипсометрических отметках. Для того чтобы расстояние между смещенными элементами измерялись не в случайных плоскостях, изобразим прилагаемую карту в том виде, в каком она выглядела бы, если бы рельеф был совершенно равнинный, поверхность была бы практически горизонтальной (рис. 111, А). Чтобы не делать пересчетов положения всех геологических элементов, возьмем за основу горизонт 875 м. Он имеет то преимущество, что на нем имеется точка А — общая точка для лежащего блока маркирующего горизонта и плоскости дизъюнктива. Эта точка останется на месте и явится отправным пунктом для определения расстояний от нее

до лежащих боков смещенных частей даек и маркирующего горизонта кремнистых сланцев.

Составляя план горизонта 875 м (рис. 111, А), прежде всего изобразим положение разрыва, т. е. линию его простираения. Элементы залегания нарушения указаны на карте: простираение его 276° , падение южное, угол 45° .

Изобразим таким же образом выход пласта в висячем блоке разрыва. Для этого из точки А проводим линию простираения маркирующего гори-

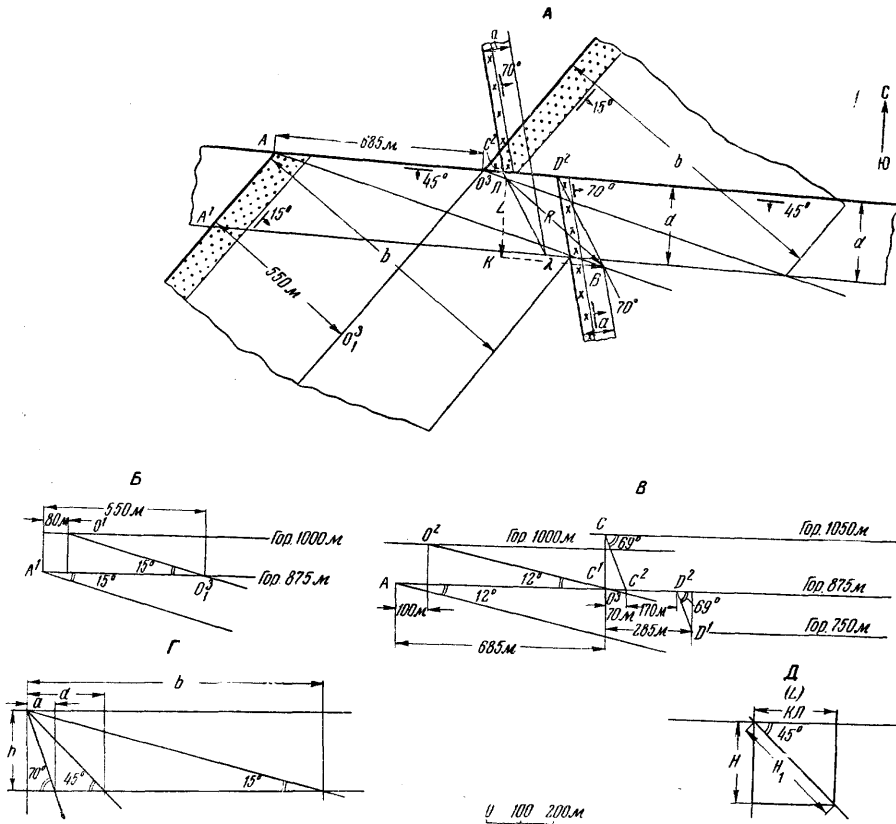


Рис. 111. Пример составления погоризонтного плана на основе геологической карты, изображенной на рис. 110: А—план горизонта 875 м и совмещенный с ним произвольного горизонта h ; Б—вертикальный разрез (проекция) вкrest простираения кремнистых сланцев по линии 1—1 (A^1-O^1); В—вертикальный разрез (проекция) вдоль простираения разлома (по линии $A-O^2-C^2-D^1$); Г—совмещенный вертикальный разрез вкrest простираения разрыва, пласта кремнистых сланцев и дайки; Д—разрез вкrest простираения разрыва по линии KL (см. рис. 110)

зонта; сиа равна 50° . Далее нам необходимо определить, где же на этом горизонте расположатся дайки и смещенная часть маркирующего горизонта. Для этого выясняем, какова разность высот между точками А и О, т. е. точками, в которых пласт рассечен дизъюнктивом (точка О находится на горизонте 1000 м, точка А на горизонте 875 м, т. е. разность высот составляет 125 м).

Через точки О и А мы можем провести линии простираения горизонта кремнистых сланцев в этих разобщенных разрывом блоках. Поскольку линии простираения — это горизонтальные линии, лежащие в плоскости пласта, т. е. по существу они являются горизонталями пласта, то линия простираения пласта, проходящая через точку А, есть горизонталь 875 м,

а проходящая через точку O — горизонталь 1000 м. На карте (см. рис. 110) они изобразятся в виде проекций, расстояние между которыми по разрезу $I—I$, перпендикулярно этим горизонталям, соответствует расстоянию от O^1 до A^1 и равно 80 м. Зная это расстояние (80 м) и разность высот между горизонталями (125 м), мы можем построить вертикальный разрез по направлению $I—I$ (см. рис. 111, А). На рисунке видно, что пласт, расположенный в лежащем блоке разрыва на горизонте 1000 м, опустившись на горизонт 875 м, окажется на расстоянии 550 м от того же пласта, расположенного в висячем блоке нарушения.

В данном случае расчет сделан на разрезе, перпендикулярном к простиранию маркирующего горизонта, поэтому откладывать полученное расстояние (550 м) следует в этом же направлении (см. рис. 111, А). Направление простирания характеризуемого горизонта сохраняется, поэтому мы проводим линию, отвечающую этому простиранию, на расстоянии 550 м от такой же линии, проходящей через точку А. В месте пересечения проведенной линии с дизъюнктивом получим точку O^3 . Отрезок AO^3 и будет искомым расстоянием между смещенными частями кремнистых сланцев на горизонте 875 м.

Те же результаты мы получили бы, если бы составили разрез вдоль линии простирания дизъюнктива по горизонту 875 м, т. е. по линии AO^2 и далее C^1D^1 . Поскольку разрез этот не будет совпадать с истинным направлением падения горизонта кремнистых сланцев, то на чертеже мы должны изобразить наклон этого горизонта под видимым углом. Последний находим на табл. 5, либо вычисляем сами, как это объяснялось раньше (рис. 108, Г). Зная, что угол падения пласта $\alpha = 15^\circ$, а угол между простираниями разреза и пласта $\gamma = 54^\circ$, находим по табл. 5 видимый угол α_1 , который оказывается близким к 12° .

Построив разрез (рис. 111, В), аналогичный уже рассмотренному разрезу $I—I$ (рис. 111, А) найдем, что по линии простирания разрыва (и нашего разреза) выход смещенной части пласта должен отстоять от точки А на расстоянии 685 м. Отложив это расстояние мы видим, что пришли в ту же точку O^3 , полученную нами при построениях, сделанных выше.

Подобные же построения проведем и для поисков положения смещенных частей дайки на горизонте 875 м, для чего продолжим разрез до пересечения им выходов дайки. Находим, что простирание дайки 350° , падение северо-восточное 70° . На карте видно, что разрыв сечет лежащие бока смещенных частей дайки в точках С и D. Точка С находится на высоте 1050 м, а точка D — 750 м. Соответственно линии простирания дайки, проходящие через эти точки, будут ее горизонталями с отметками 1050 и 750 м. Расстояние между ними в плоскости вертикального разреза будут равны $C^1D^1 = 285$ м. Зная, на сколько одна из горизонталей выше ($1050 - 875 = 175$ м), а другая ниже ($750 - 875 = 125$ м) выбранного нами горизонта 875 м, мы можем достроить этот разрез. При построении его необходимо учесть поправку на угол падения дайки, так как этот разрез не перпендикулярен к направлению ее простирания. Зная, что угол падения дайки $\alpha = 70^\circ$, а угол между разрезом и простиранием дайки $\gamma = 76^\circ$, находим по табл. 5, что $\alpha_1 = 69^\circ$. Теперь, имея все необходимые нам данные и перенеся их на рис. 111, А, т. е. построив этот разрез, мы можем приступить к расчету амплитуды перемещения. Для этого обычным, не раз описанным, способом строим на рис. 111, А положение висячих боков пласта, дайки и разрыва на произвольном горизонте «h».

Чтобы найти горизонтальные проекции перечисленных выше контактов на новом, произвольном горизонте, делаем дополнительные построения (рис. 111, Д), установив линии скрещения нарушения со смещенными частями пласта и дайки, а также найдя точки Л и В, где соответственно пересекаются линии скрещения лежащего и висящего блоков разрыва, получив вектор $LB = R$, т. е. проекцию полной амплитуды смещения на горизонтальную плоскость. Положение вектора говорит нам, что

имело место сбросо-сдвиговое смещение. Разложив вектор R на составляющие, получим амплитуду сдвига $BK = \lambda = 340$ м и проекцию сбросовой составляющей, т. е. ширину сброса $BK = L = 260$ м. По последней на рис. 111, Д найдем вертикальную амплитуду сброса $H = 250$ м и наклонную амплитуду сброса $H_1 = 370$ м.

Сравнивая расстояния между смещенными частями пласта и дайки на карте и составленном нами погоризонтном плане, видим, какие существенные поправки необходимо внести, прежде чем производить расчеты амплитуд перемещений.

Не останавливаясь далее на этом вопросе, мы еще раз подчеркнем, что разобранные выше принципы решения задач по смещениям характер-

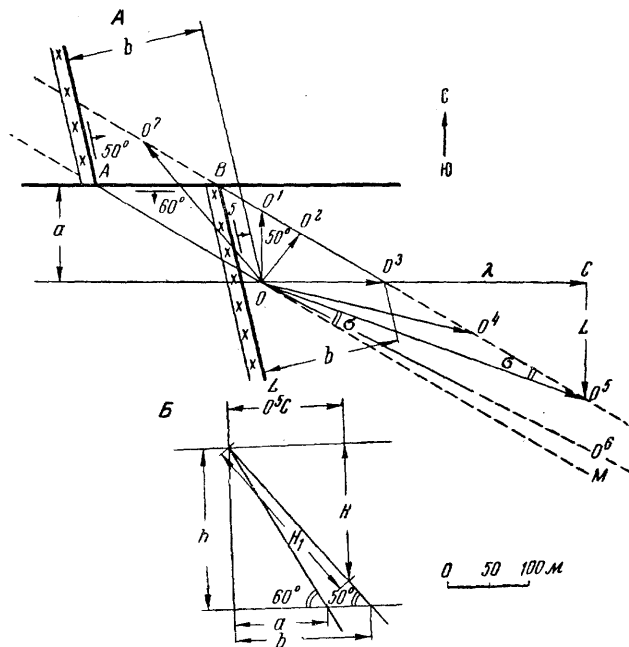


Рис. 112. Возможные варианты перемещения дайки кварцевого порфира, залегающей в однородных породах, и расчет амплитуды перемещения по одному из возможных положений линии скольжения (OO'). Линия скрещения дайки и разрыва расположена косо к простиранию разрыва (проекция на горизонтальную плоскость): А — план; Б — совмещенный разрез вкрест простирания разрыва и дайки

ных точек и задач по определению перемещений при моноклинальном падении слоев, даек, жил и т. д. и наличии линии скольжения блоков, которые мы разберем несколько ниже, рассматриваются применительно к горизонтальной поверхности лишь с целью упрощения чертежей. При этом имелось в виду, что поправки на рельеф были сделаны раньше, в результате чего и появились погоризонтные планы.

Установление амплитуды перемещения моноклинально падающих пластов или жил при наличии линии скольжения

Независимо от того, рассматриваем ли мы одну дайку или жилу, или серию аналогичных образований, смещенных дизъюнктивом, мы не можем сделать заключение о характере перемещения, не зная положения линии скольжения смещенных блоков. На рис. 112, А изображено нару-

шение, смещающее дайку кварцевых порфиров, залегающих в монотонных породах. Это нарушение можно рассматривать как надвиг, сдвиг, взбросо-сдвиг и даже сбросо-сдвиг, не может оно быть только чистым сбросом. Следовательно, нам надо узнать положение линии скольжения, ибо только она позволит нам определить характер перемещения.

Это видно на обычных дополнительных построениях (приведенных на рис. 112, Б), где найдены выходы висячих боков смещенных частей дайки и разрыва на произвольном горизонте высотой « h » и установлено положение их линий скрещения. Очевидно, линии их скрещения могут быть продолжены как вниз, так и вверх выше эрозионной поверхности. До смещения эти линии совпадали.

Рассмотрим, как могли перемещаться точки, лежащие на этой, некогда общей, линии скрещения. Возьмем одну из них — точку O . После того как части даек были смещены и заняли положение, указанное на плане (см. рис. 112, А), точка O как бы раздвоилась — одна ее часть, расположенная в лежащем блоке, сохранилась на прежнем месте, а другая, находящаяся в висячем блоке, переместилась в направлении линии смещения. Если эта линия параллельна простиранию дизъюнктива, то точке O лежащего блока будет соответствовать некогда совпадавшая с ней точка O^3 . Если же линия скольжения была наклонена под различными углами к простиранию, то, перемещаясь, она могла занимать положение O^4 , O^5 , O^6 и т. д. Такие ее положения соответствуют сбросо-сдвиговым смещениям, ибо эти векторы направлены к востоку и вниз по падению дизъюнктива. Точка же O^1 , расположенная над точкой O строго по восстанию нарушения, будет характеризовать взбросовое перемещение. Остальные точки O^2 , O^7 будут характеризовать взбросо-сдвиговые смещения.

Из анализа чертежа, приведенного на рис. 112, А, вытекает ряд следствий. Во-первых, каждый из указанных векторов, OO^1 , OO^2 , OO^3 , OO^4 и т. д. будет характеризовать не только направление, но и величину перемещения (проекции полной амплитуды перемещения на горизонтальную плоскость). Так, вектор OO^1 является проекцией амплитуды взбросового перемещения, вектор OO^3 будет характеризовать истинную величину сдвига, векторы OO^4 , OO^5 представляют проекции сбросо-сдвиговых амплитуд, а векторы OO^2 и OO^7 — взбросо-сдвиговых амплитуд. Очевидно, разложив последние на сдвиговую и сбросовую (или взбросовую) составляющие, мы получим проекции этих смещений на горизонтальную плоскость. По проекциям уже легко будет найти вертикальную (H) или наклонную (H_1) амплитуду взброса или сброса.

Во-вторых, совершенно четко видно, что положение векторов может изменяться лишь в пределах 180° от OA через OO^1 до OM , т. е. в плоскости веера векторов, показанного на рис. 112, А, или, как говорят, в полуплоскости, расположенной за линией скрещения лежащего блока в сторону линии скрещения висячего блока.

Третий вывод состоит в том, что чем меньше угол (σ) — между проекцией борозд на горизонтальную плоскость и линией скрещения дизъюнктива с висячим боком дайки, тем быстрее растет длина вектора R , приближаясь к бесконечности ($\lim \angle \sigma \rightarrow 0$; $\lim R \rightarrow \infty$). Только при бесконечно больших перемещениях, при которых в бесконечности параллельные линии скрещения могут пересечься, можно себе представить, что линия скольжения блоков совпадает с линией скрещения, т. е. с OA или OM . Учитывая, что в реальной геологической обстановке не может быть даек и жил, протягивающихся в глубину на многие километры, следует относиться с подозрительностью к линиям скольжения почти параллельным или расположенным под очень острыми углами к линиям скрещения дизъюнктива с дайками. В таких случаях необходимо тщательно проверить весь геологический и графический материал, чтобы выяснить причины этого явления, так как могли быть либо неверны построения, либо

Неточны данные по элементам залегания, либо, наконец, было несколько этапов перемещений и установленная линия скольжения блоков относится к одному из них.

Чтобы закончить рассмотрение этого примера, представим себе, что в поле была установлена линия скольжения и на наш чертеж нанесена ее проекция на горизонтальную плоскость (см. рис. 112, А). Пусть это будет линия OO^5 . Положение ее указывает, что мы имеем сбросо-сдвиг. Разложив вектор $OO^5 = 330$ м на проекции сдвиговой и сбросовой составляющей, получим следующие величины: сдвиг $OC = \lambda = 315$ м, вертикальная высота сброса $H = 113$ м; наклонная высота сброса $H_1 = 145$ м; ширина сброса $O^5C = L = 95$ м.

Разберем другой пример. Представим себе, что дизъюнктив, падающий под углом $\alpha = 40^\circ$ на юго-запад, косо сечет дайку северо-западного

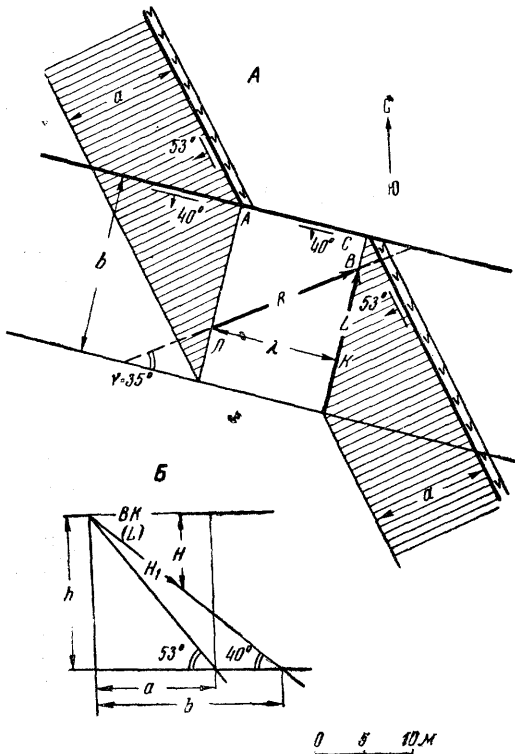


Рис. 113. Пример определения амплитуды перемещения дайки диабазовых порфиров по установленной линии скольжения. Линия скрещения дайки и разрыва совпадает с падением разрыва (проекция на горизонтальную плоскость): А — план; В — совмещенный разрез простиранья разрыва и дайки

ка). Очевидно, линия LB есть проекция пути, который прошла одна из точек висячего бока дайки. Иначе говоря, $LB = R$ есть проекция полной амплитуды перемещения на горизонтальную плоскость. Разложим теперь вектор R на составляющие: сдвиговую $LK = \lambda$ и взбросовую $BK = L$, и по последней на том же чертеже найдем вертикальную (H) и наклонную (H_1) амплитуды взброса.

В отличие от примера, разобранный нами выше (см. рис. 112, А), где отмечалось закономерное взаимозависимое увеличение или уменьшение величины проекции сдвиговой и сбросовой (или взбросовой) амплитуд при различных наклонах линии скольжения к простиранью дизъюнктива, здесь такой закономерности нет.

простиранья и смещает ее в плане на величину AC (рис. 113, А). Построив совмещенные разрезы вкрест простиранья разрыва и дайки, находим положение линии скрещения разрыва и дайки на горизонте высотой, равной « h » (рис. 113, В). На чертеже видно, что проекции на горизонтальную плоскость линий скрещения дайки и разрыва в висячем и лежащем блоках отстоят на расстоянии « a » и « b », а следы пересечения смещенных частей дайки с разрывом параллельны линии падения разрыва.

По данным полевых и камеральных исследований установлено, что линия скольжения склоняется ($<\beta$) к юго-западу, а ее проекция на горизонтальную плоскость оказывается расположенной под углом 35° ($<\gamma$) к простиранью разрыва. Нанеся пунктиром эту линию, мы увидим, что она сечет линии скрещения нарушения и дайки в точках L (для лежащего блока) и B (для висячего блока).

Действительно, как бы ни располагался вектор $LB = R$ между линиями скрещения разрыва и смещенных частей дайки (см. рис. 113, А), при его разложении на сдвиговую и взбросовую (или сбросовую) составляющие, сдвиговая составляющая всегда будет иметь одинаковую величину, равную $LK = \lambda$, как линия, перпендикулярная к отмеченным линиям скрещения.

Отсюда следует, что как бы ни была велика амплитуда взброса или сброса, ее величина не отразится на положении смещенных частей дайки. Из этого следствия вытекает и другое, что перемещение дайки, показанное на рис. 113, А, не может быть чистым сбросом (или взбросом, если бы дизъюнктив падал на северо-восток под тем же углом), так как в этом случае линия скольжения была бы параллельна линии падения нарушения, а также линиям скрещения разрыва со смещенными частями дайки. Как известно, такого рода перемещения не могут привести к изображенным на чертеже (рис. 113, А) смещениям контактов дайки.

Обобщая изложенное, можно сказать, что *если линия скольжения совпадает со следами пересечения (скрещения) жил, даек, и тому подобных геологических тел, то не должно быть заметного в плане перемещения их частей, расположенных в висячем и лежащем блоке дизъюнктива и в этих случаях не может быть установлена амплитуда перемещения этих тел.* Очевидно, в таких случаях вопрос о смещении блоков пород следует решать по смещению других элементов структуры и определять возраст этого смещения, учитывая возраст этих структур. К рассмотрению случаев, когда решения неопределенные, мы еще вернемся в специальном разделе.

Разберем еще один пример решения задач, когда вследствие крутого падения плоскости дизъюнктива требуется составление не горизонтальной, а вертикальной проекции. Возьмем случай, когда простирающиеся смещенные части жилы образуют небольшой угол с простираем нарушением (рис. 114, А). Найдем линии пересечения (скрещения) дизъюнктива TS и смещенных им частей жилы 1.

Проще всего это сделать, построив пару разрезов ($I-I$ и $II-II$) вкрест простирающихся разрыва (рис. 114, Б и В). На этих разрезах мы получим точки, в которых разрыв пересекает смещенные части жил. На разрезах $I-I$, $II-II$ и на плане без добавочных объяснений видно, что отложив отрезки « b » и « d » к югу от разлома TS на линиях разрезов и соединив крайние точки этих отрезков пунктиром, мы получим след пересечения дизъюнктива со смещенной частью жилы 1, расположенной в висячем блоке нарушения.

Таким же путем найдем след пересечения разрыва с частью этой же жилы, расположенной в его лежащем боку, и изобразим эту линию пунктиром с точками. Сделав эти построения, составим вертикальный разрез или, что то же, вертикальную проекцию, совпадающую с простираем нарушением. Для этого используем те же разрезы $I-I$ и $II-II$, где взяв величины h_1, h_2, h_3, h_4 и отложив их в плоскости разреза (рис. 114, Г), найдем проекции следов пересечения дизъюнктива, со смещенными им частями жилы. Нижняя линия (пунктир с точками) будет отражать след пересечения нарушения с жилой 1, расположенной в его лежащем блоке, верхняя пунктирная линия — аналогичный след для висячего блока. Остается нанести на плоскость этого разреза линию скольжения и, найдя точки, в которых она пересечет оба отмеченных следа, определить длину вектора $LB = R_2$, по которому, как уже не раз разбирались, мы можем найти интересующие нас амплитуды (λ, H и H_1).

Несмотря на то что дизъюнктив крутопадающий, мы не можем на разрезе (рис. 114, Г) нанести положение борозд или штрихов скольжения по замеренному в поле углу β между ними и простираем нарушением, так как прежде должна быть внесена поправка на искажение этого угла при его проектировании на вертикальную плоскость, т. е. должен

быть найден угол φ , являющийся проекцией угла β на вертикальную плоскость (рис. 114, Д и Ж).

Угол φ либо можно получить по табл. 5 (как ранее было объяснено), либо вычислить графически, как было указано в начале этого раздела. Графический способ определения углов φ и γ разобран также в объяснениях к рис. 114, Е, Ж, Д.

Ход рассуждений здесь совершенно аналогичен, только вместо проектирования на горизонтальную плоскость делается вертикальная проекция. Проекция борозд скольжения определяется как линия KO^1 (см. рис. 114, Ж), которая будет образовывать угол φ с линией простирания разрыва. Отложив этот угол φ на разрез (см. рис. 114, Г) с учетом склонения линий скольжения, мы найдем вектор $IB = R_2$, отражающий проекцию амплитуды перемещения на вертикальную плоскость. Разложив его на составляющие, сдвиговую горизонтальную и взбросовую вертикальную, мы получим истинные величины этих амплитуд.

Для нахождения наклонной высоты взброса H_1 воспользуемся рис. 114, Е. Отложив H и решая обратную задачу, т. е. спроектировав эту величину на наклонную поверхность нарушения, получим H_1 . Измерив эти векторы и пересчитав их в соответствии с масштабом плана, мы получим цифровые величины этих амплитуд.

Если бы на рис. 114, А жила 1 была параллельна дизъюнктиву TS , то мы могли бы ограничиться одним разрезом, на котором сразу же получили бы истинные вертикальную (H) и наклонную (H_1) амплитуды перемещений, а при разложении вектора LB имели бы истинную сдвиговую амплитуду смещения (λ). Поскольку следы пересечения нарушения со смещенными частями жилы 1 в этом случае были бы горизонтальны, то возможное положение вектора $LB = R_2$ при разных его наклонах здесь было бы еще больше ограничено. Иначе говоря, невозможными комбинациями здесь были бы сбросы и сбросо-сдвиги. В разобранным же нами случае наклонного положения линий скрещения в некоторой, весьма ограниченной степени допустимо существование сбросо-сдвигов. Наиболее отчетливо это видно на рис. 112, А, где следы пересечения разрыва со смещенными частями дайки, т. е. линии скрещения, имеют наклонное положение к горизонту и соответственно к линии простирания нарушения. Разбором этого примера мы заканчиваем обзор наиболее типичных случаев, требующих тех или иных приемов построений.

Дизъюнктивы, не дающие видимых перемещений контактов геологических тел

В предыдущих разделах мы рассмотрели несколько групп разрывов, по которым наблюдались видимые смещения контактов геологических тел. Здесь мы намерены остановиться на разрывах, не дающих видимых смещений пересекаемых ими пластов, даек или жил. Эти нарушения могут быть разбиты на две подгруппы. Одна из них объединяет нарушения, плоскости которых параллельны слоям, жилам, дайкам и т. д.; другая — включает разрывы, секущие косо (в том числе и под углом 90°) слои или контакты других геологических тел. Объединяет их то, что в обоих случаях, какое бы сечение мы не рассматривали, не наблюдается видимых смещений контактов, и амплитуда перемещений по таким нарушениям не может быть установлена без привлечения новых дополнительных данных. Вместе с тем одни отличаются от других некоторыми весьма интересными особенностями.

На блок-диаграмме (рис. 115) изображен дизъюнктив, строго следующий вдоль слоистости. Такие нарушения часто называют внутрислойными или межпластовыми дизъюнктивами; они имеют весьма важное значение, так как вдоль них нередко локализуются рудные залежи пластового типа. Они не дают с пластами линий скрещения, а потому, даже зная положение линии скольжения, мы не можем вычислить амплитуду переме-

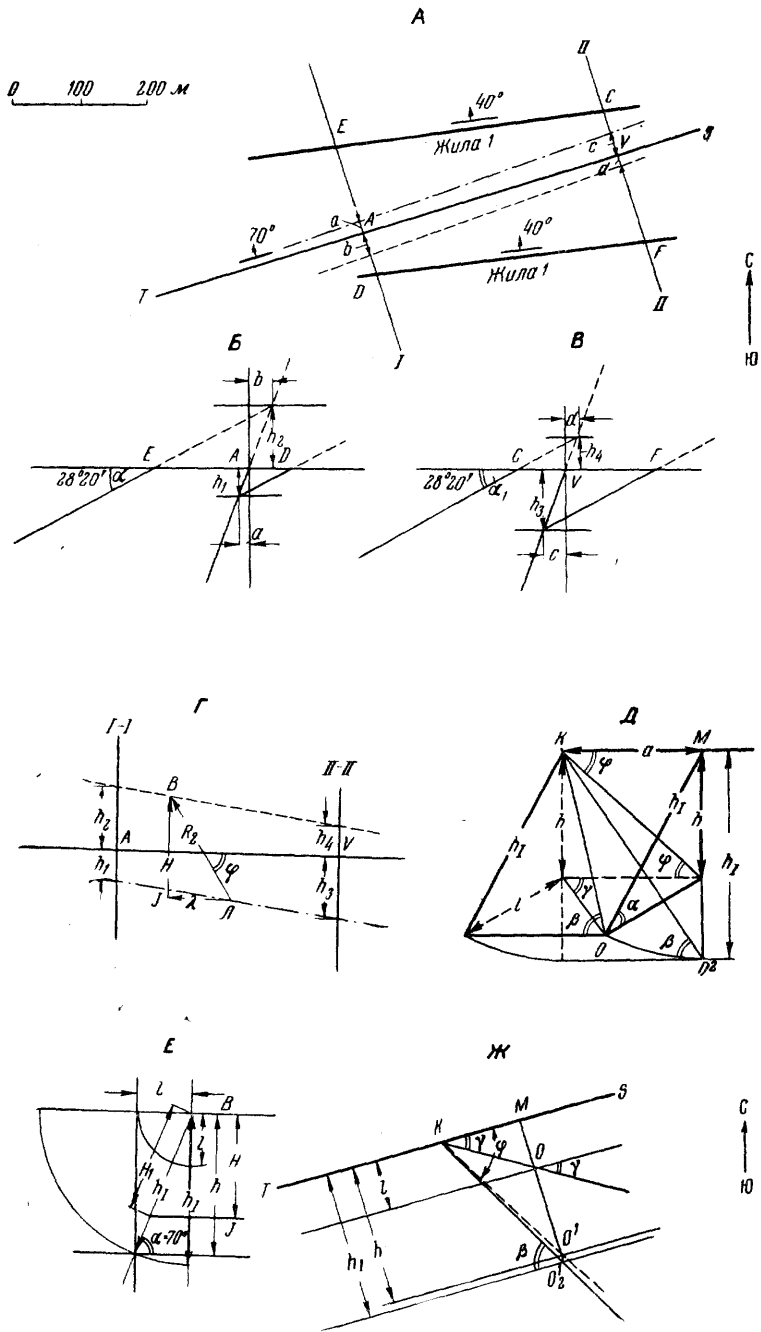


Рис. 114. Расчет амплитуды перемещения жилы по разрыву, линия простирания которого образует небольшой угол с простиранием жилы. Линия скольжения расположена косо к простиранию разрыва: А — план; Б — разрез по линии I—I; В — разрез по линии II—II; Г — вертикальный разрез (вертикальная проекция) по линии простирания разрыва; Д — блок-диаграмма, поясняющая проекцию Г и особенно Ж; Е — дополнительный разрез к проекции Г и Ж; Ж — совмещенная проекция борозд скольжения на горизонтальную и вертикальную плоскость, параллельную простиранию разрыва и плоскость самого разрыва

щения тектонических блоков. Как показано на рис. 115, любое из положений линии скольжения, расходящихся на нашем чертеже веером, будет удовлетворять изображенному здесь соотношению пластов. Таким образом, однозначно определить амплитуду перемещения по такому нарушению нельзя. Для решения этой задачи необходимо найти такие соотношения разрыва с пластами, где разрыв пересекает последние под косым углом.

Совершенно иное значение приобретают линии скрещения пластов и дизъюнктива для решения задач другой подгруппы, т. е. относящиеся

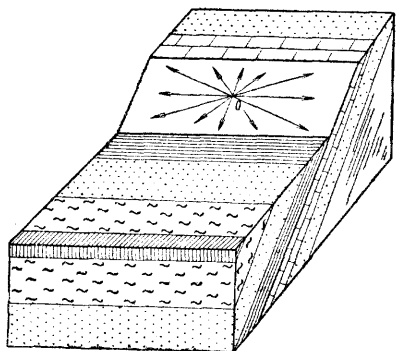


Рис. 115. Блок-диаграмма, показывающая возможные варианты перемещения в плоскости разрыва, совпадающего со слоистостью пород

к условиям, в которых нарушение сечет контакты пород косо, а также и под углом 90° , но не вызывает их перемещений. Иллюстрацией этого служит рис. 116, А, где показана дайка диабазовых порфиритов северо-западного простирания, падающая на юго-запад под углом 40° , пересеченная разрывом, но не смещенная им. Найдя положение дизъюнктива и этой дайки на новом произвольном горизонте высотой h (рис. 116, Б), мы можем установить также линию скрещения дайки и разрыва. Этой линией будет AO . Совершенно очевидно, что блоки в плоскости этого нарушения могли переместиться только в направлении этой линии.

В противоположность разобранному выше случаю, в рассматриваемом типе нарушений свобода перемещений геологических тел существенно ограничена. Здесь существуют лишь два возможных варианта перемещений — взбросо-сдвиговые и сбросо-сдвиговые, причем перемещения возможны лишь вдоль линии AO . Таким образом, при существующей неопределенности решения здесь мы все же имеем четко фиксируемую линию скольжения и весьма ограниченное число вариантов.

Представим себе, что исследуя полосу, вытянутую вдоль этого дизъюнктива по направлению к северо-востоку, мы встретили дайку аналогичного состава и возраста, но уже смещенную этим же нарушением. Построив графически на плане выход дайки на том же горизонте h , определив линии скрещения смещенных частей этой дайки с разломом и, наконец, продолжив эти линии скрещения до пересечения с линией скрещения северо-западной дайки, мы получим искомый вектор $LB=R$, т. е. практически мы переходим к решению задачи на смещение характерных точек, разобранной ранее. Направление вектора R даст нам возможность однозначно решить, с каким из двух типов нарушений мы столкнулись и какова была величина перемещения по линии AO (см. рис. 116). Длина вектора R позволит нам определить сдвиговую ($LK=\lambda$) и взбросовую (H) составляющие нарушения, а также ширину взброса ($BK=L$) и его наклонную высоту (H_1). Таким образом, при наличии дополнительных данных подобные случаи, где смещений даек или других геологических тел не наблюдается, переходят в задачи первого из разобранных выше типов, т. е. задачи на определение амплитуд по смещению характерных точек. Без этих дополнительных данных эти задачи останутся такими, которые не имеют определенного решения, но с резко ограниченным числом вариантов этих решений.

Анализ сложных перемещений

Обычно в геологической литературе, освещающей вопросы тектоники, при характеристике разрывных нарушений можно встретить заявле-

ния о том, что по этим нарушениям происходили неоднократные перемещения блоков пород в различных направлениях. В отдельных случаях авторы таких работ говорят о преобладании либо вертикальной (взбросовой или сбросовой), либо горизонтальной (сдвиговой) составляющей. Иногда отмечается, что на отдельных этапах деформации преобладала одна из этих составляющих. Однако, как правило, геологи дают лишь качественную оценку перемещений. Отсутствие количественных показателей перемещений, требующих выяснения конкретных амплитуд, в значительной мере понижает достоверность высказанных положений. Для того чтобы

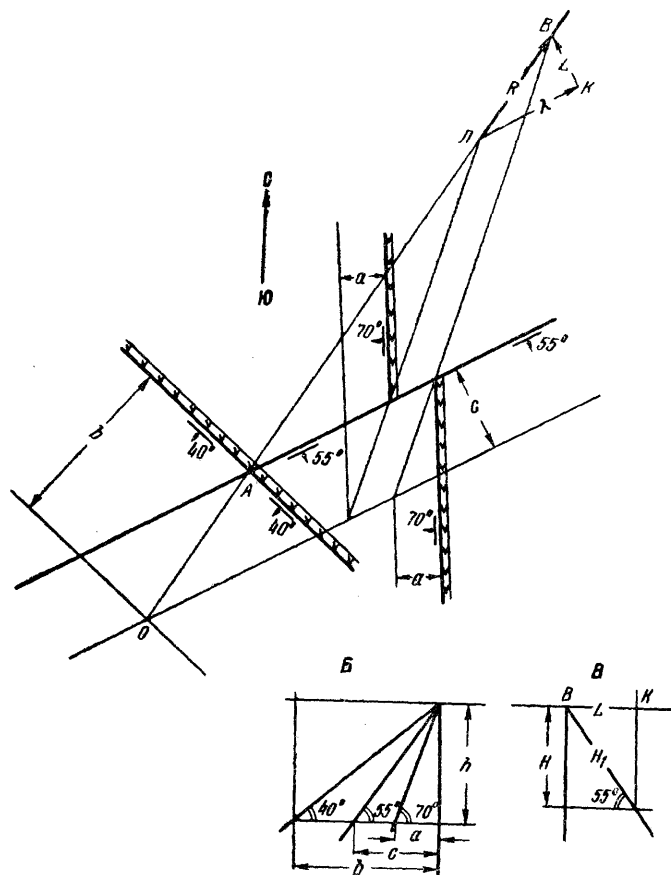


Рис. 116. Определение амплитуды перемещения даек по разрыву, если одна из них не имеет видимого смещения контактов (проекция на горизонтальную плоскость); А—план; Б—совмещенный разрез вкрест простирания даек и разрыва; В — дополнительный разрез вкрест простирания разрыва

выявить историю формирования разрывов, важно установить амплитуды перемещений, происходивших вдоль них на различных этапах деформаций или, иными словами, произвести детальный анализ сложных перемещений. Прежде чем перейти к разбору примеров сложных перемещений, отметим, что их анализ основывается на тех же приемах построений, которые были нами разобраны в предыдущем разделе. При анализе сложных перемещений следует принимать во внимание все то, что было сказано относительно определения линии скольжения и ее возраста, а также геологического строения блоков пород, смещенных по дизъюнктиву.

При определении амплитуд перемещений как простых (однократных), так и сложных (многократных), анализ материала следует начи-

нать с выяснения стратиграфических соотношений пород висячем и лежащем блоках нарушения, а также с сопоставления других геологических элементов, с целью выяснения, какие из этих элементов могут быть использованы при таких расчетах. Подобными элементами могут быть: поверхности угловых или стратиграфических несогласий, контакты либо лежащих, либо только висячих боков отдельных слоев, контакты маркирующих горизонтов и пачек пород, хорошо вытягивающихся на значительные расстояния, осевые плоскости складок, контакты даек или дайковых поясов, поверхности контактов интрузивов, рудных залежей, жил и других геологических образований.

Для того чтобы при анализе суммарных перемещений блоков пород вдоль тектонических разрывов можно было выявить перемещения, связанные с новейшей тектоникой, следует учитывать ряд геоморфологических элементов: гипсометрическое положение денудированных поверхностей и речных террас, их количество, особенности развития гидрографической сети и др. Как правило, данные о новейшей тектонике дают нам материал для установления наличия и характера послерудных перемещений.

Как уже отмечалось, основой для расшифровки истории развития разрывных нарушений является тщательно составленная геологическая карта. На рис. 117 и 118 показан участок геологической карты и разрезы, на которых видно, что разнообразные по составу и возрасту толщи пород смещены разрывом примерно широтного простирания (80°), падающим на юго-восток под средним углом 47° . Анализируя карту и разрезы, приходим к выводу, что в тектонических блоках устанавливается следующая стратиграфическая последовательность толщ, залегающих несогласно одни на других (сверху вниз):

1. Известняковая, с тонким слоем мелкогалечных конгломератов в основании (1 пачка).
2. Эффузивная, состоящая из кварцевых порфиров с туфами и туфолавами в основании (пачки 2 и 3).
3. Эффузивно-осадочная, представленная чередующимися пачками осадочных и эффузивных пород (пачки 4, 5, 6, 7 и 8).
4. Осадочная, состоящая из карбонатных и обломочных пород с карбонатным компонентом (пачки 9, 10 и 11).

Первая, известняковая толща лежит почти горизонтально с резким угловым несогласием на подстилающих толщах. Она сохранилась лишь в северном лежащем блоке дизъюнктива. Превышение наиболее высоких гипсометрических точек над подошвой первой толщи, расположенной в лежащем блоке, составляет около 500 м. Следовательно, 500 м — это минимальная вертикальная высота взброса. Перемещение одного из тектонических блоков имело место после возникновения первой толщи и привело к тому, что в поднятом, висячем (южном) блоке эти отложения были размыты. Вторая — эффузивная толща наблюдается в обоих блоках нарушения. Среднее ее простирание 328° , падение на юго-запад под углами около $10-15^\circ$. Третья, эффузивно-осадочная толща имеет северо-западное простирание (317°) и юго-западное падение под углами $30-35^\circ$. Нижняя, четвертая толща имеет то же простирание что и третья, но падает под несколько более крутыми углами (на несколько градусов). Все три последние толщи образуют крыло синклинали складки, ось которой проходит несколько южнее рамки рассматриваемой карты.

Как видно на разрезах (см. рис. 118), превышения контактов второй, третьей и четвертой толщ висячего блока разрыва над контактами тех же толщ в его лежащем блоке, различны и соответственно составляют 750, 600 и 1200 м. Такие существенные различия сразу же заставляют сделать вывод о многократных перемещениях по тектоническому разрыву. Особенно велика разница между амплитудой смещения контактов третьей и четвертой толщ (600 и 1200 м). Эти последние величины позволяют считать,

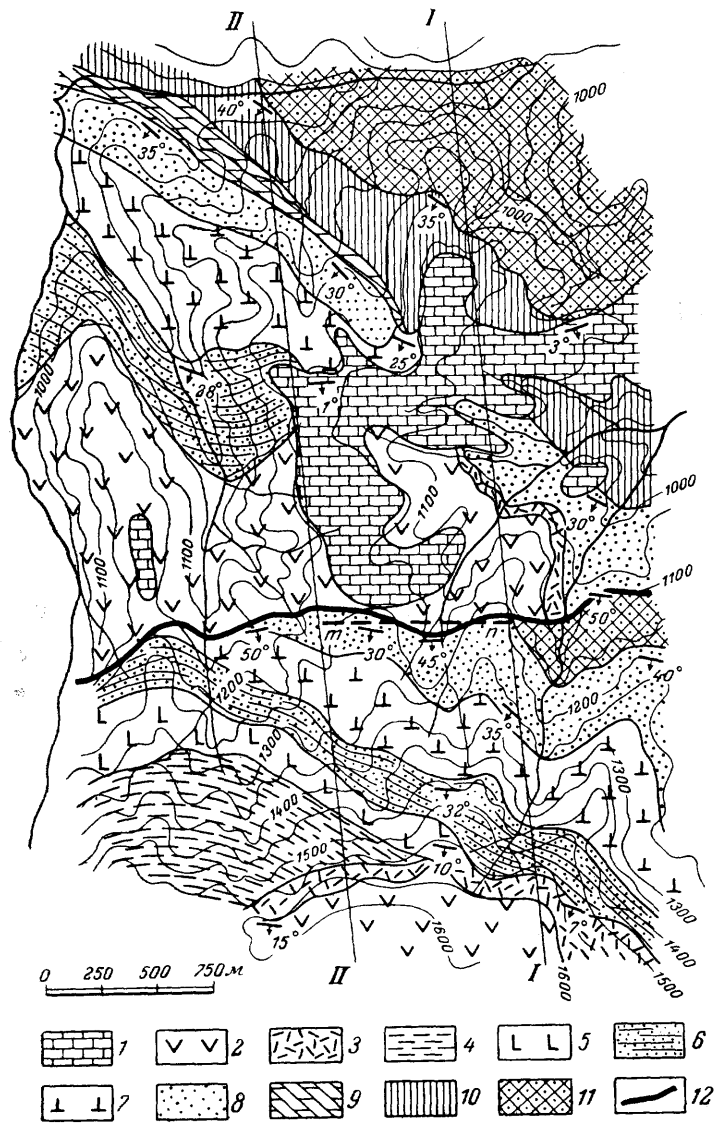


Рис. 117. Геологическая карта одного из участков с рядом несогласно залегающих толщ, перемещенных разрывом

Первая, осадочная толща: 1 — известняки. Вторая, эффузивная толща (пачки 2 и 3): 2 — кварцевые порфиры; 3 — туфы и туфолавы. Третья, эффузивно-осадочная толща (пачки 4, 5, 6, 7, 8): 4 — песчаники и сланцы; 5 — порфириты; 6 — песчаники, туфопесчаники и конгломераты; 7 — туфы, туфолавы; 8 — базальные конгломераты и песчаники. Четвертая, осадочная толща (пачки 9, 10, 11): 9 — мергели, мергелистые и песчаные известняки; 10 — известковистые песчаники; 11 — сланцы, чередующиеся с песчаниками (флиш); 12 — разрыв

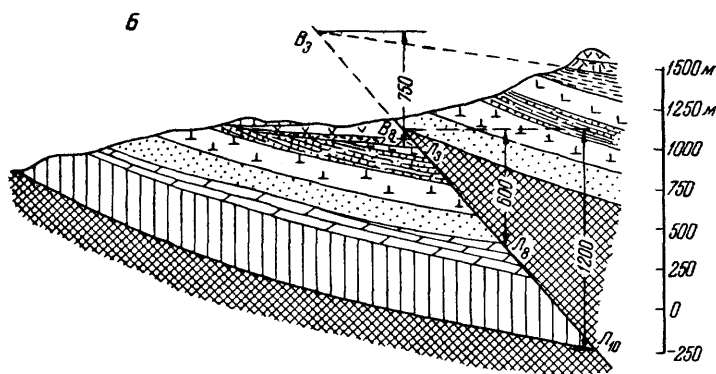
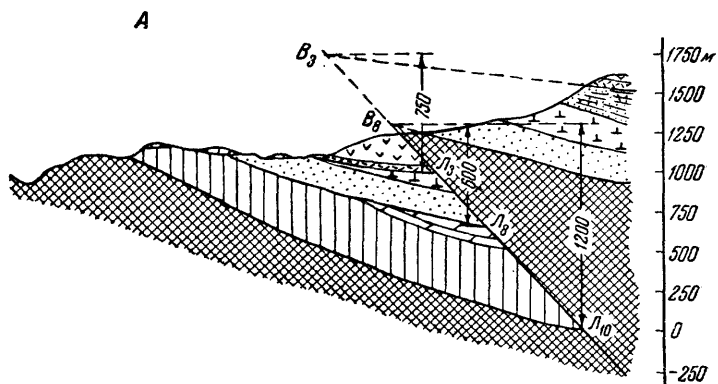


Рис. 118. Разрезы к карте, изображенной на рис. 117. Условные обозначения те же. А — разрез по линии I—I; Б — разрез по линии II—II

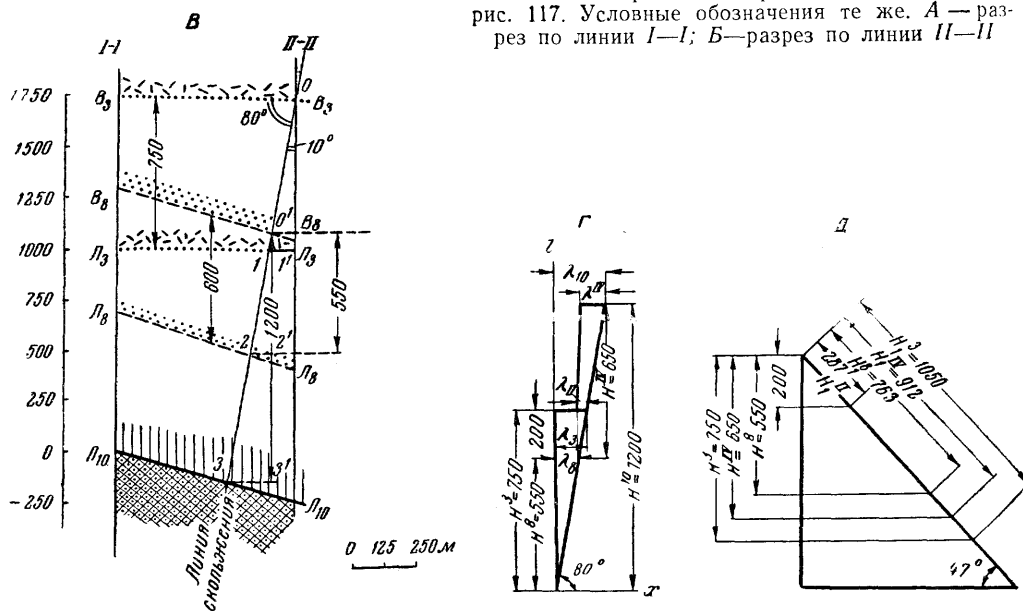


Рис. 119. Дополнительные построения к рис. 117 и 118 для расчета амплитуд перемещений. В — проекция поверхностей несогласий и контактов различных пачек пород на вертикальную плоскость, параллельную простиранию разлома (рис. 117), расположенных между разрезами I—I и II—II; Г и Д — дополнительные построения (разрезы) для расчетов амплитуд (см. объяснения в тексте)

что дизъюнктив уже существовал до образования третьей толщи. Очевидно, имели место надвиговые смещения четвертой толщи. Вместе с тем следует отчетливо представлять себе, что указанные выше цифры относительных превышений контактов разновозрастных толщ по обе стороны нарушения являются суммой амплитуд одновременных перемещений блоков в различных направлениях. В суммарных амплитудах перемещений тем больше слагаемых, чем древнее перемещаемая толща.

Однако этих данных еще недостаточно для определения истинных амплитуд перемещений блоков пород. Необходимо знать также и положение линий скольжения. Лишь после установления этих линий путем соответствующих построений, рассмотренных нами в предыдущем разделе, можно определить составные элементы смещения.

В рассматриваемом примере ориентировка линии скольжения сохранялась на протяжении всей истории развития движений по дизъюнктиву. При геологическом изучении ближайших площадей, расположенных к западу и к востоку от исследуемого участка (за пределами карты, изображенной на рис. 117) было установлено, что интересующий нас тектонический разрыв широтного простирания ограничивается двумя более древними крутопадающими параллельными северо-западными нарушениями. О том, что последние разрывы древнее широтного, мы судим на основании того, что широтный дизъюнктив наблюдается только на участке, заключенном между ними. Кроме того, о более древнем возрасте северо-западных нарушений можно судить и по наблюдаемым различным амплитудам смещения более древних толщ, а также по развитию вдоль них древних интрузивных пород.

Совершенно очевидно, что линия скольжения блоков пород вдоль дизъюнктива широтного простирания будет следом пересечения плоскости этого нарушения с любым из двух ограничивающих его северо-западных разрывов. Учитывая последнее обстоятельство, для решения интересующей нас задачи необходимо лишь выбрать плоскость проекции, на которой удобнее вести все графические построения и расчеты амплитуд перемещений. В связи с тем что большая часть толщ имеет пологие углы падения и многоярусное расположение, для производства нужных построений трудно выбрать горизонтальное сечение, на которое можно было бы спроектировать все породы, развитые по обе стороны от дизъюнктива, горизонтальная проекция оказалась бы слишком громоздкой и неудобной. Более удобна будет, очевидно, вертикальная плоскость проекции, параллельная простиранию нарушения (рис. 119, В). На эту плоскость мы и спроектируем места пересечений разрыва с поверхностями несогласий, разделяющими разновозрастные толщи. Эти поверхности используем для построений потому, что они достаточно плоски.

Можно было бы воспользоваться следами пересечений дизъюнктива с тысячами либо лежащими боками пачек или маркирующих горизонтов пород, выделенных в пределах каждой толщи. Наконец, можно использовать и то и другое. На рис. 119, В представлена такая проекция. При составлении ее за основу приняты два параллельных разреза I—I и II—II (см. рис. 118, А и Б). Следы пересечений этих разрезов с вертикальной плоскостью проекции показаны на рис. 119, В в виде вертикальных линий, расстояния между которыми (mn) измерены на геологической карте (рис. 117).

На линиях этих разрезов наносим положение точек пересечений разрыва с поверхностями несогласий разновозрастных толщ. Точки пересечения нарушения с поверхностями несогласий (или нижними контактами пачек пород, залегающими висячем и лежащем его боках) в пределах разрезов I—I и II—II обозначим буквами Л и В с цифровыми индексами. Так, например, $B_3—B_3$ и $B_8—B_8$ будут обозначать точки, где разрезы секут следы пересечений разрыва с поверхностями несогласий, расположенных в основании 3 и 8 пачек пород, находящихся в висячем блоке нару-

шения. Им будут соответствовать аналогичные точки L_3-L_3 и L_8-L_8 , находящиеся в лежащем блоке дизъюнктива. Положение этих точек можно определить по разрезам и отложить на линиях, где эти разрезы секут вертикальную проекцию.

Соединив одноименные точки прямыми линиями, как это сделано на рис. 119, В, получим проекцию на вертикальную плоскость следов пересечений линий скрещения нарушения с поверхностями несогласий, расположенных в лежащем (L_3-L_3 ; L_8-L_8 и т. д.) и висячем (B_3-B_3 , B_8-B_8 и т. д.) блоках разрыва.

Если измерить по вертикали расстояния между B_3-B_3 и L_3-L_3 , а также между B_8-B_8 и L_8-L_8 , то соответственно получим 750 и 600 м. Эти величины и покажут истинное вертикальное превышение отмеченных линий скрещения висячего блока дизъюнктива над такими же линиями лежащего блока.

Несколько иное положение создается для нижней, четвертой толщи. Как видно на карте (см. рис. 117) и особенно на разрезах (см. рис. 118 А и Б), в висячем блоке нарушения из трех пачек пород (9, 10 и 11), слагающих четвертую толщу, сохранилась от размыва лишь нижняя, 11 пачка, в которой не удалось выявить маркирующих горизонтов, присутствующих в обоих тектонических блоках. Поэтому для расчетов приходится использовать в лежащем блоке разрыва контакт 10 и 11 пачек пород, а в висячем — поверхность несогласия между третьей и четвертой толщами, т. е. контакт между 11 и 8 пачками пород. Поскольку неизвестно, какая часть 11 пачки размыва, мы вынуждены взять заведомо заниженные значения вертикальных превышений четвертой толщи (B_8-B_8), расположенной в висячем блоке разрыва, над положением 10 пачки пород в лежащем блоке нарушения ($L_{10}-L_{10}$). Однако и эти цифры (1200 м), как уже отмечалось, вдвое больше величины вертикальных превышений контактов пород третьей эффузивно-осадочной толщи (600 м).

Ранее было сказано, что линия скольжения блоков в плоскости широтного дизъюнктива является следом пересечения этого нарушения с нарушениями северо-западного простирания. Было вычислено, что проекция этой линии на вертикальную плоскость наклонена к востоку под углом 80° . Изобразив эту линию наклоненной под указанным углом (см. рис. 119, В), получим возможность рассчитать, какая же часть перемещения всех этих толщ относится за счет взбросовой, и какая за счет сдвиговой амплитуды, а также восстановить историю развития перемещений по дизъюнктиву.

Поскольку положение линии скольжения не менялось в течение всех этапов перемещений, решение задачи несколько упрощается. Пользуясь приемами, разобранными в предыдущем разделе, и рассматривая последовательно видимые в настоящее время смещения контактов пород или поверхностей несогласий, мы можем определить сдвиговые и взбросовые составляющие этих перемещений. Так, взбросовая составляющая для второй толщи (третьей пачки пород) $H^3=L_3B_3=0\ 1^1=750$ м, сдвиговая $\lambda_3=11^1=125$ м; для третьей, эффузивно-осадочной толщи восьмой пачки пород взбросовая составляющая $H^8=0^12^1=550$ м, сдвиговая $\lambda_8=22^1=94$ м; для четвертой — осадочной толщи взбросовая составляющая $H^{10}=0^13^1=1\ 200$ м, сдвиговая $\lambda_{10}=33^1=208$ м. Как видно из приведенных величин взбросовых перемещений, все они превышают нижний предел взбросовых перемещений первой известняковой толщи ($H=500$ м), залегающей почти горизонтально.

Еще раз следует указать, что отмеченные амплитуды перемещения являются суммой всех перемещений по дизъюнктиву; чем древнее толща, тем больше слагаемых входило в эту сумму. Также совершенно очевидно, что для установления амплитуды и направления перемещения блоков после образования древней толщи следует вычесть из наблюдаемых ам-

плитуд ее перемещений те амплитуды смещений, которые происходили после образования следующих, более молодых толщ.

Попробуем сделать эти вычисления, исходя из указанных выше данных. Для этого из точки O прямоугольной системы координат (x, z) на рис. 119, $Г$ проведем линию, отвечающую положению линии скольжения на вертикальной проекции (рис. 119, $В$). Как известно, в этой проекции она наклонена к горизонту (оси x) под углом 80° . По оси z , т. е. по вертикали, отложим величины взбросовых перемещений каждой толщи (рис. 119, $Г$). Учитывая, что взбросовые перемещения второй, эффузивной толщи практически равны взбросовым перемещениям самой молодой известняковой толщи, можем полагать, что смещение этих толщ обязано одному этапу дислокаций. Поэтому нет смысла рисовать величины перемещений этих толщ порознь, раз они относятся к одному и тому же заключительному этапу взбросо-сдвиговых смещений.

Таким образом, последний этап перемещений не требует каких-либо особых пересчетов, он проявляется не в завуалированном виде. Сдвиговая его составляющая $\lambda_3 = 125$ м; вертикальная амплитуда взброса $H = 750$ м. Наклонную амплитуду взброса находим графически, как мы делали раньше (см. рис. 119, $Д$), т. е. с учетом среднего угла падения плоскости дизъюнктива. Эта амплитуда составляет $H_1^3 = 1050$ м.

Вычислим, какова же была амплитуда и направление перемещения третьей эффузивно-осадочной толщи до момента образования вышележащих толщ. Видимая в настоящее время вертикальная амплитуда взбросового смещения третьей толщи (по положению восьмой пачки) $H^8 = 550$ м; наклонная амплитуда взброса $H_1^8 = 763$ м (см. рис. 119, $Д$) амплитуда сдвига $\lambda_8 = 94$ м. Очевидно, для выяснения истинных относительных перемещений блоков пород, имевших место до образования первой и второй толщ, из величин этих амплитуд надо вычесть значение амплитуды наиболее молодого этапа перемещения. Остается решить вопрос, как определять знаки при этом вычитании. Условимся знаком (+) обозначать взбросовые перемещения, а знаком (—) сбросовые; сдвиг влево обозначим плюсом, а вправо — минусом. Правый и левый сдвиги определяются также, как правый и левый берег реки, т. е. так, если бы мы смотрели с плоскости дизъюнктива в сторону ее падения.

Произведем вычисления, принимая во внимание сказанное. Получим вертикальную амплитуду перемещения к моменту образования второй толщи $H'' = H^8 - H^3 = 550 \text{ м} - 750 \text{ м} = -200 \text{ м}$ и наклонную амплитуду $H_1'' = H_1^8 - H_1^3 = 763 \text{ м} - 1050 \text{ м} = -287 \text{ м}$. Знак минус у цифровых значений H'' и H_1'' указывает на то, что перед образованием второй толщи третья эффузивно-осадочная толща была сброшена. Сдвиговое смещение этого же возраста будет составлять $\lambda_{11} = \lambda_8 - \lambda_3 = 94 \text{ м} - 125 \text{ м} = -31 \text{ м}$. Изменение знака здесь также указывает на смену направления сдвигового смещения, т. е. левый сдвиг сменился правым.

Отрезки, огражающие эти амплитуды, показаны и на рис. 119, $В$ и $Г$. Вычитая векторы, следует это делать не механически, а обращать внимание, какие векторы вычитаются и какие они должны иметь знаки. Если вычитается больший вектор из меньшего, то должен ставиться знак большего вектора; это сразу указывает, что смещение блоков происходило в сторону, противоположную первоначальному направлению.

Теперь нам остается выяснить, какова была амплитуда и направление смещений после образования четвертой, но до возникновения третьей толщи. Очевидно, здесь следует придерживаться тех же правил, т. е. вычесть амплитуды предшествующих перемещений. Видимая современная (суммарная) вертикальная амплитуда взброса четвертой толщи равна $H^{10} = 1200$ м; наклонная амплитуда взброса $H_1^{10} = 1675$ м и величина сдвига $\lambda_{10} = 208$ м. Имея эти величины и полученные ранее данные, можно решить поставленную задачу. Так, амплитуда вертикального смещения четвертой толщи до образования третьей толщи будет равна:

$H^{IV} = H^{10} - H^{II} - H^3 = 1\ 200\ м - (-200\ м) - 750\ м = +650\ м$. Знак плюс указывает на взброс. Наклонная амплитуда взброса будет равна: $-H^{IV} = H_1^{10} - H_1^{II} - H_1^3 = 1\ 675\ м - (-287\ м) - 1\ 050\ м = +912\ м$. Амплитуда сдвига будет равна: $\lambda_{IV} = \lambda_{10} - \lambda_{II} - \lambda_3 = 208\ м - (-31\ м) - 125\ м = +114\ м$. Тот же результат можно получить, вычитая векторные величины.

Таким образом, подводя итог, следует отметить, что без проведенного анализа мы не смогли бы установить следующих основных положений.

1. Количество перемещений, которых оказалось три. Самый ранний этап перемещений представлял собой взбросо-сдвиг с вертикальной амплитудой взброса $H^{IV} = 650\ м$, наклонной амплитудой взброса $H_1^{IV} = 912\ м$ и левым сдвигом $\lambda_{IV} = 114\ м$. Второй этап был сбросо-сдвигом с вертикальной амплитудой сброса $-H^{II} = -200\ м$, наклонной амплитудой сброса $-H_1^{II} = -287\ м$ и правым сдвигом $\lambda_{II} = -31\ м$. Наконец, заключительный, наиболее молодой этап перемещений вновь был выражен взбросо-сдвигом с вертикальной амплитудой взброса $H^3 = 750\ м$, наклонной амплитудой взброса $H_1^3 = 1\ 050\ м$ и левым сдвигом $\lambda_3 = 125\ м$.

2. Характер перемещений, происходивших на среднем этапе (после образования восьмой пачки, но до возникновения седьмой). Перемещения эти носили характер не взбросо-сдвига, как это казалось при рассмотрении карты, а сбросо-сдвига.

Рассмотренный пример подтверждает одно важное правило: *при определении величин истинных перемещений блоков пород одних относительно других в каждый более ранний этап дислокаций перемещения, имевшие разные знаки, складываются, а одинаковые вычитаются*. В приведенных примерах это правило соответствует правилам алгебраических вычислений. *При вычитании векторов следует также изменять знак, т. е. изменять направление вычитаемого вектора на противоположное*. На приведенном чертеже (см. рис. 119, Г) мы это не делали потому, что на нем были изображены все векторы, каждый из которых являлся как величиной вычитаемой, так и величиной, из которой производили вычитание. Если бы мы разбили эти вычисления на отдельные действия, необходимые для расчета каждого отдельного этапа, то пришлось бы делать несколько небольших дополнительных чертежей. Мы здесь ограничились лишь алгебраическим сложением и некоторыми общими совмещенными графическими иллюстрациями, учитывая, что со сложением векторов читатели достаточно хорошо знакомы.

Для лучшего уяснения методики анализа сложных перемещений разберем еще один пример неоднократных смещений по разрыву.

На рис. 120, А приведен план, где показаны выходы маркирующего горизонта песчаников, слагающих небольшую синклиналиную складку. Эти песчаники смещены тектоническим разрывом (ТС) северо-восточного простирания. Тот же разрыв смещает рудную жилу и ее апофизу. Изучая план, нетрудно убедиться, что для определения амплитуд перемещений наиболее удобной будет проекция отмеченных геологических элементов на горизонтальную плоскость, а амплитуды следует определять по смещению характерных точек, представляющих собой места пересечений разрыва и висячих блоков жил и пласта песчаников.

Принцип решения таких задач мы разобрали в предыдущем разделе. Выбрав произвольный (высотой h) более низкий горизонт по сравнению с поверхностью (см. рис. 120, А) и зная углы падения рудной жилы, ее апофизы, пласта песчаников и разрыва, на том же рисунке составляем план нового горизонта и получаем таким образом горизонтальную проекцию двух совмещенных горизонтов. Найдя следы пересечений разрыва с рудными жилами и продолжая их до пересечения между собой, получим характерные точки L^1 и B^1 , по которым и находим вектор $L^1B^1 = R^1$. Положение этого вектора указывает нам, что перемещение жил характе-

ривует это нарушение (TS) как взбросо-сдвиг. Разложив вектор $R^1 = L^1 B^1$ на проекцию взбросовой составляющей $B^1 K^1 = L^1$ (ширина взброса $L^1 = 55$ м), сдвиговую составляющую (λ_1) и учитывая масштаб плана, получим числовые величины вертикальной амплитуды взброса ($H^1 = +75$ м) и амплитуды сдвига ($-\lambda_1 = -85$ м). Наклонную амплитуду взброса H_1^1 находим также по рис. 120, Б, где эта амплитуда равна $H_1^1 = 90$ м.

Аналогичным образом находим смещение маркирующего горизонта песчаников. Положение вектора $L^2 B^2 = R^2$ этого сложного смещения указывает на то, что разлом TS следовало бы называть сбросо-сдвигом, т. е. дать ему название, противоположное тому, которое установлено по смещению жил. Разлагая вектор $L^2 B^2$ на сдвиговую и сбросовую составляющие, получим амплитуду сдвига $\lambda_2 = 110$ м и ширину сброса $-L^2 = -215$ м; вертикальную (H^2) и наклонную (H_1^2) амплитуды сброса находим по рис. 120, Б, где $H^2 = -250$ м и $H_1^2 = -325$ м.

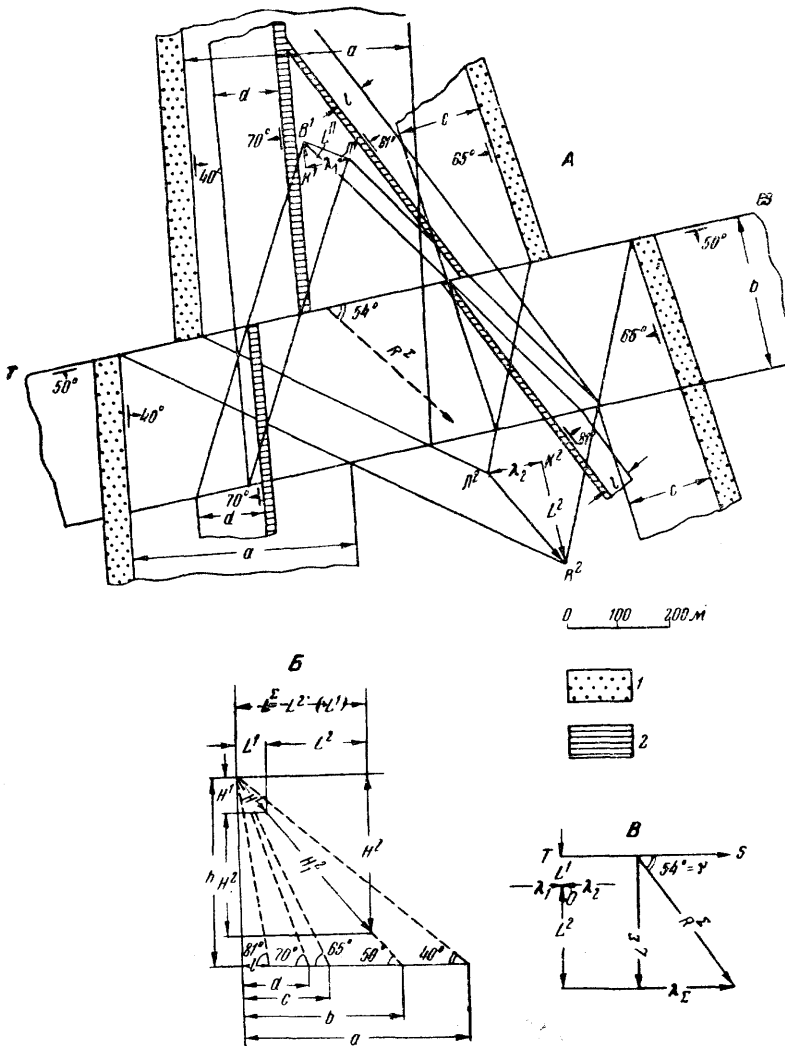


Рис. 120. Определение амплитуд перемещения пластов и жил (1 — пласты; 2 — жилы)

А — совмещенный план поверхности и произвольного горизонта h ; Б — совмещенный разрез вкост простираения пластов и жил, а также дополнительные построения для расчетов амплитуд перемещений (см. объяснения в тексте); В — сложение векторов одновременных перемещений (см. объяснения в тексте).

Вместе с тем следует иметь в виду, что приведенные цифры еще не отражают истинных величин перемещения пласта песчаников в дорудное время, так как полученные данные характеризуют собой суммарные амплитуды дорудных и послерудных перемещений. Очевидно, что для выяснения характера дорудных перемещений следует вычесть из полученных данных величину амплитуды послерудных перемещений, как это мы делали несколько раньше. То положение, которое занимают песчаники в настоящее время, указывает на сбросо-сдвиговый характер перемещения, но после него в послерудное время произошел взбросо-сдвиг, который уменьшил амплитуду прежнего сбросового движения. Очевидно, вертикальная амплитуда сброса в дорудное время равнялась: $H^{\sigma} = -H^2 - (+H^3) = -250 \text{ м} - 75 \text{ м} = -325 \text{ м}$; наклонная амплитуда сброса равна: $-H_1^{\sigma} = -H_1^2 - (+H_1^3) = -325 \text{ м} - 90 \text{ м} = -415 \text{ м}$.

Как видно на рис. 120, А, сдвиговая составляющая послерудных смещений представляет собой правый (—) сдвиг, а суммарная сдвиговая составляющая дорудных смещений является левым (+) сдвигом.

Очевидно, истинная амплитуда сдвига в дорудное время будет равна: $\lambda_{\sigma} = \lambda_2 - (\lambda_1) = 110 \text{ м} + 85 \text{ м} = 195 \text{ м}$.

Таким образом, дорудное смещение представляло собой сбросо-сдвиг, составляющие амплитуды которого равны: $-H_{\sigma} = -325 \text{ м}$; $-H_1 = -415 \text{ м}$ и $\lambda_{\sigma} = +195 \text{ м}$.

Зная эти данные, мы можем определить и положение линии скольжения в дорудное время. Очевидно, проекция линии скольжения на горизонтальную плоскость (см. рис. 120, В) будет представлять собой гипотенузу (R^{σ}) прямоугольного треугольника, катетами которого будут $-L_{\sigma} = L^2 - L^1 = -215 \text{ м} - 55 \text{ м} = -270 \text{ м}$ и $\lambda_{\sigma} = \lambda_2 - \lambda_1 = 110 \text{ м} - (-85 \text{ м}) = +195 \text{ м}$. Нам известны две последних величины (L^{σ} и L_1^{σ}), по которым легко найти гипотенузу (R^{σ}). Измерив угол между линией простирания разлома и вектором R^{σ} (угол γ см. рис. 120, В), найдем, что он равен 54° .

Отложив этот угол $\gamma = 54^{\circ}$ от линии простирания разрыва TS на рис. 120, А, получим истинное положение проекции линии скольжения на горизонтальной плоскости.

Из сказанного вытекает еще одно следствие. Предположим, что нам удалось обнаружить на плоскости нарушения дорудные штрихи и борозды скольжения, следовательно, их проекции на горизонтальную плоскость должны бы быть параллельны проекции линии скольжения, установленной путем вычислений. Вектор же R^{σ} не указывает нам направления каких-то определенных движений блоков, так как представляет собой сумму двух перемещений дорудных и послерудных. В данном случае его положение мало отличается от положения векторов R^1 и R^2 , но в других конкретных случаях эти отличия могут быть существенными. Поэтому в рассматриваемых случаях не должны образовываться борозды и штрихи скольжения, отвечающие положению этого вектора (R^{σ}), который отражает сумму нескольких движений.

Напомним, что борозды и штрихи скольжения возникают в каждый конкретный момент перемещения блоков и характеризуют только этот момент, но не могут отражать суммарных движений.

Отметим и другой важный момент. Если мы обнаружили штрихи и борозды дорудных перемещений, то мы не в праве немедленно использовать их для определения амплитуд этих перемещений, найдя следы пересечения разлома со смещенным слоем, как мы это делали при решении простых задач (однократных перемещений). Использовать эти данные можно лишь в тех случаях, когда пласты «возвращены» в прежнее положение, т. е. в то, которое они занимали до проявления этих поздних сме-

щений. Последние замечания мы сделали с целью предупредить возможные ошибки, которые могут возникнуть при механическом применении тех или иных приемов вычислений.

Несомненно, что в природе будут встречаться самые разнообразные комбинации данных, по которым придется определять амплитуды перемещений, происходивших на разных этапах развития изучаемого разрыва. Предугадать их трудно и вряд ли целесообразно. Нам представлялось, что важнее дать лишь некоторые основные положения для подхода к решению таких задач.

В заключение мы еще раз подчеркнем несомненную наглядность и достаточную точность графических методов определения амплитуд как простых, так и сложных перемещений. Получив навыки графических построений, каждый геолог легко сможет решать достаточно сложные задачи, связанные с выяснением истории развития тектонических разрывов, затрачивая на это в общем немного времени.

4. Определение возможных типов перемещений по положению линий скрещения разрывов с контактами геологических тел

При рассмотрении возможных соотношений разрывов со смещенными частями контактов геологических тел или элементов структуры (пластов, жил, даек, контактов рудных залежей и интрузивов, поверхностей несогласий, осевых плоскостей складок и др.) мы показали, что их положение в плане или разрезе еще не дает основания определить тип перемещения блоков пород по нарушению. Тип перемещения определяется по положению линии скольжения относительно элементов залегания плоскости разрыва, т. е. линии его падения и простирания. Именно это положение И. А. Молчанов принял за основу разделения всех разрывов на типы, подразделив их на сбросы, взбросы или надвиги, сдвиги и комбинации последних с двумя первыми.

На рассмотренных ранее примерах мы показали, что имея данные о положении линии скольжения и смещенных пластов по обе стороны разрыва, можно графически определить амплитуду полного перемещения R_1 или ее проекций (R и R_2) соответственно на горизонтальную и вертикальную плоскости. Определив эти величины, легко найти и все другие: наклонную амплитуду сбросового или взбросового перемещения H_1 , амплитуду вертикального его перемещения H , сдвиговую амплитуду λ и его ширину L . Однако мы не всегда располагаем данными о положении линии скольжения в ряде случаев мы знаем положение лишь одного смещенного контакта пласта или какого-либо другого геологического образования, который обнажается по обе стороны разрыва.

Можно думать, что при столь ограниченных сведениях число возможных перемещений, которые привели к наблюдаемому соотношению пластов и разрыва, будет почти не ограничено. В действительности оказывается, что это не так. Все разнообразие наблюдаемых соотношений разрывов с контактами пород можно свести к двум классам:

- А — разрывы дают видимые смещения контактов геологических тел;
- В — разрывы не дают видимых смещений.

Принимая во внимание положение линий скрещения разрывов с контактами геологических тел, в пределах этих классов можно выделить ряд групп и подгрупп (см. табл. 7).

В классе А выделяются три группы, каждая из которых делится на две подгруппы. К 1 группе относятся перемещения, которые могли привести пласты в наблюдаемое расположение, если линии их скрещения с разрывом совпадали с его простиранием, т. е. были горизонтальны. Ко 2 группе относятся те нарушения, которые могли проявиться при косом положении линий скрещения, т. е. в случаях, когда угол между ним и линией простирания дизъюнктива больше 0° , но меньше 90° . Наконец к 3 группе относятся те возможные типы нарушений, которые могли про-

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗМОЖНЫХ ТИПОВ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ПО ПОЛОЖЕНИЮ ЛИНИЙ СКРЕЩЕНИЯ РАЗРЫВОВ С КОНТАКТАМИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ

А — РАЗРЫВЫ СМЕЩАЮТ КОНТАКТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ

1 ГРУППА

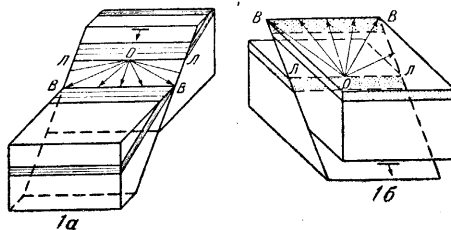
Линия скрещения совпадает с простиранием разрыва, т. е. горизонтальна

Подгруппа 1,а

Линия скрещения висячего бока (*ВВ*) гипсометрически ниже линии скрещения лежащего бока (*ЛЛ*)

Комбинации разрывов

А — возможные: сбросы и сбросо-сдвиги
Б — невозможные: сдвиги и комбинации, возможные в подгруппе 1,б



Подгруппа 1,б

Линия скрещения висячего бока (*ВВ*) расположена гипсометрически выше линии скрещения лежащего бока (*ЛЛ*)

Комбинации разрывов

А — возможные: надвиги (или взбросы) и взбросо-сдвиги
Б — невозможные: сдвиги и комбинации, возможные, в подгруппе 1, а

2 ГРУППА

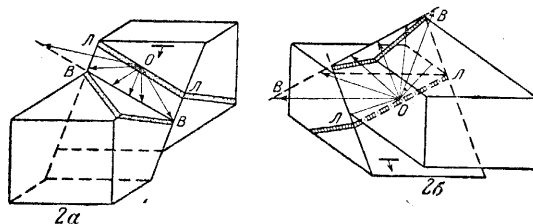
Линия скрещения расположена к простиранию разрывов под углом больше 0, но меньше 90°

Подгруппа 2,а

Линия скрещения висячего бока (*ВВ*) расположена гипсометрически ниже такой же линии (*ЛЛ*) лежащего бока (считая по падению разрыва)

Комбинации разрывов

А — возможные: сдвиги, сбросы и сбросо-сдвиги
Б — невозможные: надвиги (или взбросы) и комбинации, возможные в подгруппе 2,б



Подгруппа 2,б

Линия скрещения висячего бока (*ВВ*) расположена гипсометрически выше такой же линии (*ЛЛ*) лежащего бока (считая по падению разрыва)

Комбинации разрывов

А — возможные: надвиги (или взбросы), сдвиги и взбросо-сдвиги
Б — невозможные: комбинации, возможные в подгруппе 2,а

3 ГРУППА

Линия скрещения совпадает с линией падения разлома

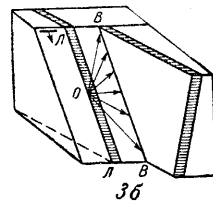
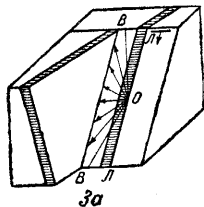
Подгруппа 3,а

Линия скрещения всякого бока (*ВВ*) находится правее такой же линии (*ЛЛ*) лежащего бока (если смотреть вниз по линии падения разрыва, стоя на лежащем блоке)

Комбинации разрывов

А — возможные: сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги

Б — невозможные: надвиги (или взбросы), сбросы, а также комбинации, возможные в подгруппе 3,б



Подгруппа 3,б

Линия скрещения всякого бока (*ВВ*) находится левее такой же линии (*ЛЛ*) лежащего бока (если смотреть вниз по линии падения разрыва, стоя на лежащем блоке).

Комбинации разрывов

А — возможные: сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги

Б — невозможные: надвиги (или взбросы), сбросы, а также комбинации, возможные в подгруппе 3,а.

Б — РАЗРЫВЫ НЕ ДАЮТ ВИДИМЫХ СМЕЩЕНИЙ КОНТАКТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ

4 ГРУППА

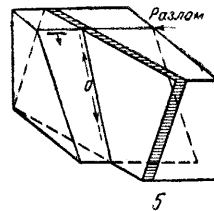
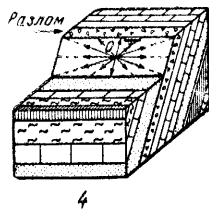
Плоскость разрыва параллельна слоям

Линии скрещения нет

Линия скольжения может занимать любое положение

Число возможных комбинаций перемещения по разрывам не ограничено

Задача не имеет определенного решения без новых дополнительных данных о смещении контактов других геологических образований



5 ГРУППА

Плоскость разрыва сечет контакты тел

Линия скрещения может занимать любое положение

Линия скольжения совпадает с линией скрещения

Возможны перемещения по линии скрещения по двум взаимнопротивоположным направлениям

Задача может быть решена при наличии дополнительных данных по смещению контактов других тел

явиться при условии, что линии скрещения разрыва со смещенными контактами геологических тел были параллельны линии падения плоскости этого разрыва.

Разделение типов перемещений на подгруппы (см. блок-диаграммы в табл. 7) основано на учете положения линий скрещения пласта и разрыва (*ВВ*) в висячем блоке относительно такой же линии (*ЛЛ*) в лежащем блоке нарушения. Так, например, в подгруппе 1а линия скрещения разрыва с пластом, находящимся в висячем блоке (*ВВ*) располагается гипсометрически ниже такой же линии лежащего блока (*ЛЛ*). Как показывает веер стрелок, в такое положение смещенные пласты могли быть приведены только сбросовыми и сбросо-сдвиговыми перемещениями и не могли быть приведены чистыми сдвигами, взбросами и взбросо-сдвигами. В то же время в подгруппе 1б, где линия скрещения по сравнению с подгруппой 1а как бы переменилась местами (*ВВ* выше *ЛЛ*), возможными комбинациями перемещений являются только взбросы и взбросо-сдвиги (показанные веером стрелок, направленных вверх) и невозможными — сбросы, сбросо-сдвиги и попрежнему чистые сдвиги, т. е. одна группа нарушений является как бы зеркальным отражением другой.

То же можно сказать и в отношении других подгрупп. Разница между ними будет лишь в положении плоскости симметрии для этих вееров и, конечно, в иных комбинациях возможных и невозможных типов перемещений, образовавшихся вследствие того или иного соотношения линий скрещения разрыва со смещенными контактами геологических тел или элементами структур.

Разрывы класса *Б* делятся на две группы (4 и 5). К 4 группе относятся разрывы, параллельные слоям, которые не дают линий скрещения со смещаемыми пластами. В этом случае положение линий скольжения может быть любым, вследствие чего направление и амплитуду перемещения выяснить нельзя. Чтобы избежать неопределенности, необходимо искать такие соотношения, где нарушение пересекает контакты геологических тел, перемещая их, т. е. собрать дополнительные данные, которые позволят перевести этот разрыв в класс *А*.

К 5 группе класса *Б* относятся нарушения без видимых смещений контактов, рассеченных разрывом. Чтобы такое соотношение контактов сохранилось по обе стороны нарушения, смещение должно было происходить только вдоль линии его скрещения с контактами геологических тел, т. е. в противоположность 4 группе должно быть строго фиксированным. Однако по линии скрещения возможны перемещения в двух противоположных направлениях, отмеченных на блок-диаграмме стрелками (см. табл. 7). Чтобы решить, по какому направлению происходило смещение и какова была его амплитуда, необходимы дополнительные данные. В частности, на одном из примеров (см. рис. 116) мы уже разбирали такой случай, когда одна из даек не смещена дизъюнктивом, что дает основание отнести это нарушение к 5 группе, т. е. на основании этих данных нельзя однозначно установить, в каком из двух возможных направлений перемещались блоки. Дополнительные наблюдения показали, что этот же разрыв смещает дайку иного простирания и падения, что позволяет по сумме данных установить амплитуду перемещения по смещению характерных точек.

Таким образом, предлагаемое разделение дизъюнктивов не требует усложнения названий общепринятых типов разрывов. Оно преследует лишь практические цели. Зная, какие из типов перемещений могли привести к существующим соотношениям пластов или других геологических образований, расположенных по обе стороны от нарушения, мы прежде всего сможем наметить более рациональную программу дальнейших исследований, чтобы точно определить, какой же из них в действительности проявился, а также решить ряд других вопросов.

Поскольку сами дизъюнктивы часто являются рудовмещающими

структурами, то зная соотношения их со смещенными контактами геологических тел, можно предсказать, в каких участках этих нарушений следует ожидать появления рудных столбов и каково будет их склонение, если проявится перемещение того или другого возможного типа. Для этого необходимо получить некоторые данные о морфологии плоскости поверхности. Если, например, плоскость разрыва имеет несколько волнистую поверхность, причем одни волны параллельны простиранию, а другие параллельны падению нарушения, т. е. наблюдается довольно обычная картина колебаний в углах падения и азимутах простирания его поверхности, то при сбросовых или надвиговых перемещениях рудные столбы будут ориентированы в горизонтальном направлении, а при сдвиговых ориентировка столбов будет совпадать с направлением падения разрыва. При сбросо-сдвиговых или взбросо-сдвиговых перемещениях характер склонения столбов будет более сложный, коленообразный. В свою очередь, обнаружение какой-либо разновидности рудных столбов позволит исключить те из возможных типов перемещений, которые не могли создать условий для возникновения таких столбов.

Таким образом, анализируя взаимосвязанные явления, мы можем более конкретно решить вопрос о типе перемещения, имевшего место перед процессом рудообразования или во время этого процесса. Зная возможные типы перемещений по плоскости дизъюнктива, мы можем более целесообразно ориентировать поиски оперяющих зон дробления, обычно являющихся рудоносными, и предсказать их пространственное положение.

Изложенный метод определения возможных типов перемещений помогает решить, например, вопрос о представительности разрезов, т. е. определить, отображены на этих разрезах истинные или искаженные соотношения смещенных частей геологических тел, отвечающие данному типу перемещения. Этот метод позволяет, наконец, разрешить спор о том, в результате каких перемещений возникает соотношение пластов, отвечающее так называемому прямому надвигу М. А. Усова (1933), по поводу которого геологи высказывали взаимно исключающие мнения. Мы получаем возможность решить ряд вопросов и по поводу характера вероятных перемещений по нарушениям других наименований.

В частности, в литературе для геологических высших учебных заведений и техникумов все еще сохраняется способ определения типа нарушения, согласно которому пласт, расположенный висячем блоке разрыва и перемещенный в сторону, противоположную направлению падения пласта, опущен (сброшен), — а перемещенный по падению — поднят (надвинут).

Удобнее начать разбор с последнего случая. Приведенное выше правило, по которому определяется тип перемещений, противоречит тому, что было изложено нами ранее. Все приведенные выше примеры являются наглядным доказательством его неприложимости. Лишь в частных, единичных случаях выводы, сделанные на основе этого правила, могут случайно совпасть с данными, показывающими действительные направления перемещения тектонических блоков, а соответственно и пластов, расположенных в них. Более того, пользуясь этим правилом, можно стать в тупик при выборе названия типа перемещения.

Чтобы проиллюстрировать это, рассмотрим, например, рис. 107. Если бы мы, применяя это правило, решая вопрос о типе перемещения только по положению жилы 1 висячем и лежащем блоках разрыва, то решили бы, что это сброс. Если бы тип перемещения устанавливался только по положению одновозрастной ей жилы 2, то мы пришли бы к противоположному выводу — считали бы, что это нарушение следует назвать надвигом. На самом деле ни одно из этих названий не отвечает действительности, так как нарушение это сбросо-сдвиговое.

Рассматривая далее, например, соотношение одной из даек с дизъюнктивом (см. рис. 116), мы пришли бы к заключению, что вообще

смещения по разрыву не было, а по положению другой дайки сделали бы вывод о сбросовом перемещении всячего блока, в то время как в действительности имело место взбросо-сдвиговое перемещение всячего блока нарушения и т. д. Несостоятельность этого правила отчетливо видно на блок-диаграммах в табл. 7 и поясняющего их текста, где перечислены возможные и невозможные типы перемещений при том или ином положении линии скрещения разрыва со смещенными контактами пластов, жил и других образований.

Рассмотрим теперь мнения различных авторов по поводу прямого надвига М. А. Усова.

М. А. Усов (1933) считал прямыми надвигами такие дизъюнктивы, при которых пласт и сместитель (разрыв) падают в одну сторону, но в

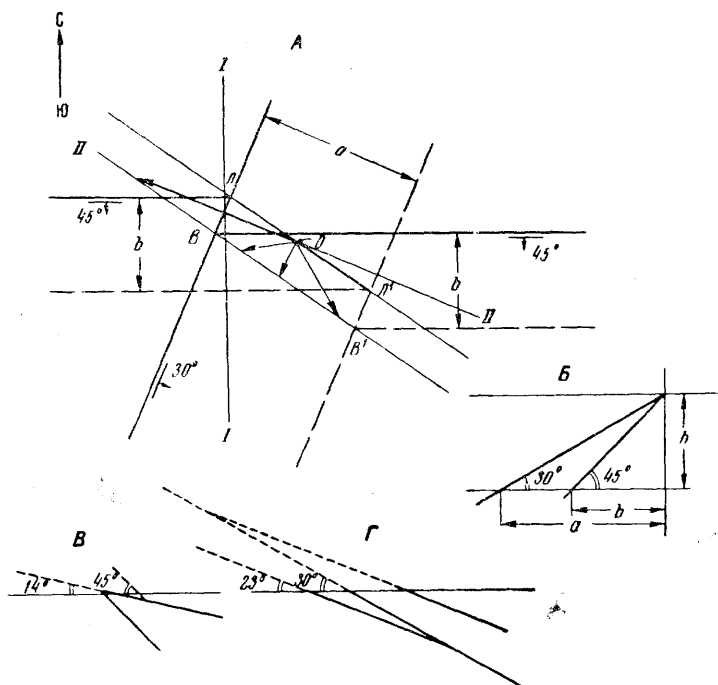


Рис. 121. Разбор возможных вариантов перемещений в плоскости прямого надвига М. А. Усова и определение представительности разрезов I—I и II—II (по М. А. Усову, из книги А. А. Белицкого, 1958) А — план; Б — совмещенный разрез вкrest простираения разлома и пласта; В — разрез по линии I—I; Г — разрез по линии II—II

отличие от согласного взброса, углы падения сместителя более пологи, чем пласта (рис. 121, А). Исходя из соотношений, изображенных на вертикальном разрезе I—I (рис. 121, В), построенном вкrest простираения смещенных пластов, М. А. Усов пришел к выводу, что прямой надвиг образуется при опускании всячего блока нарушения, т. е. фактически представляет собой сброс. Вместе с тем он отрицает самостоятельность сбросовых перемещений, так как, по его представлениям, для их образования нет соответствующих условий, ибо все дизъюнктивы обязаны своим возникновением действию сжимающих тангенциальных усилий. Для объяснения возможности перемещений сбросового характера М. А. Усов был вынужден предположить, что плоскость нарушения такого типа должна где-то на глубине изменять свое падение на обратное и, следовательно, переходить в надвиг.

И. А. Молчанов, рассматривая прямой надвиг, отмечал, что «по ха-

рактору перемещения всячего крыла это нарушение аналогично сбросу» (1939).

А. А. Белицкий, не соглашаясь с доводами М. А. Усова и И. А. Молчанова, утверждал, что «разрыв типа прямого надвига является самостоятельной формой, в которой всячее крыло перемещено не сверху вниз, а снизу вверх». Он отмечал, что многие геологи не признают взбросовый характер подобного нарушения. «Эти геологи, вероятно, не учитывают, что в разрезах часто видно не истинное, а видимое расположение разорванных частей пласта относительно друг друга» (1953, стр. 8). Таким образом, он считал, что все дело в разрезах, т. е. поднимал новый вопрос о их представительности, полагая, что одни из них отражают истинные соотношения пласта и дизъюнктива, а другие нет. В данном случае (рис. 121, Г) разрез $II-II$ он считает представительным, истинным, так как он перпендикулярен к плоскости нарушения и якобы совпадает с линией перемещения (скольжения).

Заметим кстати, что ни один из трех исследователей, взгляды которых мы рассматриваем, не разбирал, какое положение занимала линия скольжения в плоскости разрыва. Сравнивая разрезы $I-I$ и $II-II$ (рис. 121, В и Г), мы видим, что действительно один из них указывает на сбросовый, а второй на надвиговый характер перемещения по тому же самому дизъюнктиву.

Мы считаем, что согласиться с рассуждениями А. А. Белицкого, М. А. Усова и И. А. Молчанова нельзя прежде всего потому, что в них не учитывается положение линий скрещения разрыва со смещенными им контактами геологических тел. Ошибочно утверждение А. А. Белицкого о том, что в разрезах часто изображено не истинное, а видимое расположение разорванных частей. С нашей точки зрения, если разрез построен правильно (т. е. с учетом поправок на углы падения при косом сечении плоскости дизъюнктива и смещенных им пластов), то он всегда должен отражать истинные соотношения смещенных частей пласта в данном сечении. Заложив карьеры так, чтобы их стенки были расположены вдоль направления разреза $I-I$ или $II-II$ (см. рис. 120), мы действительно увидели бы соотношения пластов, отвечающие этим разрезам.

Посмотрим теперь, какие типы перемещений могут привести пласты в положение, изображенное на рис. 121, А. Для этого с помощью дополнительных построений (рис. 121, Б), неоднократно разбиравшихся ранее, находим на рис. 121, А линию скрещения разрыва со смещенной частью пласта в всячем блоке нарушения $B B_1$ и такую же линию в лежащем блоке $L L_1$. Как известно, до перемещения линии $L L_1$ и $B B_1$ совпадали. При движении всячего блока линия $B B_1$ смещалась, оставаясь параллельной $L L_1$ *. Смещения эти могли происходить в разных направлениях. Как показывает расходящийся веер стрелок (см. рис. 121, А), такое соотношение пластов по обе стороны нарушения могло быть результатом сдвиговых, взбросовых, взбросо-сдвиговых и сбросо-сдвиговых перемещений. Не мог в таких условиях проявиться только чистый сброс.

Однако такое соотношение пластов с дизъюнктивом не единственное, которое подходит под понятие чистого надвига; число примеров подобных соотношений может быть весьма большим. Мы анализируем лишь два типичных примера.

Новый пример (рис. 122) отличается от рассмотренного выше лишь углом между простираем разрыва и простираем смещаемых им пластов, т. е. углом, под которым нарушение сечет пласты; этот угол здесь на 10° меньше, чем в первом случае.

Сделав обычные дополнительные построения и найдя линии скрещения разрыва со смещенными им частями пласта $L L_1$ и $B B_1$, располо-

* Напоминаем, что мы рассматриваем наиболее распространенные дизъюнктивы, в которых нет сколько-нибудь существенных вращений блоков.

женными по одну и другую его стороны, видим, что эти линии параллельны линии падения нарушения. По табл. 7 такие соотношения отвечают 3 группе (точнее подгруппе 3, *a*), в которой возможными типами перемещений являются сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги. Следовательно, показанное на рис. 122, *A* соотношение смещенных частей пласта не может возникнуть ни при чистых сбросах, ни при чистых надвигах (взбросах).

Таким образом, ни одно из высказанных выше суждений — А. А. Белицкого, М. А. Усова, И. А. Молчанова — несправедливо для объяснения подобных соотношений, подходящих в то же время под определение прямого надвига. На разрезе *I—I* (рис. 122, *B*), перпендикуляр-

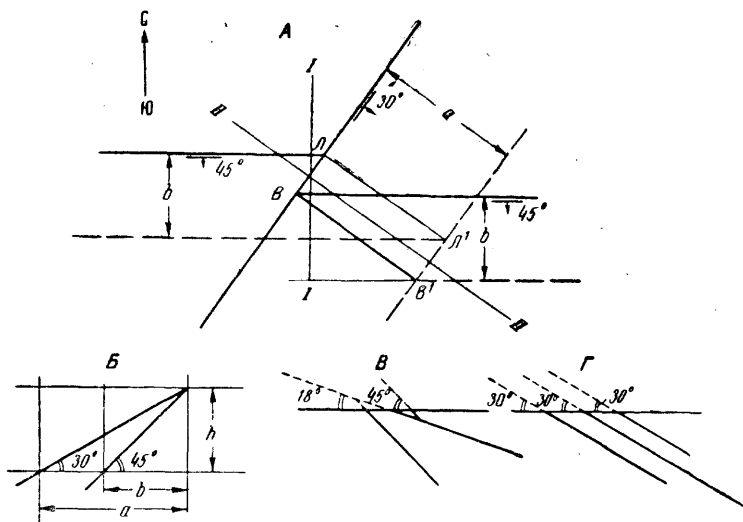


Рис. 122. Несколько измененный вариант прямого надвига М. А. Усова. *A* — план; *B* — совмещенный разрез вкост простираения разрыва и пласта; *B* — разрез по линии *I—I*; *Gamma* — разрез по линии *II—II*

ном пласту, видно перемещение сбросового типа. На разрезе *II—II* (рис. 122, *Gamma*), перпендикулярном плоскости разрыва, пласты расположены параллельно нарушению, и определить тип перемещений трудно. Такие разрезы мы имели бы для 4 группы нарушений (см. табл. 7).

Заметим кстати, что линии скрещения дизъюнктива со смещенными им пластами, получились бы параллельными линии падения нарушения в том случае, если бы в первом примере (рис. 121, *A*), пласт падал не под углом 30°, а более полого, под углом 22°, в то время как все остальные элементы залегания остались бы прежними. Очевидно, что вариантов, при которых линия скрещения совпадала бы с линией падения разрыва, можно указать бесконечное множество. При этом должны соответствующим образом сочетаться как элементы залегания дизъюнктива, так и элементы залегания смещенных им пластов.

Рассмотрим теперь следующую разновидность прямого надвига (рис. 123). Этот случай отличается от разобранный выше тем, что острый угол между направлениями простираения разрыва и простираения пластов уменьшен еще на 10°, все же остальные элементы залегания сохранены те же. С помощью известных построений найдем линии скрещения пласта и разрыва (*L L₁* и *B B₁*). Анализируя их положение, видим, что это нарушение должно быть отнесено к подгруппе 2, *a*, где возможными вариантами перемещений являются сдвиги, сбросы, сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги, чистые же надвиги невозможны.

На разрезах $I-I$ и $II-II$ (рис. 123, В и Г), ориентированных так же, как и в предыдущих случаях, видно, что оба разреза отображают перемещения сбросового типа, но различных видимых амплитуд, если измерять их по дизъюнктиву от одного смещенного конца пласта до другого.

Итак, рассматривая различные варианты прямого надвига М. А. Усова, видим, что нельзя не учитывать положение линий скрещения разрыва со смещенными им пластами. Для решения вопроса, какой же из возможных типов перемещений действительно имел место, необходимо знать положение линии скольжения блоков. Если бы так же рассмотреть нарушения, имеющие другие наименования, например соглас-

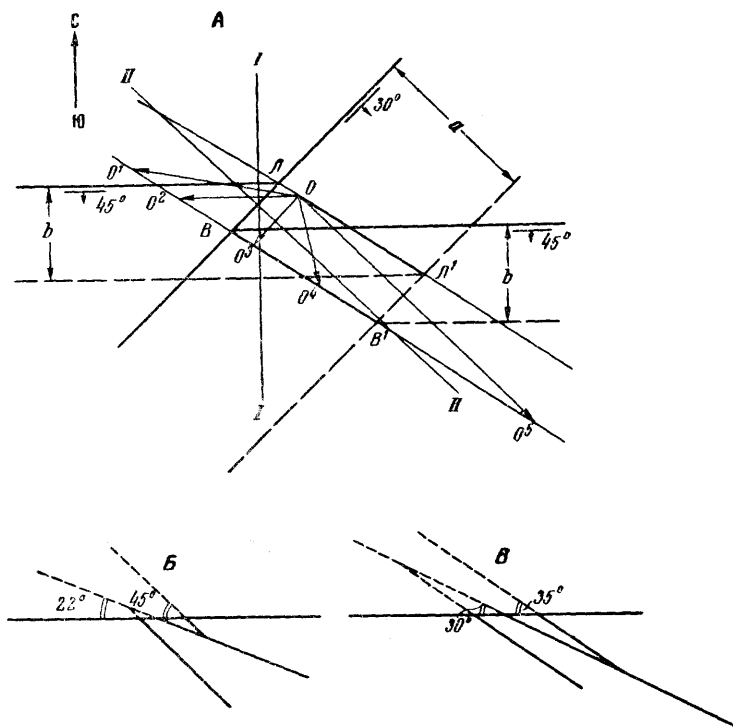


Рис. 123. Второй, несколько измененный вариант прямого надвига М. А. Усова. Разбор возможных вариантов перемещений по этому нарушению и определение представительности разрезов. А — план; Б — разрез по линии $I-I$; В — разрез по линии $II-II$

ный взброс М. А. Усова (отличающийся от прямого надвига только тем, что взброс падает круче смещаемых пластов), то обнаружится аналогичное несоответствие между названием нарушения и действительными перемещениями, возможными в плоскости этого дизъюнктива.

Рассмотрим теперь поднятый А. А. Белицким вопрос о представительности разрезов. Как известно, А. А. Белицкий утверждал, что истинные соотношения пласта и разрыва может показать только разрез, идущий по линии перемещения (скольжения) блоков; все другие будут давать искаженную картину. Приведенное утверждение правильно лишь для чистых сдвигов, сбросов и надвигов, т. е. частных случаев нарушений. Все же многообразие косых перемещений этого не подтверждает.

Действительно, если мы имеем вертикальный разрез, идущий по линии скольжения, совпадающей с линией падения нарушения, по ко-

тому произошли сбросовые или взбросовые перемещения, то вертикальная амплитуда смещения H , наклонная его амплитуда H_1 и ширина смещения («звняние» или «сдвоение») L будут изображаться здесь истинными величинами. Без искажения изобразятся также R , R_1 , R_2 , которые здесь соответственно равны: $R = L$, $R_1 = H_1$ и $R_2 = H$.

То же будет характерно и для чистого сдвига. В этом случае плоскость разрыва будет изображаться в виде горизонтальной линии (так как разрез совпадает с простиранием нарушения), а смещаемые дизъюнктивом пласты сохраняют некоторый наклон, тем меньший, чем острее угол между направлением простирания этих пластов и данным вертикальным разрезом. Элемент сдвига (λ) здесь будет иметь истинную величину, H_1 и H будут равны нулю, величина L не будет выражена вообще. Поскольку в большинстве случаев разрезы делаются не по линии простирания нарушения, а косо по отношению к ней, то перемещение типа чистого сдвига будет изображаться на них либо в виде сброса, либо надвига.

При наиболее распространенных косых перемещениях — сбросо-сдвигах или взбросо-сдвигах — на разрезе, построенном вдоль линии смещения, истинную величину будут иметь: H — вертикальная сбросовая или взбросовая амплитуда косога перемещения, R_1 — наклонная амплитуда смещения и R — ее проекция на горизонтальную плоскость, т. е. то, что совпадает с плоскостью разреза. Все же остальные составляющие этого нарушения (H_1 , λ и L) на нем не отразятся.

Следовательно, на основании разрезов мы не можем определить характер перемещения, т. е. определить, изображают они сбросовое или сбросо-сдвиговое перемещение, ибо на них то и другое выглядит совершенно одинаково. Одинаково будут выглядеть и разрезы взбросо-сдвиговых и взбросовых перемещений, так как на разрезах те и другие будут изображены в виде надвигов (взбросов). Это и понятно, если учесть, что разрез принципиально ничем не отличается от любой проекции (вертикальной, горизонтальной или наклонной), на которую в истинную величину будут проектироваться отрезки, параллельные плоскости разреза. Отрезки, перпендикулярные этим плоскостям, будут изображаться в виде точек. Все же другие отрезки, занимающие промежуточное положение, будут искажены в той или иной степени.

На геологических разрезах линии, не попадающие в разрез, как правило, не изображаются. Следовательно, только макет, сделанный в том или ином масштабе, на котором в плоскости разрыва будет нанесена линия скольжения блоков, может дать нам объемное представление о типе перемещения и позволит показать истинные амплитуды составляющих косых (сбросо-сдвиговых и взбросо-сдвиговых) перемещений.

Таким образом, из всех перечисленных величин, характеризующих те или иные составляющие амплитуды перемещения, на разрезах, совпадающих с линией скольжения, в истинную величину будут изображаться лишь R_1 , R и H , поскольку они лежат в их плоскости. Все остальные величины будут представлены лишь своими проекциями, искаженными в той или иной степени. Поскольку разрезы, иллюстрирующие карты, преследуют цель не только показать характер перемещения по дизъюнктивам, но и отразить другие особенности геологического строения участка (складчатость, наличие интрузивов и рудных тел и т. д.), они, как правило, ориентированы без учета простирания линии скольжения блоков по нарушению. Поэтому на таких разрезах ни одна из составляющих амплитуды перемещения не будет изображаться величиной истинной. Напомним еще раз, что *по разрезам нельзя сказать, какого типа перемещение в действительности произошло по данному дизъюнктиву.*

В ряде случаев сбросовый или сбросо-сдвиговый тип перемещения на том или другом разрезе будет изображаться как надвиг. В качестве примера можно сослаться на только что рассмотренный пример прямого надвига М. А. Усова (см. рис. 121, разрезы I—I и II—II). В разрезах, параллельных простираниям разрывов (т. е. идущих вдоль линий разломов), почти все нарушения выглядели бы как сдвиги. Примеров подобного несоответствия, изображенного на разрезах, с существовавшим в действительности перемещением можно было привести сколько угодно. Если мы вновь обратимся к табл. 7, то заметим, что только в группах 2 и 3 на разрезах, сделанных в разных направлениях, будут изображаться сбросовые, взбросовые, либо, наконец, сдвиговые типы перемещений. Для 1 группы на разрезах всевозможных направлений общий тип перемещений будет одним и тем же, т. е. сбросовым для подгруппы 1а и взбросовым для подгруппы 1б. Таким образом, зная положение линии скрещения разрыва со смещенными им пластами, можно заранее знать, какие типы перемещений можно увидеть на разрезах, идущих в различных направлениях.

В связи со сказанным вполне законным был бы вопрос о том, как же проверить правильность изображения перемещенных по дизъюнктиву пластов на разрезах, пересекающих их в нескольких направлениях (в пределах небольшого участка). Оказывается, что в этих целях следует использовать одну из величин, которая всегда постоянна, т. е. независима от направления вертикальных разрезов. Такой величиной является расстояние между смещенными пластами (висячим или лежащим их боками), замеренное по вертикали. Это вертикальное расстояние можно фигурально сравнить с данными керна вертикальной скважины, которая, встретив один из этих пластов и пройдя его, затем достигает следующего (в случае «сдвоения», или при «зиянии») мысленно продолженного пласта). Естественно, что в каких бы направлениях мы не строили вертикальных разрезов через такую скважину, расстояние между этими пластами измениться не может. Совершенно очевидно, что в правильно построенных разрезах, секущих разрыв в разных направлениях (вне зависимости от того, что этот разрез изображает: сдвиг, сброс или взброс), вертикальные расстояния между пластами (продолженными пунктиром, если они образуют «зияние») будут одинаковы. Советуем проверить справедливость сказанного хотя бы на разрезах I—I и II—II на рис. 121, 122 и 123.

Использовать эту особенность можно в целях качественной проверки характера изменений амплитуды перемещения блоков в плоскости разрыва. Для этого следует измерить вертикальные расстояния между смещенными пластами на разрезах, отстоящих один от другого на значительных расстояниях. При этом должна быть уверенность в правильности построения разрезов и в том, что все они относятся к блокам, не рассеченным нарушениями, оперяющими данный дизъюнктив, и соответственно не нарушающими монолитность блоков по обе его стороны, а также неизменности угла падения пластов. Мы еще раз подчеркиваем, что такое измерение даст нам качественную, а не количественную характеристику таких изменений.

Заметим, что приведенные рассуждения применимы к изображению мощностей на вертикальных разрезах, проведенных в разных направлениях как смещенных пластов, так и не смещенных. Не повторяя рассуждений, будем считать, что один из смещенных контактов будет представлять собой висячий, а другой — лежащий бок какой-то толщи. Какими бы вертикальными разрезами мы не пересекали эту толщу, вертикальное расстояние между висячим и лежащим ее боками (вертикальная мощность M) будет величиной постоянной. На разрезах будет изменяться лишь видимая мощность (m_1) данной толщи. Только при угле падения толщи (α), близком к 90° величина M будет приближаться

к бесконечности. В последнем случае нельзя получить определенного ответа.

Между вертикальной (видимой) мощностью M , т. е. мощностью, замеренной по керну вертикальной скважины, и видимой мощностью толщи (m_1) в данном косом разрезе, секущем толщину под острым углом (γ) к ее простиранию, существует простая зависимость (рис. 124).

$$m_1 = M \cos \omega,$$

где ω — видимый угол падения пласта в данном сечении. Остальные значения были указаны выше.

Угол ω может меняться от нуля градусов до $\omega = \alpha$, т. е. до размера истинного угла падения пласта. При $\omega = 0^\circ$; $m_1 = M$; при $\omega = \alpha$

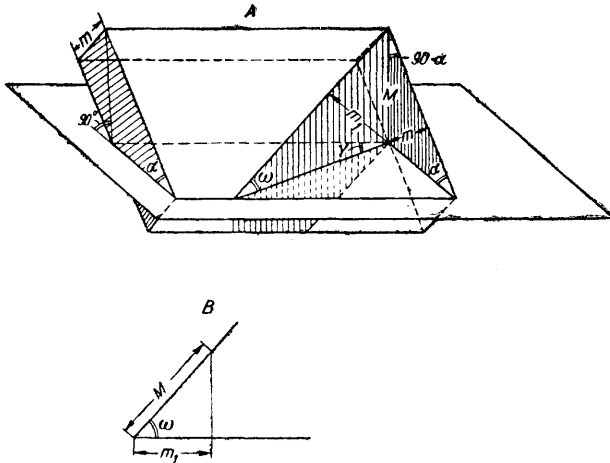


Рис. 124. Блок-диаграмма, показывающая зависимость между истинной и видимой мощностью пласта при вертикальных сечениях, расположенных косо к его простиранию

m — истинная мощность пласта, m_1 — видимая мощность в косом вертикальном сечении; M — вертикальная видимая мощность пласта; α — истинный угол падения пласта; ω — видимый угол падения пласта; γ — угол между направлением разреза и простиранием пласта

$m_1 = M \cdot \cos \alpha = m$, т. е. в данном разрезе видимая мощность толщи будет равна его истинной мощности.

Зная углы α и γ , можем по табл. 5 легко найти угол ω (γ измеряем на плане). По этим данным можно найти графически любую из трех интересующих величин (m_1 , m , M).

Так как $\cos \omega = \frac{m_1}{M}$, $\cos \alpha = \frac{m}{M}$, то M будет гипотенузой прямоугольного треугольника; m_1 (m) — катетом прилежащего угла ω (α), заключенного между M и m_1 (m).

Едва ли нужно объяснять, как графически вычислить m , M или m_1 при известных нам углах α и λ и, соответственно, при угле ω , так как эти построения элементарно просты и известны всем (см. рис. 124, Б).

В заключение следует заметить, что некоторым геологам, прочитавшим настоящий раздел, могут показаться слишком сложными и малоцелесообразными предлагаемые методы определения типов перемещений и их амплитуд. Прежде всего наиболее трудными им могут показаться способы установления линии скольжения и возраста перемеще-

ния. Они могут посчитать, что для правильного направления геолого-разведочных работ достаточно знать положение какого-либо одного из смещенных контактов по обе стороны дизъюнктива и вертикальное расстояние между этими контактами.

Однако такой взгляд мы считаем неправильным и вредным. Имеется множество примеров (часть из которых уже была рассмотрена в этой книге), когда недостаточность сведений о перемещениях блоков по нарушению приводила к потере рудных тел и неправильной ориентации поисков.

Дополним несколько наши примеры. Представим себе, что мы нашли одну из смещенных частей жилы и не стали делать попыток к установлению линии скольжения блоков по дизъюнктиву. В этом случае поиски смещенной части жилы проводились бы вслепую. Допустим, что нам без больших трудов сразу удалось найти смещенную часть жилы, не прибегая к установлению линии смещения. Значит ли это, что устанавливать эту линию не следует? Нет, не значит. Во-первых, всегда может закрасться сомнение в том, является ли найденная нами жила именно смещенной частью уже известной, а не какой-то другой жилы, которую мы еще не вскрыли. Во-вторых, вдоль этого нарушения может быть обнаружена какая-то новая жила с иными элементами залегания и опять возникнет вопрос, где искать ее продолжение за линией нарушения.

Зная же линию скольжения и амплитуду перемещения, установленную по первой из найденных жил, и решив обратную задачу, можно достаточно точно наметить ожидаемый выход второй половины новой жилы. Наконец, сами разрывы часто являются местами локализации оруденения.

Из полевого опыта многих геологов, а также из результатов экспериментальных работ М. В. Гзовского, Е. И. Чертковой (1953) и других исследователей известно, что дизъюнктивы не представляют собой плоскостей, а иногда являются довольно сложными волнистыми поверхностями. В зависимости от характера подвижек в пределах этих поверхностей образуются участки, представленные относительно крупнообломочной брекчией, хорошо проницаемой для рудоносных растворов, отлагавших руды, а также сжатые притертые участки, заполненные тектонической глиной, в которых промышленных концентраций руд не наблюдается. Кроме того, зная, например, характер перемещений по дизъюнктиву, проявившемуся перед рудообразованием, можно предсказать, в каких участках сложной поверхности нарушения следует ожидать появление оперяющих его рудоносных трещин и зон дробления, среди которых могут быть и слепые, и наметить рациональную программу их поисков. Большое значение эти данные имеют и для оценки возможной протяженности рудоносных структур на глубину.

IV. КАРТИРОВАНИЕ И ИЗУЧЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ

1. Общие данные

Главной задачей, стоящей перед геологом, занимающимся разведкой эндогенных рудных месторождений, является изучение рудных тел с целью выяснения формы, размеров и элементов их залегания. Пространственное положение рудных тел и особенности их морфологии во многом определяется тектоническим строением участка месторождения — складчатыми и дизъюнктивными нарушениями. Нередко форма рудных тел и условия их залегания зависят и от литологических особенностей вмещающих пород. Роль упомянутых факторов по возможности должна быть выявлена при картировании поверхности и выходов рудного тела, так как в противном случае разведка месторождения подземными горными выработками и скважинами значительно осложнится.

Изучение формы и условий залегания рудных тел должно сопровождаться выявлением их внутреннего строения и закономерностей распределения полезных компонентов как по их простиранию, так и по падению. В ряде случаев в рудных телах проявляется закономерная смена в пространстве одних минеральных комплексов другими, что обуславливает определенную зональность и взаимопереходы различных типов и сортов руд.

Накопление фактического материала на каждом конкретном месторождении позволяет подойти к расшифровке причин, вызвавших появление такой зональности. В одних случаях она может быть обусловлена сменой минеральных ассоциаций в связи с увеличением глубины вскрытия месторождения по падению. В других случаях зональность будет вызвана сменой литологического состава вмещающих толщ или особенностями проявления внутрирудной тектоники. Совершенно очевидно, что выявление закономерностей пространственного размещения минеральных комплексов в рудных телах имеет непосредственное практическое значение, так как в ряде случаев оно позволяет оценить распространение оруденения на глубину и более рационально решить вопрос о направлении разведочных работ.

При изучении внутреннего строения рудных тел следует также выявлять текстурно-структурные разновидности руд и особенности их пространственной локализации. Выяснение этого вопроса для многих типов месторождений обычно тесно связано с установлением стадий минерализации, принимавших участие в формировании рудной залежи. Определение последовательности формирования минеральных образований различных стадий, отделенных внутрирудными подвижками, позволяет наметить общий ход процесса рудообразования и определить в нем место, занимаемое стадиями, с которыми связана основная масса оруденения.

Особенно важно это сделать для гидротермальных месторождений, в которых нередко развиты жилы многих стадий минерализации, а

промышленное орудение связано с минеральными ассоциациями, сформировавшимися в одну или в две стадии. Изучение внутреннего строения рудных тел, их текстурно-структурных особенностей и минералогического состава позволяет выделить и определить пространственное положение различных типов и сортов руд, а также установить их взаимные соотношения.

Во всех случаях изучения рудных тел особое внимание должны привлекать соотношения руд с вмещающими породами. Прежде всего необходимо установить, образовалось ли данное рудное тело путем метасоматоза боковых пород или за счет выполнения открытых полостей.

Для многих рудных районов характерна пространственная связь эндогенных рудных месторождений с малыми интрузиями, особенно с дайками изверженных пород. Последние очень часто оказывают непосредственное влияние на пространственное распределение орудения и нередко вмещают рудные тела. Известны такие примеры месторождений, где рудные тела в подавляющем своем большинстве не выходят за пределы даек и малых интрузий. В некоторых рудных районах дайки являются послерудными, с их внедрением связаны деформации рудных тел и метаморфизм руд. Сказанное подчеркивает важность роли даек в распределении и локализации месторождений, а также в решении вопросов их генезиса, что вызывает необходимость детального и глубокого изучения соотношений рудных тел с дайками магматических пород.

Для некоторых типов месторождений очень важно выявить проявления метаморфических преобразований, их интенсивность и роль в строении рудных залежей. И, наконец, при изучении рудных тел необходимо выяснить значение послерудных деформаций и вторичного перераспределения полезных компонентов под воздействием поверхностных процессов.

В итоге сбора и обработки геологических материалов, касающихся условий залегания, формы и строения рудных тел, должны быть получены данные, характеризующие размеры рудных тел, содержание и распределение полезных компонентов и другие сведения, необходимые для подсчета запасов.

Эти материалы должны по возможности наиболее полно осветить происхождение формы рудных тел, а также содержать данные, необходимые для решения общих вопросов генезиса месторождения. Правильное и своевременное решение этих вопросов способствует эффективному проведению разведочных работ, наиболее полному выявлению перспектив месторождения и нахождению слепых рудных залежей.

Основным методом изучения рудных тел является геологическая документация и картирование выходов рудных тел на дневную поверхность и в подземных горных выработках, вскрывающих эти рудные тела. Картирование рудных тел на поверхности во многих случаях связано с большими трудностями из-за недостаточной их обнаженности и воздействия процессов выветривания, которые могут сильно изменять вещественный состав руд на выходах и исказить условия их залегания. Поэтому на некоторых месторождениях изучение рудных тел на выходах не дает исчерпывающих материалов даже в тех случаях, когда выход рудного тела вскрыт достаточным количеством канав и шурфов. Наиболее полные данные о рудных телах могут быть получены только при документации и картировании подземных горных выработок.

Документация в соответствующем масштабе является основным первичным материалом, который обычно принимается за основу при составлении геологических погоризонтных планов и разрезов. При картировании рудных тел с успехом могут быть использованы некоторые геофизические методы, которые помогают проследить и оконтурить

рудные тела по простиранию и падению (магнитометрия, электропрофилирование, радиометрические методы и др.).

Распределение полезных компонентов в рудных телах обычно выясняется с помощью опробования, причем для месторождений радиоактивных элементов широко применяются радиометрические методы опробования.

Таким образом, при изучении рудных тел необходимо осветить следующие основные вопросы: 1) форму рудных тел; 2) зависимость формы от структуры месторождений; 3) минералогический состав руд и его изменения в пределах рудных тел и месторождений; 4) соотношения рудных тел с интрузивными телами и дайками; 5) метаморфизм рудных тел.

2. Форма рудных тел

Выявление формы рудных тел, установление их мощности и размеров по простиранию, определение элементов залегания, составляют первоочередную задачу, которая встает перед геологом после обнаружения месторождения. Выходы рудного тела на поверхность обычно изучаются при картировании участка месторождения в соответствующем масштабе с проходкой необходимого количества канав, шурфов и картировочных скважин. Эти работы должны сопровождаться опробованием с широким применением геофизических методов, металлометрических исследований, люминесцентных съемок и др. Полученные таким образом сведения о рудном теле и его положении в структуре участка принимаются за основу при выборе направления задаваемых горноразведочных выработок и скважин, которые позволяют проверить и уточнить данные о выходах месторождения и установить поведение его на глубине. Успешность проведения разведочных работ и выявление запасов месторождения, естественно, прежде всего зависят от надежности и точности установления формы и размеров рудных тел.

Для целого ряда месторождений установление формы рудного тела представляется достаточно простой задачей при условии, что рудные тела имеют несложную морфологию и резкие границы с вмещающими породами. В таких месторождениях границы рудных тел можно определять визуально и их легко установить при документации горных выработок (жилые месторождения медно-никелевых, полиметаллических, медных, вольфрамово-оловянных и других руд, скарново-рудные тела в известняках, колчеданные залежи и др.). Для большого числа разнообразных эндогенных месторождений, характеризующихся главным образом прожилково-вкрапленным оруденением, образующим штокверки, понятие о форме рудных залежей в значительной мере условно. В таких случаях конфигурация рудных тел зависит в основном от величины принятого кондиционного содержания полезного компонента и устанавливается по результатам опробования. При повышении или снижении промышленных кондиций форма и размеры рудных тел могут резко изменяться.

Рудные тела эндогенных месторождений различных генетических типов характеризуются весьма разнообразными формами. Обычно принято выделять следующие основные разновидности формы рудных тел: 1) пластовые и пластообразные залежи; 2) седловидные залежи; 3) линзы и линзообразные залежи; 4) жилы простого и сложного строения; 5) штоки и гнезда; 6) штокверки; 7) трубообразные рудные тела; 8) рудные столбы. Перечисленные разновидности далеко не охватывают и не выражают всего разнообразия формы рудных тел, выявленных в природе. В большинстве рудных месторождений отмечается несколько морфологических разновидностей рудных тел, обычно связанных взаимными переходами. Нередки также случаи, когда рудные

тела приобретают очень сложные и неправильные пространственные формы.

Пластовая и пластообразная форма рудных тел наиболее характерна для эндогенных месторождений, залегающих в осадочных и эффузивных толщах, где положение рудных тел контролируется складчатыми структурами в сочетании с благоприятными механическими и химическими свойствами вмещающих пород. Тела рассматриваемой формы присущи также некоторым месторождениям магматического генезиса, связанным со щелочными, основными и ультраосновными породами.

Рудные тела седловидной формы обычно приурочены к шарнирам складок. Линзы и линзообразные залежи известны во многих эндогенных месторождениях, однако они особенно характерны для пегматитовых, медноколчеданных и полиметаллических месторождений.

Жильные рудные тела, связанные с разрывными нарушениями, в общем случае имеющие плитообразную форму, весьма широко распространены и встречаются почти во всех генетических типах эндогенных месторождений. Наиболее часто они наблюдаются в месторождениях гидротермального генезиса. Следует отметить, что жильные месторождения могут характеризоваться и более сложными формами рудных тел, иногда переходящими в линзовидные, гнездообразные или столбообразные залежи.

Штоки и гнезда встречаются во многих месторождениях различного генезиса. Наиболее крупные штоки известны на месторождениях медноколчеданных руд. Штокверки, так же как и штоки, представляют собой относительно крупные рудные тела, имеющие в общем примерно одинаковые размеры по трем измерениям. Отличие штокверков от штоков в основном заключается в том, что первые из них несут прожилково-вкрапленное оруденение, а вторые сложены массивными рудами. Штокверки наиболее широко развиты в месторождениях медно-порфировых руд, а также частью вольфрамовых, молибденовых, оловянных и других. Наконец, наиболее сложные формы рудных тел — столбы, столбообразные залежи, трубы и обогащенные участки — особенно характерны для скарновых, гидротермальных, реже пегматитовых месторождений.

Для гидротермальных месторождений обычны и очень широко распространены рудные столбы и обогащенные участки, резко отличающиеся своей повышенной мощностью и значительно более высоким содержанием металлов от рудных жил, в плоскости которых они развиваются. Рудные столбы размещаются в участках благоприятного сочетания структурных и литологических факторов.

3. Зависимость формы рудных тел от структуры месторождений

Большой опыт разведочных и эксплуатационных работ на разнообразных эндогенных месторождениях показывает, что в подавляющем большинстве случаев форма рудных тел находится в прямой зависимости от характера рудовмещающих структур. Выяснению вопросов связи формы рудных тел с определенными типами структур посвящены многочисленные работы отечественных и зарубежных геологов. В геологической литературе опубликованы сотни статей, в которых на конкретных примерах рассматриваются структурные условия локализации рудных тел на месторождениях различных типов. Обильный фактический материал, накопившийся по рассматриваемому вопросу (главным образом по месторождениям Советского Союза), обобщен в последних работах Ф. И. Вольфсона (1953) и В. М. Крейтера (1956).

Работа Ф. И. Вольфсона имела целью показать, что на каждом эндогенном рудном месторождении любой генетической группы всегда можно проследить прямую связь между формой и условиями залегания

рудных тел и типом пликативных или дизъюнктивных нарушений, к которым приурочено оруденение. В соответствии с этим Ф. И. Вольфсон, рассматривая форму и условия залегания месторождений различных генетических групп, выделяет свойственные этим группам структурные типы.

В. М. Крейтер в этом вопросе избрал несколько иной путь. Он рассматривает типы деформационных структур и определяемые ими формы месторождений вне зависимости от генетических групп последних и выделяет следующие основные структуры и связанные с ними формы эндогенных месторождений (табл. 8).

Т а б л и ц а 8

Положение месторождения по отношению к структуре	Основные формы
I. Складчатые структуры	
<ol style="list-style-type: none"> 1. Месторождения в «благоприятных» горизонтах 2. Месторождения межпластовые в крыльях складок 3. Месторождения в шарнирных частях антиклиналей и куполов 4. Месторождения в участках дробления диапировых складок 5. Месторождения в зонах «расслоения» блокированных складок 	<p>Рудные «пласты», согласные пластообразные залежи</p> <p>Пластовые жилы, пластовые оруденелые брекчии</p> <p>Седловидные жилы</p> <p>Пластообразные и штокообразные залежи</p> <p>Сложные пластовые и пластообразные тела</p>
II. Разрывные структуры перемещения	
<ol style="list-style-type: none"> 1. Месторождения в зонах крупных надвиговых перемещений 2. Месторождения в зонах крупных сбросов 3. Месторождения в малоамплитудных сдвигах и взбросах 4. Месторождения в малоамплитудных сбросах 	<p>Глубокие жилы типа рудных столбов</p> <p>Жилообразные залежи, сложные жилы, сопровождаемые штокверками</p> <p>Жилы со сложным распределением столбов</p> <p>Сложные жилы с разветвлением, зоны и участки дробления</p>
III. Трещинные структуры	
<ol style="list-style-type: none"> 1. Месторождения в трещинах скальвания одной системы 2. Месторождения в трещинах скальвания двух систем 3. Месторождения в трещинах скальвания трех и четырех систем 4. Месторождения в зонах скальвания 5. Месторождения в мелких трещинах разрыва (отрыва) 6. Месторождения в разрывах, связанных с линейной ориентировкой в интрузивах 	<p>Простые и разветвляющиеся жилы в трещинах одного направления</p> <p>Простые и разветвляющиеся жилы в двух системах трещин</p> <p>Простые и разветвляющиеся жилы в трех и четырех системах трещин</p> <p>Сложные жилы, часто со штокверками «зоны скальвания»</p> <p>Рубцовые жилы, простые жилы</p> <p>Ветвящиеся жилы, иногда скорлупообразные жилы</p>
IV. Кливажные микротрещинные структуры	
<ol style="list-style-type: none"> 1. Месторождения в зонах расланцевания и проявления кливажа течения 2. Месторождения в участках и зонах развития микротрещиноватости и кливажа разрыва 	<p>Жилообразные сложные зоны</p> <p>Сетчатые жилы, штокверки</p>
V. Трубочатые и другие сложные структуры	
<ol style="list-style-type: none"> 1. Месторождения в простых трубчатых структурах 2. Месторождения в сложных трубчатых структурах 	<p>Трубочатые тела</p> <p>Сложные штоки и штокверки</p>

Кроме того, В. М. Крейтер рассматривает структурные условия формирования обогащенных участков (рудных столбов). Он выделяет 14 основных типов структур рудных столбов, возникающих в местах приоткрывания, пересечения и сопряжения рудоносных трещин, в участках пересечения трещин «с благоприятными» породами или с контактами пород, обладающими различными механическими свойствами и др.

Установлено, что на форму рудных тел в некоторых случаях существенно влияет также метасоматоз, особенно если встречаются породы, благоприятные для замещения рудой. Таким образом, на многих месторождениях форма рудных тел обычно обуславливается комбинацией нескольких структурных элементов в сочетании с определенными свойствами вмещающих пород (складки и разрывные тектонические нарушения, складки и мелкая трещиноватость в определенных пластах, сочленения дизъюнктивных нарушений, пересечения дизъюнктивных нарушений с горизонтами благоприятных пород, дизъюнктивные нарушения и штокверковые зоны в хрупких породах и др.).

Как уже отмечалось, форма рудных тел существенно зависит не только от характера складчатых и разрывных нарушений, но также и от химических и механических свойств вмещающих пород. Эти вопросы неоднократно были освещены в литературе, и потому здесь мы приведем лишь отдельные примеры, иллюстрирующие эти взаимоотношения.

А. В. Пэком и Л. И. Лукиным (1946, 1947) описаны случаи ясно выраженной зависимости пространственного положения рудных тел и их формы от литологического состава вмещающих пород на вольфрамово-мышьяковом месторождении Кти-Теберда (Северный Кавказ). Месторождение представлено системой многочисленных параллельных крутопадающих жил небольшой мощности, пересекающих толщу древних кристаллических пород, состоящих из чередующихся кварцево-слюдистых сланцев и гнейсов, среди которых залегает мощный пласт амфиболитов. Контакты кварцевых жил с гнейсами очень резкие; в большинстве случаев около жил не устанавливаются существенные изменения боковых пород, за исключением слабой импреньяции их арсенопиритом.

В самой кварцевой жиле с обеих сторон наблюдаются кварцсодержащие микроклиновые оторочки с крупными зернами рутила и апатита. Как только кварцевые жилы входят в пласт амфиболита, минералогический состав их заметно меняется:

1) в жилах резко возрастает количество рудных минералов (шеелита, арсенопирита, пирротина, галенита, сфалерита и халькопирита);

2) в оторочках жил исчезает калиевый полевой шпат, они сложены серицитизированным плагиоклазом, а также обогащены арсенопиритом, галенитом, пирротинном и часто шеелитом, флюоритом и др.; на контакте сульфидов с плагиоклазами нередко развиваются каемки водянoproзрачного альбита;

3) в самих амфиболитах наблюдается замещение зеленого амфибола бурой, сильно железистой слюдой, а также обогащение измененной породы крупными кристаллами арсенопирита, шеелита, сфена, апатита и галенита.

Таким образом, в местах пересечения пласта амфиболитов тонкими рудоносными жилами происходит резкое увеличение мощности рудного тела и обогащение его шеелитом и арсенопиритом. Рудные тела приобретают форму пологих уплощенных столбов, залегающих согласно с падением пласта амфиболитов.

А. Г. Бетехтин (1953), А. В. Пэк и Л. И. Лукин (1946, 1947), рассматривая химизм реакций рудоносных растворов с вмещающими породами, объясняют преимущественную локализацию шеелитового оруденения в амфиболитах освобождением кальция из роговой обманки и указывают на существенную роль щелочей в образовании сульфидов.

Отчетливо видно влияние литологического состава пород на локализацию оруденения в жилах небольшого медно-полиметаллического рудопроявления Кен-сай (Средняя Азия). Это рудопоявление располагается в зоне сближенных крутопадающих трещин скалывания, рассекающих толщу массивных эффузивных пород, представленных туфами и туфолавами кварцевых порфиров и сферолит-порфиров. В низах этой толщи выделяется горизонт туфов, содержащий большое количество линз углистых сланцев, имеющих длину по простиранию до 20—30 м при мощности их от 0,5 до 3—5 м.

Тектонические трещины, проходящие в туфах, залечены небольшими жилками кварца с мелкой вкрапленностью пирита и халькопирита. Очень редко в них отмечаются галенит, сфалерит, молибденит и блеклая руда. При пересечении рудоносными трещинами линз углистых сланцев происходит резкое увеличение мощности рудных тел и возрастает содержание в них упомянутых сульфидов. При этом обнаруживается, что сульфидные минералы располагаются преимущественно в углистых сланцах. В целом рудные тела практически не выходят за пределы линз углистых сланцев и вытягиваются согласно с их падением и простиранием. В тех местах, где углистые сланцы встречаются в виде обломков в тектонической зоне дробления, сульфиды образуют оторочки вокруг этих обломков.

Причиной, обуславливающей приуроченность оруденения к углистым сланцам, следует, очевидно, считать способность сульфидов осаждаться под воздействием восстановительной обстановки, создаваемой органическими соединениями в этих породах.

4. Минералогический состав руд и его изменения в пределах рудных тел и месторождений

Изучение и картирование рудных тел, естественно, должно сопровождаться выяснением минералогического состава руд и их возможного изменения по простиранию и падению. Не останавливаясь подробно на этом вопросе, освещение которого не входит в задачу настоящей работы, отметим лишь, что в процессе картирования и структурных исследований прежде всего необходимо стараться выявить минеральные ассоциации, представляющие собой самостоятельные стадии минерализации, а также собрать материал, характеризующий основные типы текстур и структур изучаемых руд. Согласно А. Г. Бетехтину, А. Д. Генкину, А. А. Филимоновой и Т. Н. Шадлун (1958), относительный возраст минеральных отложений может быть выявлен по следующему ряду признаков, непосредственно наблюдаемых в горных выработках:

1. По последовательному наложению полос минеральных агрегатов в направлении от зальбандов жил.

2. По пересечению жил или прожилков, характеризующихся различным минеральным составом.

3. По прожилкам, секущим ранее отложенные руды и свидетельствующим о наложении новой минерализации.

4. По брекчиевым текстурам.

Детальное изучение взаимоотношений разновозрастных минеральных ассоциаций дает представление не только о последовательности формирования руд, но и о периодах максимального оруденения. Последнее особенно важно при выборе направления разведочных работ на руды многих редких металлов и рассеянных элементов, накапливающихся на определенных стадиях минерализации.

Опыт изучения гидротермальных месторождений показывает, что наложение новых стадий минерализации обычно связано с тектоническими подвижками, которые часто проходят вдоль зальбандов рудных тел и способствуют образованию наложенных жил.

Выяснение и картирование стадий минерализации имеет большое значение для выявления первичной зональности в гидротермальных месторождениях. Не вдаваясь в детальный анализ развития представлений по этому вопросу, отметим лишь, что наиболее полно он был рассмотрен В. Эммонсом (1937), предложившим известную схему зональности рудных месторождений и жил по отношению к батолитам и их куполам.

Схема Эммонса встретила серьезную критику со стороны советских геологов. Наиболее глубокие замечания были сделаны С. С. Смирновым (1937). Анализируя имеющиеся данные, С. С. Смирнов пришел к выводу, что жилы различных рудных формаций, располагающиеся вблизи определенного интрузивного тела, «произошли не из одних и тех же растворов» как это предполагает В. Эммонс, а из различных порций растворов разного состава, которые поступают из остывающего очага на фоне возникающих всплесков трещинообразования. Таким образом, С. С. Смирнов высказал соображение, что наблюдаемую зональность можно объяснить структурными факторами.

С. С. Смирнов не отрицал, что некоторые виды зональности могут зависеть и от самой природы гидротермальных растворов. Такой взгляд на причины зональности развивал Ю. А. Билибин (1951), выдвинувший понятия о зональности отложения. А. Г. Бегетин, А. Д. Генкин, А. А. Филимонова и Т. Н. Шадлун (1958) указывают, что изменения минерального состава руд по простиранию и падению гидротермальных жил могут быть обусловлены различными причинами: 1) интенсивностью реакции металлоносных растворов с встречающимися по пути их следования химически активными боковыми породами; 2) реакцией этих растворов с водоносными горизонтами или трещинными водами иного состава; 3) дифференциацией растворов в связи с нарушениями химических равновесий в них, в частности, в связи с переходом некоторых растворимых соединений в коллоидные растворы, обладающие иными физическими свойствами; 4) изменением с течением времени режима кислотности и серы в растворах, что также может сказываться на составе выпадающих в осадок минералов.

Многочисленные исследования советских геологов показали также, что зональность в постмагматических месторождениях часто обуславливается многостадийностью процесса рудообразования, развивающегося на фоне внутрирудной тектоники и многократного приоткрывания трещин. А. В. Королев (1949), рассматривая примеры зонального расположения рудоносных жил вокруг интрузивных массивов, указывал на центробежный характер развития трещин, в результате чего поздние минеральные ассоциации локализовались в трещинах, наиболее удаленных от интрузива. Эту особенность отмечал также И. В. Дербиков (1937) и др.

Напомним, что при структурных исследованиях рудных тел особенно важно выявить их многостадийность, укажем, что иногда встречаются и такие рудные тела, для которых многостадийность не характерна: это тела, образующиеся только в одну стадию минерализации. К ним, в частности, относятся некоторые колчеданные и другие аналогичные залежи. В таких рудных телах, в отличие от тел многостадийных, обычно развиваются менее разнообразные текстуры. У многостадийных рудных тел обычно наблюдаются различные брекчиевые текстуры и текстуры пересечения, в этом случае выявляется несколько типов текстур руд, отвечающих по своему образованию различным моментам истории формирования рудного тела. У рудных тел, сформировавшихся в одну стадию и образовавшихся метасоматическим путем, наиболее часто устанавливаются массивные, либо полосчатые текстуры.

Нередко в таких телах наблюдаются и колломорфные текстуры, характерные для месторождений, образующихся в близповерхностных усло-

виях, но не подвергшихся процессам позднейшего метаморфизма. В этих условиях из многокомпонентных растворов часто выпадают образования сложного состава, почковидной формы и неоднородного строения. Согласно А. Г. Бетехину, А. Д. Генкину, А. А. Филимоновой и Т. Н. Шадлун (1958), в некоторых месторождениях почти вся масса руд обладает признаками, указывающими на коллоидную природу рудоносных растворов. Об этом говорят, например, скрытокристаллические матовые аурипигментовые руды желто-серого цвета, встреченные на молодом Джульфинском месторождении в Нахичеванской АССР; шарообразные коагуляты урановой смолки, касситерита, гематитово-магнетитовых руд и т. д.; колломорфно-скорлуповатое строение пиритово-марказитовой массы некоторых колчеданных месторождений и др.

Тщательное изучение текстур руд, развитых на каждом данном месторождении, проведенное с учетом роли внутрирудной тектоники, исследование характера контактов рудных тел и сохранившихся в них реликтов вмещающих пород, а также изучение различных проявлений в рудах псевдоморфоз и других подобных образований, в конечном счете должны дать основание для решения вопроса о том, как сформировалось рудное тело, метасоматическим путем или выполнением открытых полостей.

5. Соотношения рудных тел с дайками интрузивных пород

В рудных полях магматогенных месторождений различных генетических типов очень часто развиты дайки интрузивных пород. Среди последних обычно выделяют дайки, связанные с определенными интрузивами, и так называемые дайки регионального распространения, внедрившиеся в поздние этапы магматической деятельности и не обнаруживающие связи с крупными массивами интрузивных пород.

Регионально распространенные дайки нередко группируются в пучки или образуют своеобразные дайковые пояса значительной протяженности. По составу среди этих даек различаются кислые (гранит-порфиры, кварцевые порфиры, сиенит-порфиры, фельзиты и др.) и основные (лампрофиры, диабазовые порфириты и др.) разновидности.

Не останавливаясь на характеристике роли даек в изучении некоторых общих проблем геологии и петрологии, подчеркнем, что дайки интрузивных пород имеют весьма большое значение для решения многих вопросов геологии рудоносных районов и отдельных месторождений, особенно следующих: 1) определение относительного возраста оруденения, 2) выяснение закономерностей пространственного размещения и локализации оруденения, 3) освещение вопросов генезиса месторождений.

1. Определение относительного возраста оруденения. В подавляющем большинстве рудных районов обычно редко удается установить прямые геологические доказательства при определении времени формирования оруденения. Для решения этой задачи нередко приходится использовать соотношения рудных тел с дайками, так как установить возраст и место последних в истории геологического развития района значительно проще.

Необходимо подчеркнуть, что для этой цели требуются надежные данные о возрастной последовательности формирования самих даек интрузивных пород. В рудных районах, характеризующихся многофазной интрузивной деятельностью, прежде всего следует установить группы даек, связанные с разновозрастными интрузивными комплексами, занимающими определенное геологическое положение, а также выявить возрастную последовательность даек внутри этих групп.

Достаточно обоснованные данные об относительном возрасте оруденения и его месте в истории геологического развития имеют важное значение для освещения некоторых сторон металлогении изучаемого района. Кроме того, они дают возможность рационально подойти к решению ряда

практически важных вопросов поисково-разведочных работ. Прежде всего, эти данные позволяют более точно оценить роль разновозрастных тектонических структур в размещении и локализации рудных тел и месторождений. Так, например, для Кураминской структурно-фациальной зоны, охватывающей юго-западные части Кураминского, Чаткальского хребтов и хребет Каржан-тау (Средняя Азия), твердо установлено, что средне- и низкотемпературные гидротермальные месторождения различных металлов сформировались в конце верхней перми (возможно, в начале мезозоя) и пересекают самые молодые интрузивные породы района.

Это дает возможность различно оценить значение разновозрастных складчатых и дизъюнктивных структур в размещении рудных месторождений Кураминской зоны. Подавляющее большинство месторождений здесь локализуется в дизъюнктивных нарушениях, сформированных в поздние этапы варисской складчатости, или в разрывах более древнего заложения, но подновленных в результате этих молодых дислокаций.

Определение возрастных соотношений оруденения с дайками интрузивных пород дает возможность подойти к решению вопроса о связи эндогенных месторождений с теми или иными интрузивными породами. Исходя из представлений об относительном возрасте оруденения и связи его с определенными магматическими породами, можно выделить в стратиграфическом разрезе наиболее продуктивные толщи вмещающих пород и наметить перспективные участки для поисков эндогенных месторождений. Учитывая эти же данные, в ряде случаев удается оценить величину возможного распространения оруденения по вертикали и выяснить глубину эрозийного среза месторождения.

2. Дайки и закономерности пространственного размещения и локализации оруденения. В большом числе эндогенных рудных месторождений дайки интрузивных пород имеют первостепенное значение в размещении месторождений и локализации рудных тел. В этом смысле роль даек в различных рудных полях чрезвычайно разнообразна.

Прежде всего по многим случаям необходимо отметить тесную пространственную связь даек и рудных месторождений. Одной из причин этой связи несомненно является развитие рудоносных структур на участках проявления даек, создающих явно выраженную механическую неоднородность вмещающих пород. Рудоносные дизъюнктивные нарушения, проходящие вдоль даек, обычно относятся к числу наиболее надежных структур, так как прослеживаются на значительные расстояния по падению и простиранию. Отмеченная особенность таких нарушений объясняется тем, что наложенные дорудные деформации в этих условиях развиваются вдоль структур глубокого заложения и хорошо проявляются вдоль граней соприкосновения пород с различными механическими свойствами.

В геологической литературе охарактеризованы многие эндогенные месторождения, в которых оруденение располагается только внутри даек, и морфология рудных залежей в значительной мере определяется условиями залегания даек (например, лестничные жилы некоторых золоторудных месторождений). Для рудных тел, приуроченных к дайкам, часто характерно штокерное распределение рудной минерализации, что нередко отмечается на золоторудных, редкометальных, урановых и других месторождениях. Известны примеры таких месторождений, в которых рудные тела или обогащенные рудные столбы оказываются приуроченными к местам пересечения рудоносными нарушениями даек интрузивных пород, в то время как за пределами даек рудоносные трещины сопровождаются лишь слабой минерализацией.

В некоторых месторождениях дайки интрузивных пород ограничивают распространение оруденения по простиранию или восстанию. Это можно объяснить либо экранирующим воздействием контактов даек на

движение рудоносных растворов, либо тем, что дайки являлись здесь неблагоприятными для оруденения породами (например, на некоторых скарновых месторождениях в известняках).

При изучении рудных месторождений, залегающих в однородных массивных породах, дайки могут быть использованы как своеобразные «маркирующие горизонты» для выявления направления движений по рудоносным трещинам. Нередко они дают возможность сделать определенные выводы о положении полостей приоткрывания, в которых часто локализируются рудные тела, а также выяснить и склонение этих тел.

Известны и такие случаи, когда дайки интрузивных пород оказывают отрицательное влияние на морфологию и условия залегания рудных тел, осложняя их разработку. Иллюстрацией могут служить соотношения, наблюдаемые на Курусайском месторождении в Средней Азии. Скарново-полиметаллические тела этого месторождения залегают в известняках и имеют форму трубчатых крутопадающих залежей. Они были вскрыты разведочными горными выработками на нескольких горизонтах, на основании чего считалось, что по вертикали оруденение прослеживается непрерывно.

При отработке рудных тел в интервале между V и VII горизонтами встретились две пологопадающие дайки сиенит-порфиров мощностью 15—20 м каждая, в которые рудное тело не распространялось. Таким образом, на интервале 80 м по вертикали единое рудное тело оказалось разобраным на три самостоятельных блока, разделенных безрудными дайками общей мощностью 35—40 м. Это, естественно, серьезно отразилось на состоянии подготовленных к эксплуатации запасах месторождения.

Безрудные или слабо оруденелые дайки интрузивных пород, встречающиеся в некоторых скарново-полиметаллических (Алтын-Топкан), медно-порфировых (Каджаран), полиметаллических (Салаир) и других месторождениях, нередко заметно осложняют разведку и оконтуривание рудных тел, увеличивают разубоживание руд при их отработке.

3. Дайки и вопросы генезиса рудных месторождений. Анализ взаимоотношений между дайками и рудными телами позволяет собрать очень ценный материал для решения вопросов о генезисе рудных месторождений. В этом отношении большой интерес представляет, например, работа А. Н. Заварицкого (1939) о происхождении железных руд Бакальского месторождения. Ранее считалось, что сидеритовые руды этого месторождения имеют осадочное происхождение. А. Н. Заварицкий доказал, что диабазовые дайки, пересекающие эти руды, не метаморфизуют их и, следовательно, являются дорудными. Сами же рудные тела возникли в результате гидротермальной деятельности и избирательного метасоматоза уже после внедрения даек.

Не менее интересны в этом отношении работы А. В. Пэка (1950) по колчеданным месторождениям Урала. На основании наблюдений за рудными телами и дайками, а также по соотношениям их с рассланцованными породами А. В. Пэк пришел к выводу о том, что колчеданные залежи образовались после внедрения даек интрузивных пород путем замещения дислоцированных существенно карбонатных пород.

Итак, мы видим, что дайки интрузивных пород имеют весьма важное значение для решения вопросов металлогении рудных районов и геологии эндогенных рудных месторождений, чем и определяется необходимость весьма тщательного разностороннего изучения соотношений даек и оруденения.

Наибольшие затруднения геологи обычно испытывают при изучении возрастных соотношений даек основных пород с рудными телами. Правда, для собственно магматических месторождений, за исключением сульфидных медно-никелевых, вопрос обычно решается во всех рудных райо-

нах однозначно — дайки интрузивных пород секут рудные тела таких месторождений.

Возрастные соотношения пегматитовых рудных тел с дайками основных пород, наблюдаемые во всех пегматитовых поясах мира, показывают, что дайки всегда моложе пегматитов. Иначе обстоит вопрос с выяснением возрастных соотношений даек основных пород с рудными телами постмагматических месторождений. В зарубежной геологической литературе и в многочисленных статьях отечественных геологов, опубликованных в последние годы, охарактеризованы различные случаи возрастных соотношений даек и послемагматических рудных месторождений. Обзор этих работ показывает, что по отношению к послемагматическому оруденению в принципе можно выделить три возрастных группы даек: 1) дорудные, 2) внутрирудные, 3) послерудные.

Необходимо заметить, что так подразделять дайки целесообразно в тех случаях, когда образование даек и оруденения было близким по времени и они сформировались в один и тот же тектоно-магматический цикл. В районах, где проявляются постмагматические месторождения разных металлогенических эпох, к такому подразделению даек следует подходить особенно осторожно, поскольку, например, дорудные дайки варисской эпохи окажутся послерудными для более древних каледонских жил и т. д.

Возвращаясь к перечисленным возрастным группам даек, следует отметить, что существование дорудных даек не вызывает сомнений. Для большинства изученных рудных районов было доказано, что внедрение даек предшествовало образованию постмагматических месторождений. Значительно хуже изучены внутрирудные и послерудные дайки. Для скарных, грейзеновых и других высокотемпературных месторождений наличие внутрирудных даек, внедрившихся на ранних стадиях формирования этих месторождений, по-видимому, можно считать доказанным, хотя и требуется их дополнительное тщательное изучение. Еще менее изучены дайки, внедрившиеся в процессе формирования средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождений, или в послерудное время.

Рассмотрим признаки, позволяющие установить возрастные соотношения даек интрузивных пород и оруденения. Главнейшими из них являются:

- 1) пересечения рудных тел и даек,
- 2) наличие обломков даек в руде и руды в дайках,
- 3) метаморфизм даек и руд.

Следует отметить, что каждый из этих признаков в отдельности не может дать окончательного ответа, и для решения вопроса о соотношении даек и оруденения необходимы комплексные наблюдения, их согласованность между собой и с данными, вытекающими из результатов общегеологического изучения конкретного района.

Пересечения рудных тел и даек

Пересечения рудных тел и даек являются одним из главных критериев, позволяющих судить об их возрастных соотношениях. Рассмотрим это вначале для случая, когда дайки являются дорудными. В большинстве мест дорудный относительный возраст даек решается достаточно однозначно на основании четких пересечений их рудными жилами, особенно если такие пересечения отмечаются во многих участках и сопровождаются смещениями даек по рудоносным трещинам. Обычно в таких случаях дайки находятся около рудных тел, интенсивно деформированы, расцелены многочисленными мелкими прожилками или в них встречаются брекчии, сцементированные рудным материалом.

При наблюдении пересечений даек рудными телами необходимо убедиться в том, что в этом пересечении участвуют жилы всех стадий мине-

рализации, проявившихся на месторождении, начиная с наиболее ранних. Рассечение даек жилами только поздних стадий минерализации еще не является показателем дорудного возраста первых, так как в этом случае остаются неясными взаимоотношения даек с жилами ранних стадий и не исключается вероятность внутрирудного возраста даек.

Особую осторожность в выводах о соотношениях даек и оруденения следует проявить в тех случаях, когда не удается установить четких пересечений, факты противоречивы или масштаб наблюдаемых явлений незначителен. Следует заметить, в частности, что пересечения даек тонкими редкими прожилками с рудной минерализацией не всегда доказательны. В этом смысле интересные соотношения известны в районе Рудных гор (Далмер, 1896; А. Г. Бетехтин, А. Д. Генкин, Т. Н. Шадлун, А. А. Филимонова, 1958). В этом районе многочисленные и разнообразные по составу гидротермальные жилы пересекают дайки интрузивных пород, связанные с гранитами, слагающими Эйбенштоковский и другие массивы. Имеющиеся геологические данные показывают, что гидротермальные месторождения Рудных гор имеют верхнепалеозойский возраст. В свою очередь, рудные жилы во многих местах рассечены дайками базальтов третичного возраста, что позволяет считать эти дайки послерудными. В дайках базальтов в местах пересечения ими рудных жил отмечаются довольно многочисленные прожилки белого карбоната, иногда тонкие прожилки серебросодержащих минералов, самородного висмута, урановой смолки. Наличие просечек этих минералов в дайках базальтов не меняет представления о послерудном возрасте последних и объясняется переотложением этих минералов из рудных жил в результате внедрения базальтов.

При решении вопроса о возможном дорудном возрасте даек на основании пересечения их рудными жилами следует учитывать следующие дополнительные признаки, говорящие в пользу более древнего возраста даек:

- 1) нарастание кристаллов жильных и рудных минералов на породе даек, ориентировка роста кристаллов этих минералов при выполнении пустот и трещин в дайках;
- 2) секущее положение контактов рудных тел по отношению к флюидалности даек или к направлению ориентировки микрокристаллов в дайке;
- 3) секущее положение рудного тела по отношению к зонам закалки, наблюдаемым по контактам даек, и отсутствие при этом закалки в дайке вдоль поверхности соприкосновения ее с пересекающим рудным телом.

Тщательную документацию контактов даек с рудными телами необходимо сопровождать детальными микроскопическими исследованиями, при которых уточняются визуальные наблюдения и выявляются дополнительные данные.

Перейдем к рассмотрению таких соотношений, когда дайки имеют более молодой возраст, чем рудные тела. Основным признаком, говорящим о послерудном возрасте даек, является пересечение рудных тел дайками. Однако доказать более молодой возраст даек на основании пересечения ими рудных тел значительно сложнее, так как физико-механические свойства даек, обуславливающие иногда затухание в них рудоносных трещин, и часто наблюдаемое избирательное замещение благоприятных пород рудой, могут создать картину ложного пересечения. Во всяком случае, в гидротермальных месторождениях встреченное пересечение рудных тел дайками без специального объективного и тщательного исследования нельзя считать достаточным для окончательного решения вопроса о последовательности их образования.

Вполне понятно, что многократные и четкие пересечения рудных тел

дайками значительно снижают вероятность ложного пересечения и позволяют собрать большое число дополнительных наблюдений.

При изучении мест пересечения рудных тел дайками в качестве доказательств послерудного возраста последних могут быть также использованы следующие соотношения:

1. Цементирование раздробленного рудного тела породой дайки, выполнение ею жезд и пустот в руде, наличие в рудном теле мелких апофиз дайки. При микроскопическом изучении шлифов из таких мест должно наблюдаться цементирование обломков рудных минералов или их сростков материалом дайки, проникновение последнего по спайности минералов или вдоль границ срастания кристаллических зерен, слагающих рудное тело, и другие аналогичные соотношения. Естественно, что в послерудных дайках должны отсутствовать прожилки и апофизы, сложенные минералами, характерными для рудных тел, а также нарастания жильных и рудных минералов на поверхности контакта даек или трещин в них.

2. Секущее положение послерудных даек по отношению не только ко всему рудному телу, но и к развитой в нем полосчатости или зональности распределения определенных минеральных комплексов.

3. Совпадение мощностей и числа жил по обеим сторонам пересекающей дайки. Опыт изучения различных рудных районов показывает, что в большинстве случаев при внедрении даек во вмещающим их трещинам движений не происходит, а они испытывают лишь простое приоткрывание. Из этого следует, что по обеим сторонам послерудных даек должно проследиваться одинаковое количество рудных тел с близкими значениями мощностей и сходными морфологическими особенностями. Поэтому в случае резких различий в мощностях рудных тел и их морфологии, а также при несовпадении числа рудных тел по разные стороны даек послерудный возраст последних вызывает большие сомнения. Эти сомнения резко возрастают, если не будет доказано, что по трещине, вмещающей дайку, проявились существенные перемещения, действию которых обязаны различия в мощностях рудных тел или их числе, или если не будут найдены другие убедительные факты, объясняющие упомянутые особенности залегания рудных тел по разные стороны пересекающих их даек.

Ксенолиты в рудных телах и дайках

Для выяснения возрастных соотношений даек и оруденения большое значение имеет изучение обломков даек, находящихся в рудном теле, и ксенолитов рудного тела, захваченных дайкой. Обломки пород даек, найденные в рудном теле, однозначно указывают на более молодой возраст последнего. Обычно это доказывается без особых затруднений визуальными и микроскопическими исследованиями. Дорудный возраст даек определяется надежно, если их обломки находятся внутри массивных рудных тел, не затронутых тектоническими нарушениями, так как в этих условиях исключается вероятность попадания обломков даек в рудное тело в результате молодых послерудных движений. Не менее показательными в рассматриваемом отношении являются обломки дайковых пород, рассеянные рудными прожилками или обросшие жильными и рудными минералами, что иногда обуславливает появление своеобразных кокардовых текстур в данном участке рудной залежи.

Присутствие ксенолитов руды в дайках интрузивных пород не менее доказательно для решения вопроса об относительном возрасте оруденения, но при этом требуются более тщательные исследования, так как здесь всегда возникает опасность принять за ксенолиты руды обломки вмещающих пород, избирательно замещенные рудой. Подобные примеры охарактеризованы в геологической литературе, в частности в статье О. П. Поляковой (1957) для Кадаинского месторождения. Лампрофировые дайки этого месторождения на многих участках содержат угловатые

по форме и различные по размерам включения карбонатно-полиметаллических руд.

Детальное изучение соотношений даек и различных разновидностей полиметаллических руд месторождения позволило О. П. Поляковой доказать, что угловатые включения сульфидов в лампрофирах являются метасоматическими образованиями, возникшими при избирательном замещении сцементированных дайками обломков известняков, и установить дорудный возраст лампрофиров.

Сказанное подчеркивает необходимость весьма тщательных наблюдений и исследований при решении вопроса о происхождении рудных ксенолитов в дайках. При документации следует убедиться в том, что рудные обломки полностью изолированы от основного рудного тела и между ними не существует соединительных просечек или очень тонких прожилков.

При микроскопических исследованиях необходимо особенно внимательно просматривать контакты обломков, около которых вероятнее всего можно обнаружить раздробленные кристаллы или кристаллические агрегаты жильных и рудных минералов, погруженные в основную массу породы дайки.

Послерудный возраст даек можно считать доказанным, если они метаморфизуют рудные тела или их обломки. Однако это достоверно только при условии отсутствия гидротермального изменения пород дайки, включающей эти обломки.

Проявления метаморфизма в рудах и дайках

Гидротермальные растворы, вызвавшие формирование рудных тел, метаморфизуют и породы даек; естественно, что наиболее интенсивно эти процессы проявляются в местах соприкосновения или пересечения даек рудными телами. Дайки интрузивных пород, пересекающие рудные залежи, таким изменениям не подвергаются, а в свою очередь определенным образом воздействуют на рудные тела. К сожалению, последний вопрос слабо изучен и пока не нашел достаточного освещения. Тем не менее, метаморфические изменения даек и руд являются одним из существенных критериев, позволяющим установить их возрастные соотношения. При изучении метаморфизма пород даек под воздействием рудообразующих гидротермальных растворов необходимо учитывать проявления регионального метаморфизма и автометаморфизма, для чего следует производить сравнительное изучение метаморфизма пород даек как на контакте их с рудным телом, так и на значительном удалении от последнего.

При использовании гидротермальных изменений пород даек в качестве показателя их возраста относительно оруденения необходимо учитывать соответствие минеральных парагенезисов в измененных дайковых породах и в рудном теле. Так, например, в месторождениях скарного типа дорудные дайки интрузивных пород в контакте с рудным телом также должны быть в той или иной степени скарнированы. Проявление в этих дайках только одних поздних стадий околорудных изменений, например, карбонатизации, на месторождениях такого типа недостаточно для заключения о дорудном возрасте даек.

Послерудные дайки не могут нести следов околорудного изменения, хотя некоторые метасоматические изменения в них могут произойти в результате регионального метаморфизма, связанного с деятельностью магматического очага, отщепившего дайки, или с явлениями автометаморфизма. К критериям, однозначно оказывающим на послерудный возраст даек, следует относить прямые признаки метаморфизма руд. В частности, такие признаки легко выявляются, если среди жильных минералов есть железистые карбонаты. Последние на контакте с секу-

щими дайками обычно превращаются в магнетит, так как сидерит устойчив лишь до температуры 500°. Известны случаи развития граната и пироксена по карбонату, входящему в состав кварц-карбонатных жил, в месте пересечения последних дайками.

При пересечении дайками рудных жил, содержащих в своем составе самородный висмут, последний расплавляется под термальным воздействием внедрившейся магмы и капельки его оказываются включенными в дайку. Эта же причина вызывает перекристаллизацию руд около даек. В частности, М. А. Фаворская (1957) отмечала α — β превращения кварца в контакте рудных тел с дайками основных пород, а Т. М. Кайкова (1949) установила изменение оптической ориентировки кварца в результате перекристаллизации его вблизи места пересечения рудной жилы дайкой интрузивных пород.

Все изложенное показывает, что точное решение вопроса о возрастных соотношениях даек интрузивных пород с гидротермальными рудными жилами представляет собой сложную задачу, требующую проведения всесторонних и тщательных исследований с учетом общих данных конкретной геологической обстановки. В каждом отдельном случае этот вопрос должен решаться обязательно по совокупности наблюдений.

6. Метаморфизм рудных тел¹

Явления метаморфизма в рудных месторождениях распространены крайне широко, но им не уделяется достаточного внимания со стороны геологов, изучающих рудные месторождения. Нет сомнения, что месторождения, сформировавшиеся в различные геологические эпохи и особенно в наиболее древние из них (допалеозойские и палеозойские), после своего образования не могли не подвергаться различным метаморфическим воздействиям. Однако у многих геологов существует не совсем правильное представление о том, что критериями метаморфизованности руд должны служить внешние проявления (раздробленность, трещиноватость). При этом совершенно игнорируется то обстоятельство, что руды, особенно сульфидные, при развитии процессов регионального метаморфизма могут претерпеть, в зависимости от интенсивности и типа метаморфизма, такие изменения (перекристаллизацию), которые затушают выраженные механические деформации, и руды будут казаться вполне «свежими».

Говоря о проявлениях метаморфизма в рудных телах, следует различать: 1) простые механические деформации, связанные с обычными послерудными нарушениями, проявляющиеся в трещиноватости, раздроблении, брекчировании, и 2) преобразования, связанные с динамометаморфизмом или региональным метаморфизмом, выраженные в пластических деформациях и перекристаллизации рудных масс.

Если первый тип деформаций обычно хорошо и отчетливо можно наблюдать в процессе документации горных выработок, то выявить изменения второго типа значительно труднее. Пластические деформации, которым могут подвергнуться рудные массы, выражаются в изменении внешних очертаний рудных тел или их отдельных участков или в пластическом течении рудной массы в пределах первоначальных контуров. Пластическое течение рудной массы может обусловить, с одной стороны, ориентировку компонентов, слагающих руды, с другой — вызвать образование различных выступов, апофиз или изгибов контуров рудного тела.

Рудные тела, образовавшиеся из гидротермальных растворов путем метасоматоза, выполнения полостей в зонах трещиноватости, а также в участках брекчирования сланцеватых вмещающих пород, нередко обладают сложной формой и имеют неправильные контуры с отдельными от-

¹ Раздел составлен по материалам Т. Н. Шадлун.

ветвлениями и неровными контактами. Изменения морфологии рудных залежей в таких месторождениях, связанные с наложением послерудного метаморфизма, часто трудно отличить от формы первичного отложения.

Так, например, в колчеданных месторождениях, залегающих среди превращенных в сланцы пород эффузивного или эффузивно-осадочного комплекса, испытавших после образования динамометаморфизм или близповерхностный региональный метаморфизм, нередко локально проявляются секущие соотношения контактов рудных тел с вмещающими сланцами.

Эти секущие контакты могут быть обусловлены проявлением пластического течения сульфидной массы, которая в процессе тектонических деформаций как бы выдавливалась в боковые породы и, используя местные разрывы, образовывала апофизы или выступы. Подобные явления были давно описаны для Раммельсбергского колчеданно-полиметаллического месторождения (Фреболд, 1927; Рамдор, 1953). Аналогичные локальные секущие отношения колчеданной руды со сланцами наблюдал С. Н. Иванов (1948) в медноколчеданных месторождениях Среднего Урала, в частности Карабашских. Подобные явления наблюдали также Т. Н. Шадлун (1954) на месторождениях имени III Интернационала; Н. Е. Галдин на Белоусовском месторождении и В. И. Бирюков на месторождении Комдок-Тансан в Корее.

Явления течения и перегруппировки рудной массы под влиянием тектонических усилий с образованием специфических ориентированных текстур известны как для сульфидных месторождений, так и для титаномагнетитовых. Гнейсовидные и полосчатые текстуры с развитием ориентированных структур агрегатов сульфидов установила Т. Н. Шадлун (1950, 1951) на колчеданных месторождениях Среднего Урала и колчеданно-полиметаллических месторождениях Алтая.

Для титаномагнетитового месторождения Рутивара П. Рамдор (1945) описал также гнейсовидные (типа карандашных гнейсов) текстуры руд, обусловленные динамометаморфизмом. Особенно часто гнейсовидные текстуры или текстуры течения развиваются в скоплениях галенита, подвергшихся интенсивному воздействию направленного давления (Углоу, 1917).

Следует иметь в виду, что вследствие чрезвычайно различных физических свойств рудных и сопровождающих жильных минералов динамические воздействия в рудных телах неоднородного состава, а также в рудах различного состава, проявляются весьма неравномерно и различно. Пластическая деформация и даже частичная перекристаллизация галенитовых масс могут происходить даже при послерудных (и внутрирудных) нарушениях, в то время, как аналогичные деформации в пиритовых или сфалерит-пиритовых массах проявляются лишь при сильном направленном давлении. Ориентированные текстуры в однородных массах мягких сульфидов могут возникать, по-видимому, только при воздействии достаточно сильного направленного давления, которое может проявляться локально.

Изучение явлений послерудного метаморфизма необходимо проводить одновременно с изучением других геологических явлений, в тесной взаимосвязи с ними. В частности, следует тщательно прослеживать все взаимоотношения рудных тел с боковыми породами, выявлять возможные изменения строения рудного тела и текстур руд в пределах всего месторождения, организовать сбор материала для детального микроскопического изучения руд. Особенно важно учитывать всю совокупность наблюдаемых фактов о строении рудных тел как чисто геологических, так и тектонических и увязывать их с структурно-текстурными особенностями руд.

Наложенный термальным метаморфизм в рудных телах в основном устанавливается при тщательном исследовании руд в непосредственном

контакте или вблизи вероятных источников контактных воздействий, т. е. вблизи изверженных масс. При глубинном региональном метаморфизме, когда, наряду с давлением, основным фактором является также и повышенная температура, изменения рудных масс будут выявляться главным образом при детальном микроскопическом исследовании.

Проявление регионального метаморфизма в месторождениях марганцевых и железных руд, представленных главным образом окисными соединениями, как правило, заключается в изменениях вещественного состава. В отличие от признаков метаморфизма, наблюдаемых в сульфидных рудах, в первых месторождениях почти никогда не устанавливаются динамические воздействия, подобные отмеченным выше. В рудных телах месторождений железа и марганца происходит такая радикальная перегруппировка вещества, что первичные черты строения рудных масс сохраняются лишь в незначительной степени и главным образом в форме реликтов первичных текстур или первичного строения рудоносной толщи, если эти месторождения относятся к первичноосадочным.

7. Картирование и изучение гидротермально измененных пород в рудных полях и месторождениях

Крупномасштабное картирование и изучение гидротермально измененных пород в пределах рудных полей имеет исключительно важное практическое значение. Гидротермально измененные породы нередко содержат промышленную вкрапленность рудных минералов и сами являются рудными телами (например, некоторые типы скарнов, грейзенов, вторичных кварцитов и т. д.). При детальном картировании гидротермально измененных пород почти всегда удается установить минералогические признаки, облегчающие выявление новых рудных тел и месторождений, в том числе и слепых, не выходящих на дневную поверхность. Изучение гидротермально измененных пород помогает выявить историю развития структур и минерализации на исследуемых площадях и установить время возникновения оруденения в общем ходе развития геологических процессов, что так же облегчает промышленную оценку месторождений.

Все гидротермально измененные породы, распространенные в рудных полях эндогенных месторождений и связанные с данным магматическим циклом, по относительному времени их образования можно подразделить на одновременные с внедрением интрузивов и возникшие в послемагматический период. Вместе с тем, и те и другие вследствие многостадийности процессов метасоматоза по существу также являются разновозрастными образованиями. Подобная многостадийность, проявляющаяся благодаря изменению во времени химизма растворов, воздействующих на породы, приводит к исключительной сложности минералогического состава и многообразию типов гидротермальных изменений в пределах даже небольших рудных полей.

Главнейшим методом выявления многостадийности процессов этих изменений является установление прямых пересечений отдельных, совмещенных в пространстве, тел гидротермально измененных пород различных типов. Существенное осложнение в изучении околорудных изменений вносит наличие пород различного состава. Воздействие одного и того же раствора на породы различного химического состава, а в некоторых случаях и на породы сходного состава, но с резко различными физико-механическими свойствами, при прочих равных условиях (глубинность, температура и т. д.) может привести к формированию гидротермально измененных пород, различных по минералогическому составу. Так, например, на Турбинских месторождениях сульфидное оруденение в салитовых скарнах, как правило, сопровождается образованием тальковых и

амфиболовых пород, а в близлежащих гранатовых скарнах развиваются кварцево-хлорит-карбонатные породы. На Чорухском скарновом месторождении в крупных трещинах и зонах дробления среди гранодиоритов локализируются жилы гранатового скарна. На флангах эти скарны сменяются жилами скаполита того же возраста, метасоматически развивающиеся по гранодиоритам.

Соответственно при картировании совершенно необходимо выделять разновидности гидротермально измененных пород, отвечающие определенным типам исходных пород. Основным методом такого разделения является прослеживание постепенных переходов от полностью метаморфизованных пород к сравнительно слабо измененным разностям.

Многообразие гидротермально-измененных пород обуславливается также явлениями диффузионного и инфильтрационного метасоматоза. Эти процессы определяют развитие разновозрастных зон, резко различающихся по минералогическому составу, вытянутых вдоль путей следования гидротермальных растворов или при проявлении биметасоматоза, развивающегося вдоль контактов вмещающих пород резко различных по своим химическим свойствам.

Главнейшим различием между инфильтрационными и диффузионными гидротермальными образованиями служит поведение в них минералов переменного состава. Обычно в гидротермально измененных породах, образовавшихся вследствие диффузионного метасоматоза, в каждой из минералогических зон наблюдается более или менее постепенное изменение состава минералов переменного состава. В инфильтрационно-метасоматических образованиях, наоборот, отмечается устойчивость состава таких минералов в пределах каждой из зон и скачкообразное изменение его наблюдается лишь при переходе из одной зоны в другую.

При диффузионно-метасоматическом ходе процесса зоны различного состава, расположенные более или менее параллельно вдоль путей следования раствора, в областях контактов, сменяют одна другую по обе стороны от этих путей или от контакта пород, различных по химическому составу. При инфильтрационном процессе зоны различного минералогического состава сменяются главным образом в вертикальном направлении, вдоль путей следования восходящих растворов.

При развитии диффузионных процессов характерно четкое замещение минералов, расположенных на значительном удалении от путей следования растворов, минералами, возникшими ближе к этим путям, а при инфильтрационном ходе процесса замещение минералов верхних зон минералами, характерными для нижних зон.

Возникшую таким путем своеобразную зональность при полевых исследованиях нередко ошибочно принимают за признак многостадийности. Вследствие этого породы, различающиеся по минералогическому составу, бывают отнесены к образованию разного возраста, что отображается и в легендах к картам. Однако отсутствие четко выраженных пересечений одних зон другими и закономерная, постоянно выдерживающаяся смена их в направлении от зальбандов трещин или от контактов различных пород, позволит говорить о вероятном проявлении диффузионной метасоматической зональности и, следовательно, об одновременном формировании этих зон. Необходимо заметить, что возникновение гидротермально измененных пород, как правило, протекает в условиях одновременного проявления диффузионно-метасоматических и инфильтрационных процессов, обычно при ведущем значении последних. Лишь в некоторых случаях, как, например, при образовании контактовых биметасоматических скарновых зон, ведущее значение приобретают диффузионные процессы.

Значительные осложнения в строение тел гидротермально измененных пород вносят явления биметасоматического диффузионного взаимодействия пород различного химического состава. Как указывает

Д. С. Коржинский процессы биметасоматоза развиваются на контактах пород в условиях высоких температур и медленного просачивания растворов, участвующих в реакции. В таких условиях возникает встречная диффузия различных компонентов реагирующих пород, причем образуются реакционные зоны, разрастающиеся в стороны от контакта.

Формирующиеся при этом тела гидротермально измененных пород приобретают асимметричное строение. Зоны изменений, развивающиеся в контактирующих породах, имеют различный минералогический состав. При этом содержания реагирующих компонентов пород более или менее плавно изменяются по направлению от одной породы к другой, от первоначального их содержания в исходных породах до определенного минимума. К породам, имеющим контактово-биметасоматический генезис, относятся и различные скарны.

Весьма существенную роль в появлении различных фаций гидротермального изменения пород играют температура и глубина их формирования. Влияние этих факторов чаще всего выражается в закономерном изменении минералогического состава гидротермально измененных пород при последовательной смене их во времени и пространстве. В некоторых случаях влияние этих факторов может быть заметно и внутри одной стадии минерализации, различно выраженной на разных участках рудного поля. При этом распределение гидротермальных комплексов пород в пределах рудного поля приобретает зональный характер.

Необходимо, однако, подчеркнуть, что подобная зональность гидротермального изменения толщ, вмещающих рудные поля, далеко не всегда определяется температурными условиями или глубиной их образования. В некоторых случаях она бывает обусловлена последовательным развитием структур, поступательным во времени и пространстве. В процессе такого развития доступными для воздействия растворов, изменяющихся по составу и во времени могут становиться все новые и новые блоки рудного поля.

Четкая взаимосвязь между характером гидротермальных изменений, составом исходных пород и воздействующих растворов, а также глубиной и температурой процесса, часто проявляется весьма отчетливо. Так, например, по Д. С. Коржинскому (1953), формирование магнезиальных флогопит-скаполит-шпинель-диопсидовых пород происходит только в условиях больших глубин и при высоких температурах. Не вызывает сомнения, что известково-силикатные скарны образуются в гипабиссальных условиях под воздействием высокотемпературных растворов, а процессы аргиллитизации протекают преимущественно при средних и низких температурах и в условиях малых глубин.

Изложенное выше показывает, что гидротермально измененные породы генетически представляют собой весьма сложные образования, возникающие при совместном воздействии многочисленных факторов. Геолог-съемщик, производящий крупномасштабное картирование и изучение рудных полей, должен, в конечном итоге, выяснить, какие же из этих факторов являются ведущими в пределах изучаемой площади и определяют характер формирования метаморфизованных пород, сопутствующих оруденению. От правильного решения этого вопроса нередко зависит достоверность общей оценки перспектив месторождения и выбор наиболее целесообразного направления направления геологоразведочных работ.

Приступая к изучению гидротермально измененных пород, исследователь прежде всего сталкивается с необходимостью рациональной систематики вновь возникших метасоматических образований. Нередко геологи подразделяют гидротермально измененные породы по преобладающему новообразованному минералу. Так, часто выделяются серицитизированные, окварцованные, хлоритизированные, эпидотизированные породы и т. п. Вместе с тем, как правило, новообразованные в этих породах серицит, кварц, хлорит и другие минералы не проявляются отдельно.

Обычно наблюдается одновременное совместное развитие целого комплекса минералов, отвечающих строго определенным стадиям в условиях гидротермального изменения вмещающих толщ. Так, серицит часто развивается в ассоциации с кварцем или карбонатом; хлорит — с альбитом, кварцем и иногда эпидотом; последний встречается также в ассоциации с лучистыми амфиболами и т. д.

Соответственно этому при систематизации гидротермально измененных пород необходимо выделять их разновидности не по отдельному минералу, а по всему комплексу одновременно новообразованных минералов. Этот комплекс, очевидно, возникает закономерно под воздействием растворов определенного типа на породы одинакового исходного состава при определенных внешних условиях — температуре, глубинности и концентрации растворов. Общий обзор метасоматических явлений дал Д. С. Коржинский (1953). Эти явления он классифицирует по стадиям магматического и послемагматического процессов, а также по режиму кислотности и щелочности растворов. Дальнейшее разделение послемагматических процессов он производит по характеру их пространственного распространения. Соответственно выделяются процессы приконтактового выщелачивания, послемагматический региональный метасоматоз и, наконец, околотрещинные изменения вмещающих пород. К наиболее высокотемпературным продуктам метасоматоза Д. С. Коржинский относит корундовые плагиоклазиты, различные скарны, биотитизированные, уралитизированные, скаполитизированные породы, серпентиниты и другие породы, сформированные в магматическую и раннюю щелочную послемагматическую стадии процесса.

Со среднетемпературными явлениями метасоматоза связываются изменения вмещающих толщ в послемагматические стадии кислотного выщелачивания и в стадию регионального метасоматоза. Сюда относится образование грейзенов, кварцитов, пропилитов, аргилитизированных и других пород. Д. С. Коржинский подчеркивает, что в некоторых случаях гидротермальные изменения стадии кислотного выщелачивания начинаются, по-видимому, еще в высокотемпературных условиях. К породам, сформированным в более низкотемпературных условиях, в стадию околотрещинного метасоматоза, он относит березиты, гумбеиты, листвениты, кальцит-серицитовые, кварц-карбонат-хлоритовые породы, вторичные доломиты, кварцево-карбонатные, карбонатные, баритовые и другие породы.

В качестве признаков, фиксирующих переход от высокотемпературных изменений вмещающих пород к среднетемпературным, Д. С. Коржинский указывает на появление эпидота, мусковита и замещение диопсида лучистым амфиболом. Переход от среднетемпературных изменений пород к низкотемпературным характеризуется разложением эпидота и всех амфиболов, вместо которых становится устойчивой ассоциация карбонатов с кварцем.

Хронологизацию продуктов гидротермального изменения вмещающих пород следует производить по этапам развития геологической структуры изучаемого рудного поля и месторождения.

В общем случае выделяются гидротермально измененные породы, образовавшиеся:

- 1) непосредственно во время интрузии магмы или экструзий, либо в процессе накопления эффузивных образований;
- 2) после кристаллизации крупных интрузивных тел, или по окончании эффузивной деятельности;
- 3) в процессе внедрения даек;
- 4) до рудообразования;
- 5) одновременно с образованием рудных тел;
- 6) в послерудное время.

Необходимо учитывать, что в районе могут быть встречены гидротермально измененные породы, обязанные своим формированием более древнему тектоно-магматическому циклу, не имеющему прямого отношения к изучаемому промышленному оруденению. Геолог, изучая гидротермально измененные породы, должен учитывать, что отдельные их типы часто сопровождаются определенными комплексами рудной минерализации. Грейзены, например, обычно наблюдаются вместе с оловянным, вольфрамовым и молибденовым оруденением. С известково-силикатными скарнами часто связано магнетитовое, медное, полиметаллическое, вольфрамовое, бериллиевое оруденение и т. д. Березитизация проявляется в гидротермальных месторождениях, несущих руды меди, молибдена, свинца, цинка, золота и т. д.; вторичные кварциты обычны в золото-серебряных, медных, полиметаллических и других месторождениях. Доломитизированные известняки и джаспероиды часто сопровождают свинцовое, ртутное и мышьяковое оруденения и т. д.

В результате детального изучения многочисленных рудных полей эндогенных месторождений накопился обширный материал, характеризующий разнообразный комплекс гидротермально измененных пород, их типы, закономерности размещения во времени и пространстве, взаимосвязь с магматическими породами и с рудами. Несмотря на большой объем произведенных исследований, многие типы гидротермально измененных пород пока освещены все же недостаточно. Относительно полно изучены скарны (Д. С. Коржинский, В. А. Жариков), грейзены (М. Ф. Стрелкин, Н. Г. Щерба, Ив. Ф. Григорьев, Ф. В. Чухров), вторичные кварциты (Н. И. Наковник), березиты (М. Б. Бородаевская), серицитолиты (Н. Н. Курек), вторичные доломиты (И. И. Князев) и некоторые другие породы.

Используя данные указанных и ряда других исследователей, а также собственные наблюдения, рассмотрим на конкретных примерах особенности изучения и крупномасштабного картирования некоторых наиболее подробно изученных типов гидротермально измененных пород, переходя последовательно от более высокотемпературных образований к более низкотемпературным.

При дальнейшем изложении авторы, следуя В. А. Жарикову (1956), под термином «метасоматическая фация» или просто «фация» понимают совокупность метасоматических пород, образовавшихся в различных метасоматических зонах в результате комплексов изменений, обусловленных воздействием определенного типа растворов на породы одинакового состава при определенных внешних условиях (температура, глубинность и т. д.).

Скарны

Магнезиальные скарны

В магматическую стадию происходит формирование локальных зон контактовых изменений, обусловленных тепловым и гидротермальным воздействием внедряющихся интрузий на вмещающие породы. Согласно исследованиям Д. С. Коржинского (1953), в гипабиссальных условиях по контактам доломитов со щелочными интрузивами гранитоидов развиваются магнезиальные скарны. Эти скарны отличаются своеобразным присущим им минералогическим составом: оливин, форстерит, шпинель, пироксены и флогопит.

Важно отметить, что интрузивы, вдоль контакта которых с известняками образуются подобные шпинель-пироксеновые скарны, обычно отвечают по составу сиенитам и отличаются повышенным содержанием калия по сравнению с натрием. Основным признаком магнезиальных скарнов, как и вообще метасоматических образований, возникающих в магматическую стадию, являются: 1) замещение низкотемпера-

турных парагенезисов более высокотемпературными, 2) магматические инъекции гранитоидов в метасоматические породы и полное отсутствие явлений биметасоматоза.

Согласно исследованиям В. А. Жарикова (1955), пироксены, входящие в состав характеризуемых магнезиальных скарнов, относятся к диопсид-авгитам или салит-авгитам, для которых характерна дисперсия угла оптических осей. Угол оптических осей для красного цвета больше, чем для фиолетового цвета на 8—9°. При наложении после-

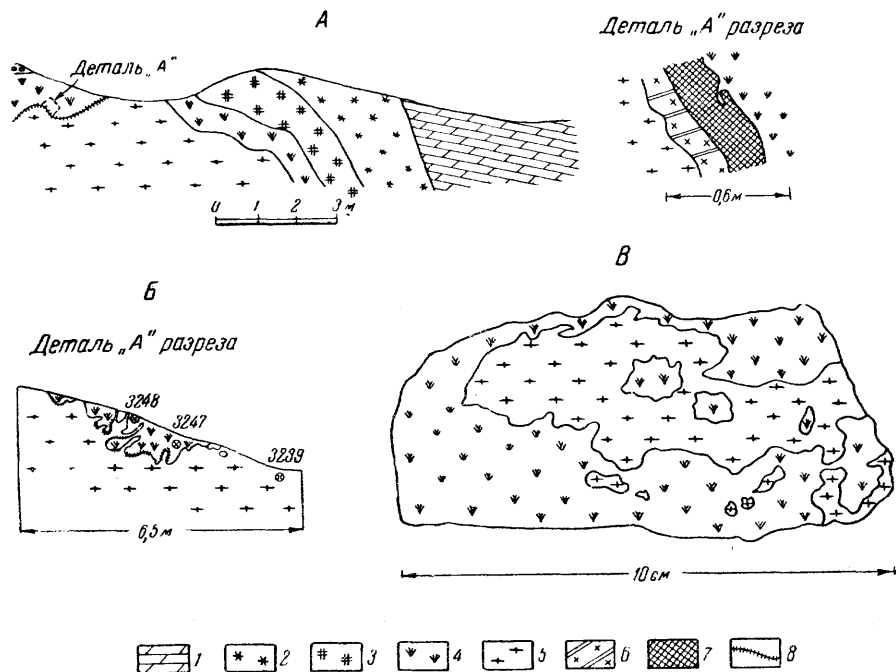


Рис. 125. Зоны магнезиальных скарнов на месторождении Кансай (по В. А. Жарикову) А — строение зон магнезиальных скарнов (зарисовка обнажения в правом борту Дарбаза-Сая); Б — инъекции сиенита в пироксеновый скарн (зарисовка обнажения в Дарбаза-Сая); В — зарисовка образца № 3248 из обнажения (рис. 125, Б).

1 — доломит; 2 — флогопит-кальцит-серпентинитовая порода по форстериту; 3 — серпентин-диопсидовый скарн; 4 — пироксеновый скарн; 5 — сиенит и сиенито-диориты; 6 — околоскарновая порода; 7 — пироксен-гранатовый известковистый скарн; 8 — наложение известковисто-скарновых образований на магнезиальные скарны

магматического известково-скарнового процесса резкая дисперсия угла оптических осей пропадает.

Магнезиальные скарны, образующиеся в условиях средних глубин, детально изучены В. А. Жариковым на примере скарновых полей юго-западного Карамазара. Здесь магнезиальные скарны в виде линз, гнезд и залежей неправильной формы залегают в контактах интрузивов сиенито-диоритов и диоритов с доломитами. Наиболее благоприятными участками для локализации магнезиальных скарнов являются пологие контакты и апикальные участки интрузивных тел. При крутых контактах магнезиальные скарны не получают полного развития. Форма залежей обычно отвечает очертаниям кровли интрузива, мощность их меняется от 1—2 до 7—8 м. Характерно четкое зональное строение описываемых магнезиальных скарнов. Приводим последовательность расположения зон.

1. Доломиты (рис. 125, А). На контакте со следующей зоной в отдельных участках доломита появляются неправильной формы жилки кальцит-серпентиновых пород, иногда с примесью магнетита (офикальцитов).

2. Флогопит-кальцит-серпентиновые породы. Мощность зоны около 2 м.

3. Серпентин-диопсидовые магнезиальные скарны. Сложены диопсидом, кальцитом, флогопитом, серпентином и магнетитом с реликтами форстерита и шпинели. Мощность зоны 1—2 м.

4. Пироксеновые магнезиальные скарны состоят из пироксена, флогопита, шпинели и кальцита. Мощность зоны 0,7 м.

5. Роговообманковые сиениты.

В тех случаях, когда вместе с магнезиальными скарнами образуются офикальцитовые породы, последние располагаются между неизменными доломитами и зоной флогопит-кальцит-серпентиновых пород. В некоторых случаях на контакте доломитов и сиенитов или сиенит-диоритов развиваются только офикальцитовые породы.

Магнезиальные скарны по интрузивным породам не образуются. В контакте с этими скарнами сиенит-диориты и диориты переходят в роговообманковые и биотит-пироксеновые сиениты. Отчетливо проявляется инъекционное проникновение тонких жилок сиенита в пироксеновые магнезиальные скарны и замещение последних интрузивной породой (рис. 125, *Б* и *В*). Границы между отдельными зонами магнезиальных скарнов очень неровные, извилистые, но всегда резкие.

Наложение более позднего известково-скарнового процесса вызывает существенные изменения магнезиальных скарнов и пород эндоконтактов (см. деталь на рис. 125, *А*). Глиноземосодержащие минералы магнезиальных скарнов — шпинель и флогопит — замещаются известковым гранатом или эпидот-клиноцоизитом; диопсид и форстерит замещаются известково-магнезиально-железистыми пироксенами салитового типа. Магнетит и кальцит растворяются и замещаются пироксеном или гранатом. Сиениты претерпевают обычные изменения с образованием пироксен-гранат-ортоклазовых, гранат-ортоклазовых и ортоклаз-эпидотовых околоскарновых пород. Нередко от магнезиальных скарнов при замещении их известковыми скарнами остаются лишь небольшие разобщенные участки.

В условиях архейских глубинных комплексов магнезиальные скарны сопровождают флогопитовые и лазуритовые месторождения и развиваются по контактам доломитов с гнейсами и пегматитами. Д. С. Коржинский, изучавший эти скарны на полях слюдяных месторождений Восточной Сибири, указывает (1953), что наиболее широко они распространены в районах обильного развития пегматитов. В таких участках линзы пегматита в доломитах сопровождаются концентрическими зонами изменения следующего состава:

- 1) пегматит, сложенный ортоклазом, плагиоклазом, кварцем и биотитом с примесью магнетита и сфена;
- 2) измененный пегматит, состоящий из ортоклаза и кварца с примесью диопсида и сфена;
- 3) зона ортоклаза и диопсида с примесью сфена;
- 4) диопсид-скаполитовая зона с примесью сфена;
- 5) флогопитовая зона, иногда с кальцитом и либо диопсидом, либо скаполитом;
- 6) зона диопсидовой породы;
- 7) кальцит-форстерит-шпинель-флогопитовая зона;
- 8) неизменный доломит.

Границы между зонами обычно резкие и сопровождаются типичными структурами замещения.

Отмечается исключительная правильность в последовательности этих перечисленных зон; иногда они проникают в виде просечек по трещинам в тело пегматита, рассекая его линзы на отдельные разобщенные блоки. Взаимоотношения отдельных зон с соседними и с вмещающими пегматитами и доломитами указывают на их несомненный кон-

тактово-биметасоматический характер и позволяют считать, что они образовались уже после кристаллизации пегматита. Соответственно этому, несмотря на наблюдавшееся последовательное замещение внешних зон внутренними, располагающимися ближе к первоначальному контакту пегматита с доломитом, формирование их происходило более или менее одновременно.

В отличие от гипабиссальных условий, в глубинном архейском комплексе Восточной Сибири первичное магматическое воздействие пегматитов на доломиты очень незначительно и приводит к образованию лишь узкой (в несколько миллиметров) оторочки диоксида, которая отделяет нормальный, богатый кварцем пегматит от доломита (Коржинский, 1953).

Известковистые скарны

Комплексы известковистых скарнов формируются в послемагматическую стадию гидротермального изменения пород в условиях небольших глубин и высоких температур. Известковистые скарны изучены значительно более детально, нежели магниевые. Среди них выделяются контактовые (биметасоматические) и жильные (контактово-инфильтрационные) скарны, а также скарноиды.

Контактовые (биметасоматические) скарны развиваются вдоль поверхностей соприкосновения алюмосиликатных и карбонатных пород. Породы скарнируются в равной степени как в зонах контактов интрузивных пород с вмещающими толщами карбонатного состава, так и в зонах стратиграфических контактов между последними и различными алюмосиликатными образованиями (осадочными и эффузивными). Эти скарны предпочтительно развиваются в условиях, благоприятных для пластических деформаций, в зонах пластического течения пород, осложненных мелкой трещиноватостью, где образование крупных открытых трещин затруднено. Они образуются под воздействием медленно движущихся растворов, приносящих ионы магния и железа, а также встречной диффузии окиси кальция, перемещающейся в направлении от карбонатных пород и алюминия и окиси кремния, движущихся в направлении от алюмосиликатных пород.

Жильные, контактово-инфильтрационные скарны, напротив, предпочтительнее формируются в условиях развития хрупкой деформации, сопровождающейся нарушением сплошности пород и образованием открытых трещин. В отличие от биметасоматических скарнов, они развиваются в условиях свободной циркуляции гидротермальных растворов, скорость перемещения которых, как указывает Д. С. Коржинский (1953), значительно превышает скорость диффузии ряда минеральных компонентов. В силу таких условий формирования жильные скарны, в отличие от скарнов биметасоматических, нередко пересекают контакты карбонатных пород вкrest простирания и прослеживаются в сторону от них на многие сотни метров.

По породам смешанного известково-алюмосиликатного состава, песчанистым известнякам, известковистым сланцам и другим возникают скарноиды.

Известково-силикатные скарны имеют отчетливо выраженное зональное строение и в общем, простой минералогический состав, характеризующийся малым числом слагающих минералов (преобладают мономинеральные и двуминеральные породы).

В деталях зональность контактовых биметасоматических скарнов может быть весьма разнообразной и в каждом отдельном случае требует специального изучения (рис. 126). В общем гранатовые скарны обычно располагаются вдоль первичного контакта, во внешней части скарновой зоны, обращенной к карбонатной породе. Характерно, что содержание гроссуляровой молекулы в гранате достигает наибольших

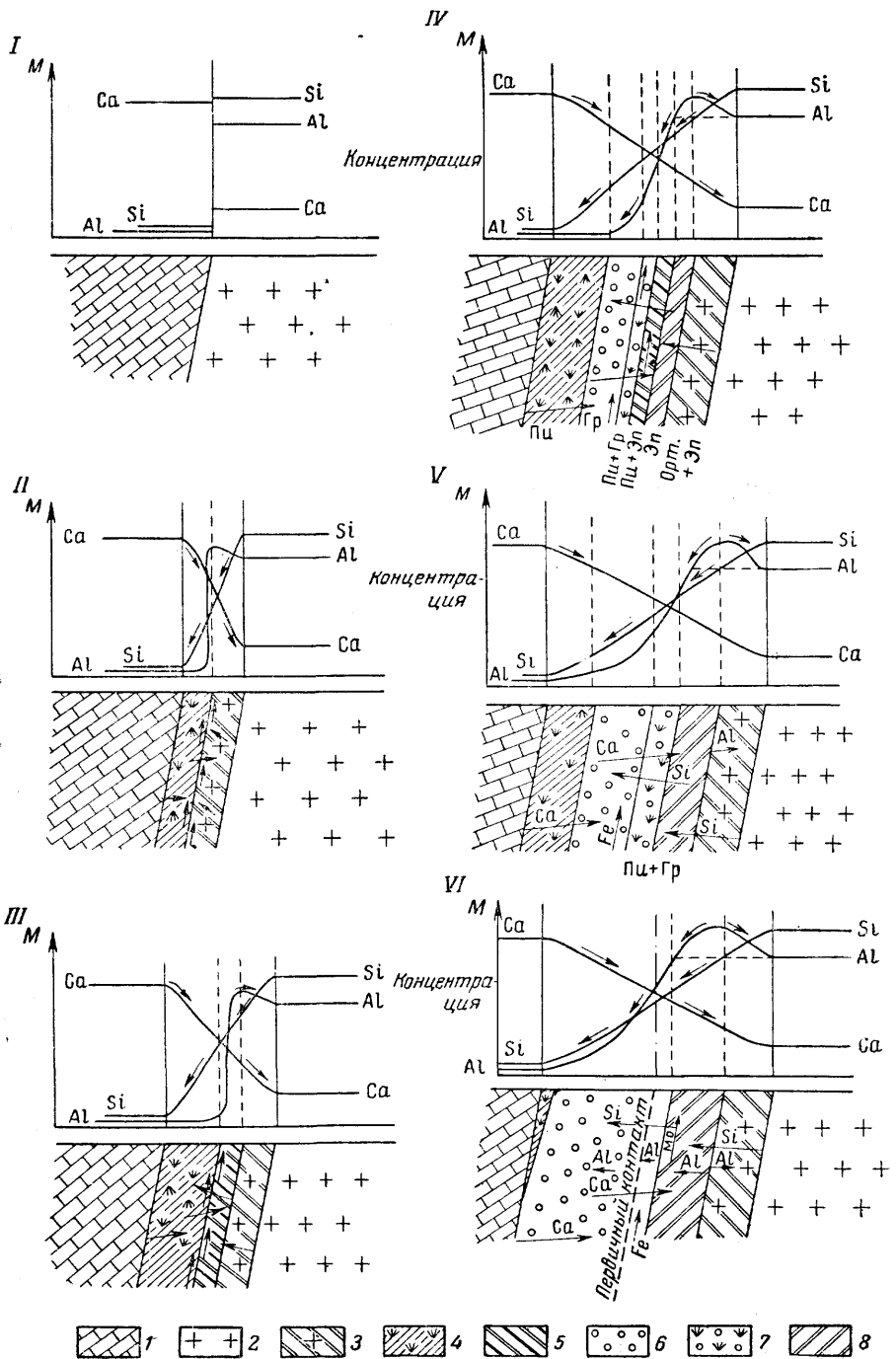


Рис. 126. Графики изменения содержания кремнекислоты, окиси кальция и глинозема в различных типах биметасоматических скарновых зон Карамазара (по В. А. Жарикову)
 1 — мрамор; 2 — гранитонд; 3 — пироксен-полевошпатовая порода; 4 — пироксеновый скарн; 5 — пироксен-эпидотовый скарн; 6 — гранатовый скарн; 7 — пироксен-гранатовый скарн; 8 — эпидозит

значений на участках, прилегающих к алюмосиликатным породам, а при приближении к известнякам оно уменьшается. Соответственно, вблизи контакта с известняками увеличивается содержание андрадитовой молекулы, и гранат здесь нередко представлен почти чистым андрадитом.

Пироксеновые скарны в большинстве случаев располагаются между гранатовыми скарнами и карбонатной породой. Пироксен-гранатовые скарны с гранатом существенно гроссулярового состава и эпидозиты, как правило, примыкают к грантовым или пироксеновым скарнам со стороны алюмосиликатных пород.

Совершенно иной характер зональности наблюдается в контактово-инфильтрационных скарнах. Так, в отличие от зон биметасоматических скарнов, в инфильтрационных скарнах юго-западного Карамазара состав пироксена в пределах каждой из зон постоянен и представлен изоморфной смесью диопсида, геденбергита и иогансенита. Однако он перетерпевает резкое скачкообразное изменение при переходе от одной зоны к другой (рис. 127).

Для скарноидов характерно полное отсутствие правильной метасоматической зональности и многоминеральность (три и более одновременных скарновых минерала).

Данные, полученные при крупномасштабном картировании ряда скарновых полей, показывают, что в некоторых случаях наблюдается отчетливое тяготение биметасоматических скарнов к зонам, прилегающим к интрузивным массивам, либо к сериям сближенных даек, в то время как жильные инфильтрационно-метасоматические скарны характерны для участков, удаленных от них. В пределах полей распространения биметасоматических скарнов по мере удаления от интрузивных массивов, как правило, отмечается уменьшение мощности скарновых зон, а иногда и изменение их минерального состава. Типичными минералами, слагающими скарновые зоны, являются: гранаты андрадит-гроссулярового изоморфного ряда и моноклинные пироксены геденбергит-иогансенит-диопсидового ряда, реже везувиан, триклинные пироксены (волластонит, бустамит и родонит), эпидот и аксинит. В алюмосиликатных породах,

контактирующих со скарнами, наблюдается повышение основности плагиоклаза, а в некоторых случаях — образование ортоклаза, эпидота и скаполита.

При картировании скарновых полей необходимо четко разграничивать эндоскарны, образовавшиеся по любой алюмосиликатной породе, и экзоскарны, замесившие карбонатную породу. В общем случае эндоскарны характеризуются повышенным содержанием глинозема, сравнительно низкими содержаниями железа и состоят из диопсида или бедного геденбергитовой молекулой салита, богатого гроссуляровой молекулой граната, везувиана и эпидота; в эндоскарнах часто содержатся зерна сфена и апатита. Непосредственно на месте первичного контакта алюмосиликатной породы и известняка скарны нередко бывают сложены гранатом, содер-

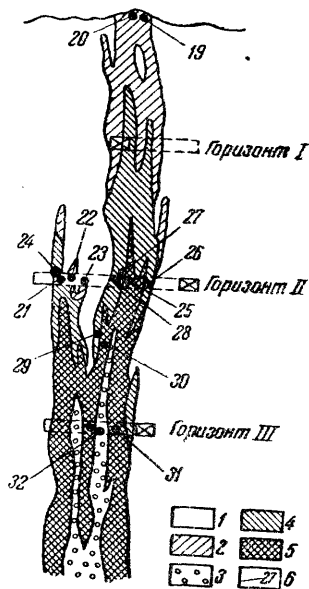


Рис. 127. Схема строения тела трубчатой формы жильных инфильтрационных скарнов месторождения Курусай (по В. А. Жарикову, 1954)

1 — известняк; 2 — манган-салит состава $\text{Ca Mg}_{0,146} \text{Mn}_{0,027} \text{Fe}_{0,07} \text{Si}_2 \text{O}_6$; 3 — манган-салит состава $\text{Ca} (\text{Mn}_{0,137} \text{Fe}_{0,033} \text{Mg}_{0,030}) \text{Si}_2 \text{O}_6$; 4 — манган-геденбергит состава $\text{Ca} (\text{Fe}_{0,055} \text{Mn}_{0,24} \text{Mg}_{0,21}) \text{Si}_2 \text{O}_6$; 5 — андрадит; 6 — места номера образцов

жащим до 50% андрадитовой молекулы. Для экзоскарнов наиболее характерны геденбергит и салиты, богатые геденбергитовой молекулой, а также гранаты с содержанием андрадитовой молекулы более 50%. Здесь обычно встречаются волластонит, марганцевые моноклинные пироксены, реже родонит и бустамит.

В зависимости от температуры образования среди всех разновидностей скарнов—контактово-биметасоматических и инфильтрационных скарнов и скарноидов—выделяются следующие фации: 1) наиболее высокотемпературная, пироксен-гранатовая (рис. 128, А и Б); 2) высоко-

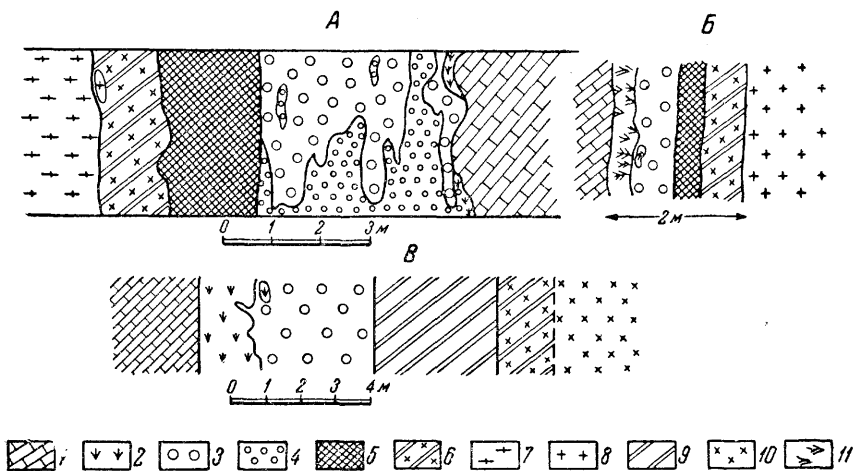


Рис. 128. Строение скарновых зон ортоклаз-гроссуляровой, пироксен-гранатовый и пироксен-эпидото-гранатовый фации Кармазара (по В. А. Жарикову)

А — разрез через скарновую зону в контакте диоритов и мраморов, на западном участке месторождения Джангалык; Б — то же на юго-восточном участке Курусай II; В — то же на месторождении Курусай II.

1 — мраморы; 2 — пироксеновые салитовые экзоскарны; 3 — гранатовый экзоскар, частично эндоскар; 4 — андрадитовый экзоскар, скарн с магнетитом; 5 — пироксен-гранитовый эндоскар; 6 — околоскарная порода; 7 — сиенито-диорит; 8 — гранит-порфир; 9 — мономинеральный эпидозит; 10 — диорит; 11 — волластонитовый экзоскар

температурная, пироксен-эпидот-гранатовая (рис. 128, В); 3) менее высокотемпературная, пироксен-эпидотовая (рис. 129). Для каждой из них характерны свои типы зональности.

Наблюдения показывают, что при формировании биметасоматических скарнов происходит некоторый перенос компонентов, легко устанавливаемый по различной мощности зон эндо- и экзоскарнов, а соответственно и по разности привнесенных и вынесенных количеств кремнезема и окиси кальция. Наиболее отчетливо разность мощностей зон эндо- и экзоскарнов проявляется в пологозалегающих скарновых телах, приуроченных к пологим контактам между карбонатной и алюмосиликатной породами.

Выяснение закономерностей асимметричного строения скарновых зон при их картировании особенно важно в тех случаях, когда устанавливается, что рудный компонент

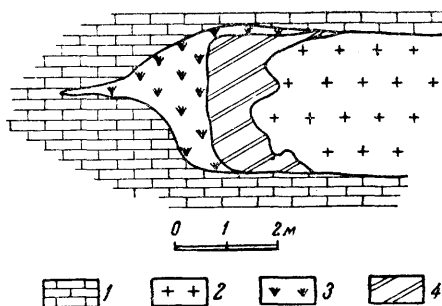


Рис. 129. Строение скарновой зоны эпидот-пироксеновой стадии метаморфизма. Зарисовка обнажения на восточном участке Главной скарновой зоны месторождения Алтын-Топкан (по В. А. Жарикову)

1 — мраморизованный известняк; 2 — гранит-порфир; 3 — пироксеновый скарн; 4 — эпидозит.

пространственно тесно связан с каким-либо определенным типом скарновых зон, входящих в состав экзо- или эндоскарнов. Такая закономерность позволяет предвидеть особенности размещения рудных тел различной мощности. Если, например, рудный минерал развивается предпочтительно по салитовым экзоскарнам, то в случае асимметричного строения скарновых зон можно ожидать, что наиболее мощные и выдержанные рудные тела окажутся на пологих контактах там, где висячий бок образует известняки и, соответственно, зона салитовых скарнов имеет наибольшую мощность.

Подобные соотношения скарновых зон и рудных тел наблюдаются, например, в отдельных блоках Фроловского медноскарнового месторождения Турьинского рудного поля на Урале. Здесь богатые медные руды развиваются по салитовым экзоскарнам, которые достигают наибольшей мощности в нижних частях глыб известняка, погруженных в скарны.

При картировании площадей распространения жильных инфильтрационных скарнов закономерности размещения скарноворудных тел устанавливаются путем выявления и прослеживания нарушений, к которым приурочены эти тела. Нередко устанавливается приуроченность скарновых тел к пересечениям трещин разных направлений, к участкам сочленения двух систем трещин либо к местам резкого изменения элементов залегания одной из них и т. п. Примеры подобного структурного контроля наблюдались, например в юго-западном Карамазаре, где в мраморах широко распространены полиметаллические скарноворудные тела сложной и трубчатой формы.

Мощность биметасоматических скарновых тел, развивающихся на контактах карбонатной и алюмосиликатной пород, может изменяться в зависимости от разных причин. В общем случае мощность контактовых скарновых тел уменьшается с удалением от интрузива. Она может также закономерно меняться при изменении элементов залегания стратиграфических или интрузивных контактов между алюмосиликатной и карбонатной породами. Так, например, на месторождении Алтын-Топкан биметасоматические скарновые зоны наибольшей мощности развиваются на контактах даек с мраморами, где отмечаются наибольшие азимуты простирания и наибольшие углы падения. Наиболее мощные скарновые зоны, как правило, бывают приурочены к участкам интрузивных контактов, секущих слоистые толщи вкрест их простирания, а также к участкам, на которых слоистость известняков падает в сторону интрузива, а не от него.

В некоторых случаях бывает важно выяснить особенности локализации в пределах скарновых зон какой-либо разновидности скарновых тел. Для сульфидных месторождений, например, наибольшее значение обычно имеют пироксеновые скарны, к которым приурочиваются наиболее богатые халькопиритовые и полиметаллические руды.

Изучение закономерностей размещения биметасоматических пироксеновых скарнов показывает, что чаще всего они располагаются на выступах известняка, обращенных в сторону скарнов. Замечено также, что нередко пироксеновые скарны развиваются в тесной связи с поздними дайками гранитоидов.

При изучении и картировании известковых скарнов и связанных с ними оруденелых участков необходимо учитывать два обстоятельства. Во-первых, известковые скарны, как и вообще породы гидротермального комплекса, могут быть многостадийными образованиями, сформированными в течение длительного времени при различном плане деформации. Во-вторых, в скарнах пород каждой отдельной стадии могла проявляться своя, присущая ей зональность.

Наиболее отчетливо многостадийность скарнового процесса выявляется лишь в жильных, инфильтрационных скарнах, локализующихся в секущих трещинах. В этих случаях последовательность комплексов скарно-

вых минералов различных этапов и ориентировку плана деформации для каждой из них можно установить по пересечениям и смещениям жил и жилков различного минералогического состава (рис. 130).

В связи со специфичностью условий формирования в биметасоматических скарнах все же удается наблюдать своеобразные псевдобрекчиевые текстуры, которые, как правило, являются результатом замещения ранних скарновых зон более поздними скарновыми жилками, разветвляющимися по системам пересекающихся волосных трещин. При этом каких-либо смещений и поворотов отдельных «обломков» скарна относительно соседних, как правило, не происходит. Наблюдения над ориентировкой во-

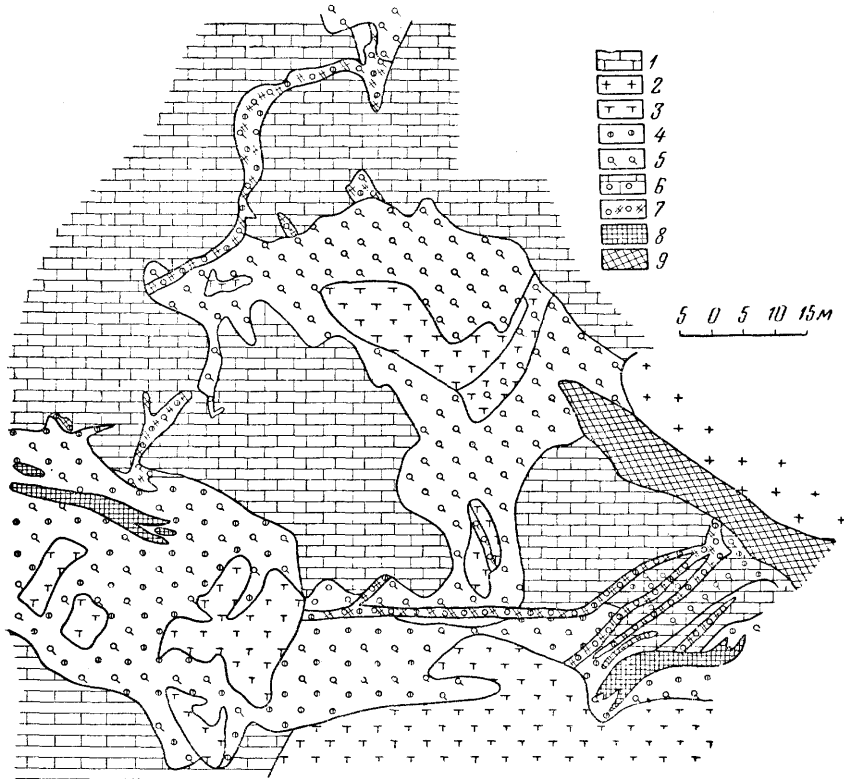


Рис. 130. Геологическая карта скарново-рудного участка Акташ

1 — известняки; 2 — гранодиориты; 3 — гранодиорит-порфиры; 4 — эпидозиты и эпидот-гранатовые скарны; 5 — гранатовые и гранат-пироксеновые скарны; 6 — известковые роговики; 7 — пироксен-гранатовые скарны, минерализованные сульфидами свинца, цинка и меди; 8 — гидроокислы железа; 9 — железная шляпа главного медно-рудного тела

лосных трещин в скарнах, фиксированных метасоматическими жилками поздних скарновых минералов, могут помочь выяснить условия и характер деформаций, предшествующих формированию этих жилков. Следует иметь в виду, что тонкие секущие жилки в местах стыков зон скарнов различного минералогического состава можно рассматривать как результат обычных метасоматических взаимоотношений, сопутствующих процессу нормального роста скарновых зон.

При крупномасштабном картировании скарново-рудных полей одним из наиболее важных вопросов является выяснение соотношения скарнов и рудной минерализации. Последняя по соотношению со скарнами четко делится на две группы. Первую группу образуют руды, формирующиеся в условиях устойчивости минералов скарнов, одновременно с ними или

несколько позже. Типичными представителями этой группы являются руды, представленные шеелитом, магнетитом и гельвином. Ко второй группе относятся рудопроявления, образование которых сопровождается постоянным разложением скарновых минералов и возникновением различных водных силикатов, карбоната и кварца. Рудные минералы представлены разнообразными сульфидами, самородными металлами и касситеритом.

При картировании скарновых зон могут наблюдаться следующие соотношения:

1) промышленный контур оруденения совпадает с контуром скарновых тел;

2) оруденение приурочено к определенной минералогической разновидности скарновых зон;

3) оруденение располагается в нарушениях секущих зоны скарнов, при этом, оно может локализоваться лишь в скарнах определенного минералогического состава;

4) рудная минерализация, концентрируясь в секущих нарушениях, выходит за пределы скарновых тел во вмещающие их породы.

Как мы видим, картирование скарновых полей представляет собой весьма сложную задачу. В процессе полевой работы нередко бывает очень трудно выделить на глаз разновидности скарнов. Последние могут быть установлены лишь путем тщательных микроскопических исследований и дополнительных химических анализов. При геологическом картировании необходимо производить массовый отбор образцов по линиям, заданным вкрест простирания зональности скарновых зон или по определенной сетке. В особо сложных случаях, после того как при микроскопических исследованиях будут установлены различные разновидности скарнов, иногда бывает необходимо вернуться к полевым исследованиям для уточнения взаимоотношений различных типов скарнов и нанесения на карту контактов. Следует подчеркнуть, что в различных районах скарновые поля и скарновые тела характеризуются своими, только им присущими особенностями, поэтому в каждом случае при картировании скарнов требуется тщательное изучение минералогических фаций скарнов, их последовательности, зональности и генетических типов. Учитывая многочисленность факторов, влияющих на формирование скарновых зон, и обусловленное этим их исключительное разнообразие, очень трудно дать общую схему их строения.

Грейзены и березиты

Скарны и связанные с ними руды образуются на площадях развития карбонатных и любых силикатных пород. В тех же условиях остывания гранитных интрузий и при той же глубине, а иногда и при той же или более низкой температуре, но при наличии одних лишь силикатных пород образуются грейзены. Отмечается, что они являются продуктами гидротермально-пневматолитовой переработки изверженных осадочных и метаморфических пород, главным образом кислого состава.

Грейзены образуются либо среди гранитоидов, либо в их непосредственном экзоконтакте. Главными составными частями грейзенов являются кварц, мусковит, иногда лепидолит, турмалин, топаз, флюорит; второстепенные минералы представлены рутилом, бериллом, жильбертитом. Из рудных минералов для грейзенов характерны пирит, касситерит, вольфрамит, шеелит, арсенипирит, самородный висмут, пирротин, халькопирит, молибденит, сфалерит и некоторые другие. Важное промышленное значение имеют грейзеновые месторождения олова, вольфрама, а также бериллия, лития и молибдена.

По данным Г. Н. Щербы (1949), Ив. Ф. Григорьева (1953) и других исследователей, процесс грейзенизации происходит в несколько стадий. Ив. Ф. Григорьев, Е. И. Доломанова и Б. И. Роненсон (1954) показали,

что на оловорудных месторождениях Забайкалья, залегающих преимущественно среди биотитовых гранитов, в первую очередь возникают микроклиновые, двуслюдяные и мусковитовые грейзенизированные граниты. Грейзенизация этой стадии захватывает большие площади в апикальных частях интрузивных массивов, но не несет оруденения. Вторая, продуктивная стадия грейзенизации проявляется вдоль трещин, секущих как интрузивные породы, так и породы кровли.

Ив. Ф. Григорьев выделяет три внутривостадийных периода дробления в процессе развития трещиноватости. В первый период среди гранитов возникают контракционные трещины отдельности, вдоль которых развиваются зоны грейзена, а в местах развития густой сети таких трещин образуются штокверковые тела. Во второй период дробления возникают трещины скалывания, секущие зону контактов под различными углами. Вдоль этих трещин как среди гранитов, так и во вмещающих осадочных песчано-сланцевых толщах развиваются типичные околожилные грейзены.

С третьим периодом дробления связывается формирование зон и участков дробления и трещиноватости, а также образование штокверковых, сетчатых и других сложных тел и зон грейзенизации.

Как правило, грейзены второй стадии сопровождаются жильными заполнениями трещин, представленными кварцево-рудными, кварцево-топазово-рудными или полевошпатово-кварцево-рудными жилами с минералами олова, вольфрама, реже молибдена и других металлов. В зависимости от особенностей развития тектонической структуры участка в процессе грейзенизации могут выпадать или объединяться те или иные типы грейзенов. Околожилные грейзены второй стадии обычно характеризуются сложным зональным строением. Для грейзенов Забайкалья указывается несколько типов зональности, характерных для различных исходных вмещающих пород и разновидностей грейзенизации.

В общей схеме для отдельных типов минералообразования насчитывается до восьми зон грейзенов различного минералогического состава. В пределах отдельных месторождений часть зон, как правило, выпадает.

Н. И. Наковник, обобщивший материал по нескольким сотням грейзеновых месторождений Советского Союза и зарубежных стран, выделяет следующие главные типы грейзенов, слагающие отдельные зоны вдоль основных путей циркуляции растворов (перечисляются в порядке их положения относительно путей циркулирующих растворов): 1) кварцевый (жильное выполнение); 2) кварцево-турмалиновый; 3) кварцево-топазовый; 4) кварцево-флюоритовый и 5) кварцево-мусковитовый.

Однако в одном и том же грейзеновом теле все указанные главные типы совместно не встречаются, обычно наблюдаются два, три очень редко четыре из них. Иногда встречаются грейзены, не дифференцированные на типы.

Н. И. Наковник указывает, что кварцево-турмалиновые грейзены чаще, чем другие, развиваются в глинистых сланцах и песчаниках, аргиллитах и гранодиоритах. Кварцево-топазовые, кварцево-флюоритовые и особенно кварцево-мусковитовые грейзены нередко бывают приурочены к кислым гранитным породам. Детальные наблюдения над взаимоотношениями типов грейзенов различного состава показывают, что в пределах одного этапа грейзенизации внутренние оторочки грейзенов, расположенные ближе к путям следования растворов, развиваются за счет внешних зон, удаленных от главной трещины. Эту особенность подчеркивает Ив. Ф. Григорьев, хотя имеется и противоположное мнение (Н. И. Наковник, 1954).

Весьма большой интерес представляет вертикальная зональность минералогического состава в зонах грейзенизации. Н. И. Наковник отмечает, что изредка в кварцево-мусковитовых грейзенах на глубине появляются внутренние кварцево-топазовые оторочки; в Корнуэльсе, например, квар-

цево-турмалиновые грейзены по падению переходят в кварцево-топазово-турмалиновые.

По данным Ф. В. Чухрова, на месторождении Восточный Коунрад, в нижней подрудной части крутопадающей грейзеновой зоны околожильный грейзен в кварце содержит реликтовые зерна плагиоклаза, альбитизированного микроклина и биотита. Для средней рудной «сульфидной» части зоны типичен в основном кварцевый грейзен. Для грейзенов верхних, надрудных, частей жильной зоны характерно значительное содержание мусковита и пирита. Здесь в зальбанде кварцевых жил появляется оторочка из листочков мусковита.

Отмечается определенная взаимосвязь между различными типами околожильных грейзенов и типом металлоносности рудных жил. По Н. И. Наквнику, богатые оловом жилы часто связаны с грейзенами турмалинового и топазового типов. Вольфрамово-рудные жилы обычно сопровождаются грейзеном флюоритового, реже турмалинового и кварцево-мусковитового типов. Рудные жилы с молибденом (обычно с вольфрамитом) наблюдаются в сочетании с грейзенами главным образом мусковитового и флюоритового типов. Таким образом, тип грейзенов может быть поисковым признаком на руды того или иного металла.

По особенностям распределения рудных минералов грейзеново-рудные тела подразделяются на два типа: тела с рассеянной вкрапленностью, развивающейся в самих грейзенах, и рудопроявления жильного типа, более богатые по содержанию металлов. Оба эти типа часто проявляются совместно, что особенно характерно для штокверков. Металлоносные грейзеновые тела могут быть по форме и размерам разделены на две основные группы: 1) грейзеновые оторочки кварцево-рудноносных жил и жилообразные грейзеновые тела, возникающие вдоль отдельных трещин без кварцевого выполнения; 2) штокверковые грейзеновые тела, среди которых могут быть выделены более или менее изометричные штокверки и вытянутые штокверковые зоны.

Мощность грейзеновых оторочек обычно незначительна и не превышает 1 м, лишь в редких случаях она может достигать многих метров. Мощные зоны рудоносных грейзенов обычно располагаются в эндоконтакте и прослеживаются в глубь интрузивов лишь на первые сотни метров. Вместе с тем, рудные жилы, сопровождающиеся тонкой оторочкой грейзенов, иногда прослеживаются на большую глубину.

Из сказанного совершенно очевидна необходимость детального изучения и картирования грейзенов и грейзенизированных пород. Прежде всего на крупномасштабной геологической карте следует выделять все участки проявления грейзенизации. Имеется ряд примеров, когда на поверхности были проявлены лишь относительно слабые изменения пород, а на глубине вскрыты богатые рудоносные грейзены. В этом отношении особый интерес представляет вольфрамовые месторождения Акчатау в Центральном Казахстане. Здесь среди песчаников и сланцев распространены маломощные кварцевые жилы с вольфрамом, сопровождающиеся тонкой оторочкой слюдяных грейзенов. При переходе же в граниты мощность грейзеновой оторочки увеличивается до нескольких метров, она превращается в сплошной грейзен кварцево-топазовой разности с вольфрамитовым оруденением.

Помимо поискового значения, детальное картирование грейзенов важно и для понимания общей структуры рудного поля. Прослеживание измененных пород и оконтуривание занятых ими площадей в ряде случаев позволяет ответить на вопрос, с какой группой грейзенов мы имеем дело — распространены на данной площади жильные тела или штокверки. Нередко прослеживание шаг за шагом зон грейзенизации помогает выявить общую структуру рудного поля и высказать прогноз о распространении рудовмещающих трещин по простиранию и на глубину.

При крупномасштабном картировании, включая масштабы 1 : 1000 и

1 : 2 000, в связи с небольшой мощностью грейзеновых оторочек различных типов, не всегда удается нанести их все на геологическую карту, поэтому обычно их объединяют в полосу, которую и закрашивают одним условным знаком. Более детальное подразделение всех типов грейзенов в пределах одной зоны возможно лишь при тщательной подземной документации, либо при документации канав. Вместе с тем выделение на карте различных типов зон грейзенизации, характеризующихся сочетанием оторочек грейзенов различного состава, может способствовать обнаружению не выходящих на поверхность рудных интервалов грейзенизированных зон и облегчить оценку распространения их по падению. Поэтому, если есть возможность выделить на карте различные типы зон грейзенизации, их следует показывать различными условными знаками.

В более низкотемпературных условиях гидротермальные процессы, метаморфизирующие гранитоиды, кислые эффузивы и другие сходные по составу породы, вызывают образование березитов. При этом состав жилы от почти мономинерального кварцевого с незначительной вкрапленностью рудных минералов, например шеелита, золота и сульфидов, по направлению к вмещающим гранитам или гранодиоритам может существенно изменяться; наблюдаются следующие типы гидротермальных изменений: 1) серицитизация, окварцевание и пиритизация (часто с карбонатом); 2) хлоритизация и серицитизация; 3) эпидотизация и карбонатизация.

При наличии в кварцевой жиле повышенного количества сульфидов и незначительном распространении жильных минералов хлоритовая оторочка может располагаться и непосредственно на контакте с кварцево-сульфидной жилой. Среди месторождений, залегающих в средних по составу породах, например в порфиритах и их туфах, широко развиты процессы пропицитизации и прежде всего хлоритизации. Соответственно при чередовании пород различного состава строение зон гидротермальных изменений сильно усложняется. В тех случаях, когда среди зоны хлоритизированных и березитированных пород оказываются ороговикованные участки и полосы, можно ожидать, что состав первичных слагающих их пород отличался от первичного состава вмещающих их пород.

В зонах древних нарушений вмещающих дайки, а иногда и ксенолиты других пород, процессу метасоматоза подвергались породы, имеющие на соседних участках резко различный состав, который и определял развитие различных метасоматических фаций. Детальное изучение таких зон околорудного изменения значительно затрудняется. Вопрос еще более осложняется в случае многостадийности процесса минерализации, сопровождавшегося многократным гидротермальным метаморфизмом.

Примером такого сложного развития процессов метаморфизма может служить Каменское полиметаллическое месторождение в Восточном Забайкалье. Согласно исследованиям В. В. Архангельской (1957), рудная зона Каменского месторождения залегает в роговообманковых и в роговообманково-биотитовых гранитах, насыщенных ксенолитами более древних мелкозернистых пород, отвечающих по составу роговообманково-биотитовым кварцевым диоритам. В пределах этой зоны наблюдаются, кроме того, дайки лампрофиров, вытянутые согласно ее простиранию в северо-западном направлении. В этой зоне, мощность которой достигает 70—90 м, а протяжение превышает 1,5 км, проявилось семь стадий минерализации, из которых только одна — четвертая — продуктивна; остальные шесть вызвали сложные гидротермальные изменения вмещающих пород. Последовательность во времени этих стадий такова: 1) альбитизация, 2) грейзенизация, 3) серицитизация, 4) сульфидная минерализация, 5) кварцевофлюоритовая стадия, 6) полевошпатовая стадия, 7) цеолит-каолининовая стадия.

Альбитизация наблюдается вдоль серии главных тектонических швов и их боковых ветвей, прослеживающихся в пределах Каменской зоны.

В качественном отношении она выражается примерно одинаково как в гранитах, так и в кварцевых диоритах. Однако в количественном распространении отдельных минералов и в структуре вновь образованных метаморфических пород наблюдается существенная разница. Альбититы, возникшие путем замещения гранитов, обладают шахматной структурой, возникшей в результате замещения альбитом микроклина вдоль его спайности. Темноцветные минералы гранита замещаются агрегатом зерен рутила, ильменита, гематита и мангансидерита. Первые два из них развиваются также по сфену. Общее количество вновь образованных минералов незначительно.

Альбитит, развивающийся по кварцевым диоритам, состоит из мелкозернистого альбита, а также рутила и ильменита, образовавшегося по сфену. Кроме того, он содержит гематит и мангансидерит, возникшие по другим цветным минералам. В альбититах по кварцевым диоритам развиваются в значительных количествах гематит и магнетит, в сумме они нередко составляют до 30% и более от объема породы. Независимо от того, за счет какой породы образовались альбититы, в них наблюдается метасоматическая зональность, выражающаяся в том, что по периферии зон происходит замещение альбита калиевым полевым шпатом.

Процесс альбитизации, по-видимому, затрагивает и дайки лампрофиров. Однако в этих породах он выражен крайне своеобразно. Лампрофиры оказываются обогащены рутилом, ильменитом и частично гематитом и мангансидеритом. Альбит в незначительных количествах наблюдается лишь в отдельных шлифах.

Последующие изменения лампрофиров приводят к их интенсивной хлоритизации и серицитизации, однако оруденения они практически не содержат, лишь на отдельных интервалах хлоритизированные и серицитизированные породы пересекаются единичными сульфидными прожилками.

Грейзенизация проявляется в основном в северо-западной части Каменской минерализованной зоны, где контур зоны грейзенов не только оказывается несколько шире контура зоны альбитизации, но в виде отдельных небольших участков и прожилков грейзенизация распространяется также в центральной и юго-восточной частях зоны. Грейзенизация выражена образованием мусковита, флюорита и кварца, ассоциирующихся с небольшими количествами турмалина, топаза, редкими кристаллами касситерита и берилла, а также единичными зернами пренита. Грейзенизация развивается по целой серии мельчайших трещинок в виде тонких прожилков, либо сплошных масс. Мусковит, входящий в состав грейзенов, обогащен литием.

Серицитизация является наиболее распространенным видом гидротермального изменения и наблюдается в образцах, взятых в любой части зоны, она проявляется вдоль всех тектонических швов, развитых внутри зоны. В отличие от мусковитной грейзенов, серицитовый агрегат не содержит почти никаких примесей, кроме небольшого количества кварца и хлорита. Серицитизация полностью повторяет контур альбитизации и проявляется в зоне грейзенизированных пород, однако отчетливых взаимоотношений между серицитом и мусковитом не наблюдается.

Сульфидная минерализация накладывается преимущественно на площадь серицитизации. Сульфиды представлены пиритом и арсенопиритом. Момент их кристаллизации отделен периодом дробления от периода образования сфалерита, галенита, самородного серебра и пираргирита, ассоциирующихся с карбонатом, бесцветным турмалином, а также альбитом и кварцем второй генерации. После повторного слабого дробления выделялись поздний арсенопирит и кварц-третий. Концентрация сульфидов, образующих прожилки и вкрапленность, находится в прямой зависимости от степени раздробленности породы и ее первично-

го состава, наибольшее их количество приурочено к ксенолитам кварцевых диоритов, в процессе альбитизации обогащенным мангансидеритом.

Минералы кварц-флюоритовой стадии в основном образуют прожилки на северо-западном фланге Каменской зоны; они распространены вдоль тектонических нарушений, с которыми связаны более ранние процессы альбитизации и грейзенизации пород.

Полевошпатовая стадия характеризуется новой (третьей) генерацией альбита и калиевого полевого шпата, развитых в виде прожилков на северо-западном фланге минерализованной зоны. Эти прожилки пересекают как кварцево-флюоритовые образования пятой стадии, так и более ранние сульфиды.

Процесс минерализации завершается цеолит-каолиновой стадией. Продукты последней фиксируются на юго-восточном фланге зоны, где ранее проявлялись серицитизация и сульфидная минерализация. Минералы этой стадии образуют прожилки различной мощности, средняя часть которых представлена каолинитом, а зальбанды — цеолитом. Каолинизация распространяется и за пределы отмеченных прожилков; ее гипогенный характер подтверждается не только ассоциацией каолинита с цеолитами, но и полной сохранностью ранних сульфидов, не подвергшихся окислению.

Заканчивая описание зоны околорудных изменений на Каменском месторождении, отметим, что здесь эта зона представляет собой не только хороший пример многостадийного развития околорудных гидротермальных изменений в полиметаллическом месторождении, но также и очень отчетливо иллюстрирует влияние литологического состава вмещающих толщ на характер гидротермально измененных пород.

Значительное осложнение в строении зон околужильно измененных серицитизированных пород вносят также явления вертикальной зональности их минералогического состава. Пример такой зональности зон измененных пород приводится В. И. Рехарским (1957) для месторождения Акташ (Средняя Азия). Развитые в районе этого месторождения кислые гранитоиды верхнепалеозойского возраста пересечены крутопадающими полисульфидными кварцевыми жилами, сопровождающимися зонами альбитизированных, окварцованных, серицитизированных и карбонатизированных пород. При этом в нижних частях жил преимущественно наблюдается серицитизация и окварцевание, а на верхних альбитизация, и карбонатизация.

Альбит представлен характерной «шахматной» разновидностью. Широко распространен пирит и другие сульфиды. Отсутствие окварцевания на верхних горизонтах жил В. И. Рехарский связывает с появлением здесь альбита, значительно более богатого кремнеземом сравнительно с серицитом нижних частей жил.

Рассмотренный пример показывает смену минералогического состава зон околужильного изменения пород одного и того же состава по вертикали, обусловленную, очевидно, явлениями инфильтрационной зональности.

При картировании зоны гидротермально измененных пород, залегающих в гранитоидах, необходимо особое внимание обращать на выделение различных стадий минерализации, выявление характера изменения пород разного состава в одну стадию минерализации и тщательное картирование площадей распространения различных типов минерализованных пород.

Вторичные кварциты

Термин «вторичные кварциты», как известно, принадлежит Е. С. Федорову и В. В. Никитину. Он был введен ими для обозначения окварцованных андезинофилов, развитых на Северном Урале. В дальнейшем этот термин стал применяться для обозначения окварцованных пород, широко

распространенных в Центральном Казахстане. Наиболее подробно вторичные кварцы изучены и описаны Н. И. Наковником (1954), выдвинувшим их в качестве самостоятельного своеобразного генетического комплекса широко распространенных рудовмещающих пород. Ниже мы приводим характеристику вторичных кварцитов в основном по его материалам.

Согласно Н. И. Наковнику (1954), вторичные кварциты являются гидротермально-метасоматически измененными породами и представляют собой продукт окварцевания кислых и средних, преимущественно вулканических пород. Наиболее часто они развиваются по кислым лавам и их пирокластам. К такого рода образованиям относится около 90% всех массивов вторичных кварцитов мира.

Вторичные кварциты сложены в основном кварцем. Кроме того, в них в незначительных количествах присутствуют серицит, алунит, каолинит (диккит), андалузит, диаспор и пирофиллит. Менее распространены во вторичных кварцитах корунд, дьюмортерит, топаз, цуннит и турмалин. Среди постоянных примесей должны быть отмечены рутил, пирит и гематит. Иногда отмечаются ильменит, галенит, сфалерит, халькопирит, серебро, золото, арсенипирит, молибденит. В некоторых случаях вторичные кварциты характеризуются высоким содержанием глиноземистых минералов, таких как алунит, каолинит и андалузит.

Со вторичными кварцитами связаны крупные месторождения глинозема, вкрапленных порфирировых медных и золото-молибденово-медных руд, а также месторождения золота, свинца и цинка, серебра, часто теллуристого. В них содержится также ртуть, сурьма, мышьяк, в меньшей степени олово и висмут. В распределении массивов вторичных кварцитов Казахстана, там, где они наиболее изучены, по Н. И. Наковнику, намечаются следующие закономерности.

1. Вторичные кварциты распространены в пределах общих контуров развития вулканогенных пород, а отдельные их участки приурочены почти исключительно к полям последних.

2. Степень интенсивности развития вторичных кварцитов отвечает степени интенсивности поверхностного вулканизма и кислотности его продуктов. Вторичные кварциты широко распространены среди кислых молодых пород и значительно реже встречаются среди пород среднего и основного состава.

3. Наибольшие концентрации вторичных кварцитов отмечаются в средних частях площадей развития эффузивов.

4. Прямая связь с интрузиями выражается лишь на небольших штоках главным образом порфировидных и мелкозернистых гранитоидов.

По преобладанию того или иного глиноземистого минерала среди вторичных кварцитов Н. И. Наковник различает определенные разновидности, которые он подразделяет на следующие фации.

1. Корундовая-андалузитовая. Постоянные минералы — корунд, андалузит, кварц, рутил, пирит, гематит; примеси — диаспор, топаз, мусковит.

2. Диаспоровая. Постоянные минералы — диаспор, кварц, рутил, пирит, гематит; примеси — пирофиллит, алунит, диккит, цуннит.

3. Алунитовая. Постоянные минералы — алунит, кварц, рутил, пирит, гематит; примеси — диаспор, диккит, цуннит.

4. Каолинитовая. Постоянные минералы — диккит, кварц, рутил, пирит, гематит; примеси — диаспор, алунит, серицит.

5. Пирофиллитовая. Постоянные минералы — пирофиллит, кварц, рутил, пирит, гематит; примеси — диаспор, диккит, серицит.

6. Серицитовая. Постоянные минералы — серицит, кварц, рутил, пирит, гематит; типичных ассоциаций примесей нет. Наиболее часты сульфиды тяжелых минералов; не характерны алунит, топаз, цуннит, дьюмортерит, ильменит.

Перечисленные минералы наиболее часто проявляются в породе как псевдоморфозы по первичным; при этом замещение последних происходит

избирательно. Так, полевой шпат замещается кварцем, а также глиноземистыми или кремнисто-глиноземистыми минералами; темноцветные компоненты замещаются кварцем, рутилом, пиритом (или гематитом) в сочетании с серицитом, диаспором, пирофиллитом, андалузитом; магнетит замещается пиритом. Первичный кварц почти не претерпевает изменений.

Во вторичных кварцитах нередко сохраняется реликтовая текстура и структура исходных пород: лав, лавобрекчий, туфов, туфобрекчий, порфировидных гранитоидов. Для них характерно проявление на одном и том же месторождении совместно двух, трех, а иногда и всех отмеченных выше разностей или фаций, которые располагаются в определенной последовательности по отношению к главной зоне циркуляции растворов.

Для кислых пород эта последовательность выражается следующим рядом разностей: корундовая — андалузитовая — диаспоровая — пирофиллитовая — серицитовая. Для кислых и средних пород также отмечается чередование разностей: алунитовая — каолинитовая — пирофиллитовая — серицитовая.

Таким образом, в полном идеальном разрезе типы вторичных кварцитов располагаются в том же порядке, как они были охарактеризованы выше, а именно: корундовый — андалузитовый — диаспоровый — алунитовый — каолинитовый — пирофиллитовый — серицитовый. Далее, непосредственно с неизменными боковыми породами часто граничит зона пропилитовых изменений. Эта зона характеризуется появлением в первичной породе хлорита, серицита, рутила, альбита и эпидота, развивающихся по биотиту и плагиоклазу.

Рассматривая последовательность метасоматических зон при образовании вторичных кварцитов, Д. С. Коржинский (1953) указал на наличие вертикальной зональности в расположении зон различного минералогического состава. Согласно предложенной им схеме, над почти мономинеральными кварцитами, имеющими подчиненное распространение, располагается зона, обогащенная глиноземистыми минералами. В этой зоне корунд и андалузит связываются с более высокотемпературной разностью кварцитов, а диаспор и каолинит — с более низкотемпературной. Выше зоны, обогащенной глиноземистыми минералами, находится зона кварц-серицитовых кварцитов. Последняя сменяется зонами кварц-серицитовых пород, последовательно обогащающихся ортоклазом, альбитом и хлоритом.

Наблюдения показывают, что на каждом данном участке состав зон кварцита определяется не только их расположением относительно главных путей циркуляции гидротермальных растворов, но и воздействием на уже образовавшиеся минералы более поздних растворов.

С андалузит-корундовыми разностями кварцитов, как правило, связаны месторождения трехоксида алюминия. Месторождения других металлов чаще сопровождают алунит-каолинит-серицитовые кварциты. Исключения из этого правила немногочисленны, но все же имеются.

Одним из примеров такого исключения может служить Коунрадское медно-порфировое месторождение. На этом месторождении, по Н. И. Наквнику, в направлении от интрузивных гранодиорит-порфиров к эффузивным порфирам наблюдаются следующие разности измененных пород: пропилитовая — серицитовая, корунд-андалузитовая, серицитовая и пирофиллитовая. Медное оруденение на этом месторождении связано в основном с первой серицитовой разностью, развивающейся по гранодиорит-порфирам.

В других медно-порфировых месторождениях, располагающихся в породах с повышенной щелочностью, вместо высокоглиноземистых появляются полевошпатовые и другие разности, которые нередко пространственно наложены одна на другую, что сильно осложняет их картирова-

ние и изучение. В этом отношении особый интерес представляет медно-порфировое месторождение Ахо в Аризоне, детально изученное Гиллюли (1942).

Оруденение на этом месторождении приурочено к кварцевым монцонитам, меняющим свой состав до кварцевых диоритов. Медная минерализация концентрируется на участке сильно измененных пород, которые, по данным Гиллюли, располагаются в апикальной части главного купола монцонитов. Начало изменения породы в пределах рудоносного контура относится еще к магматической стадии, оно выражается коррозией фено-кристаллов основной массы. В пределах этого же контура широко развиты пузырьки газов, особенно заметные в кварце (диаметр пузырьков 0,1—0,3 мм), а также пойкилитовые вроски кварца и ортоклаза во всех остальных минералах породы — сфене, роговой обманке, биотите и плагиоклазе.

После полного остывания интрузива изменение пород в пределах минерализованного контура протекало в несколько стадий. С первой из них связана пегматитизация пород, выраженная замещением монцонита калиевым полевым шпатом и кварцем, ассоциирующимся с небольшими количествами биотита и хлорита. Пегматитизация проявилась главным образом вдоль двух зон северо-западного простирания и распространялась на большую часть минерализованной площади (рис. 131). Процесс пегматитизации сменился образованием секущих жилков магнетита. Позже произошло окварцевание и отложение железистого хлорита. Сульфиды (пирит, халькопирит и борнит) отложились после главного этапа окварцевания; их выделение сопровождалось серицитизацией и альбитизацией плагиоклазов вмещающих пород.

В качестве самостоятельного этапа изменения пород проявилась карбонатизация, а также отложение ангидрита. Последний выделялся в один из поздних этапов, он замещал хлорит, серицит, кварц и халькопирит. В пределах минерализованной площади, особенно в ее восточной части, встречается также алунит в виде прожилков и штокверков, но отношение его к медному оруденению не выяснено. Процесс минерализации закончился выделением спекуларита, который распространился вдоль отдельных нарушений, независимо от других этапов минералообразования (см. рис. 131). Внешняя зона карьера обогащена пиритом.

Гиллюли составил ряд карт путем разбивки всей площади на квадраты со сторонами в 60 м, причем в каждом квадрате отбирал по 50 образцов (см. рис. 131). Во избежание ошибки, два ассистента Гиллюли произвели параллельные анализы этих образцов. Петрохимические исследования гидротермально измененных пород показали, что по сравнению с неизменными они обогащены медью, железом, молибденом, сурьмой, серой, мышьяком, уголекислотой, водой и бором, а также окисью калия и кремнеземом. Измененная порода обеднена лишь кальцием. Что же касается окиси натрия, то содержание ее в измененной породе по сравнению с неизменной примерно одинаковое. Как видно на картах (см. рис. 131), пегматит тяготеет главным образом к центральной части минерализованной площади, в пределах которой концентрируется главная масса медных минералов.

Месторождение Ахо представляет собой хороший пример сложной многостадийной минерализации, изучить которую можно только путем тщательного и систематического отбора образцов по определенной сетке. Однако детали развития сложного гидротермального процесса изменения пород и его последовательности остались неизученными.

При картировании площадей распространения кварцитов, помимо их оконтуривания, совершенно необходимо выделять разности околорудных изменений вмещающих пород, выявлять характерную для них рудоносность, а также устанавливать исходные породы, из которых они образовались. Не менее важно выяснить структурные закономерности размещения

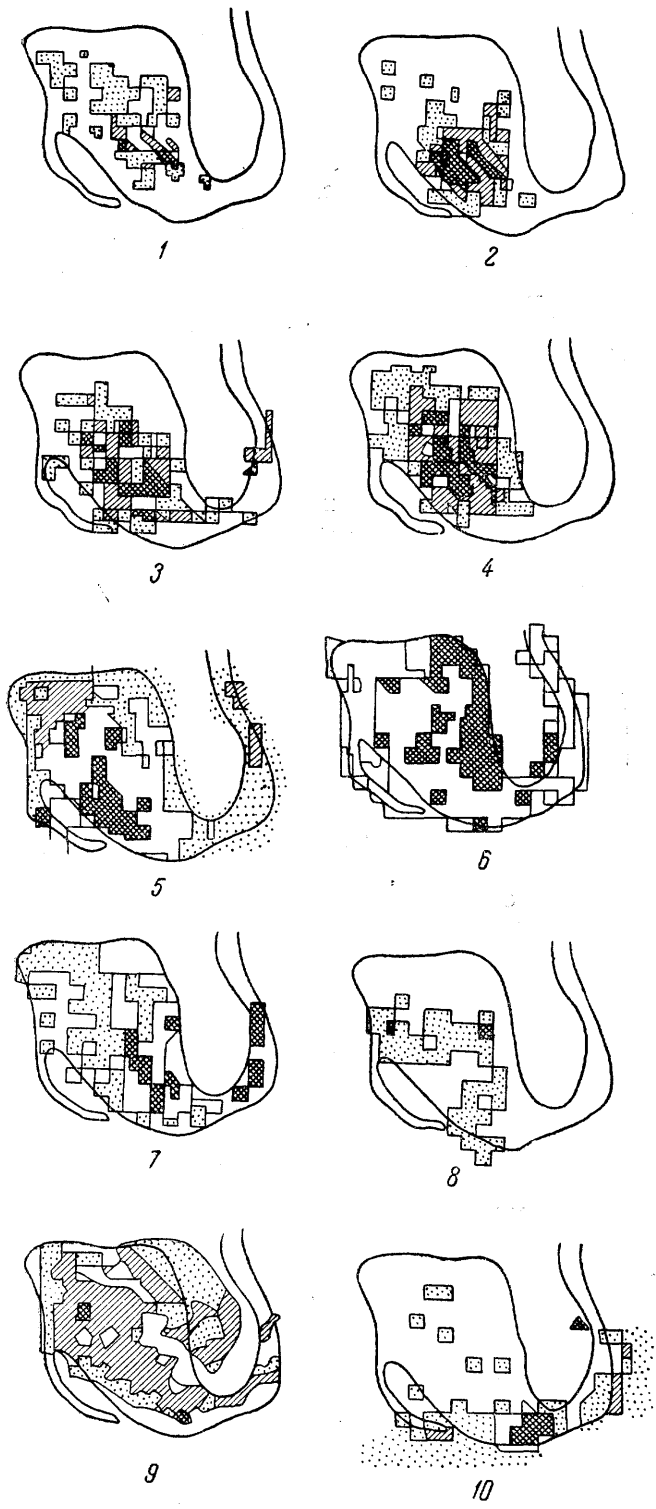


Рис. 131. Распределение рудных и жильных минералов в эксплуатационном карьере месторождения Ахо в Аризоне (по Гиллюли, 1942)
 1 — листоватый хлорит; 2 — пегматит; 3 — жильный магнетит; 4 — гидротермальный калиевый полевой шпат; 5 — гидротермальный кварц; 6 — серицит; 7 — пирит; 8 — молибденит; 9 — медная минерализация; 10 — гематит

рудоносных типов кварцитов в пределах рудного поля. Для решения этой задачи при картировании необходимо тщательно проследить и нанести на карту трещины и зоны дробления, выполненные минералами, несвойственными вмещающему их типу кварцитов. Таким путем могут быть выявлены каналы наиболее интенсивного движения гидротермальных растворов, установлены закономерности их ориентировки и размещения в пространстве, соответственно могут быть поняты особенности морфологии и размещения участков, сложенных различными типами кварцитов.

Решение перечисленных задач при картировании совершенно необходимо для выявления общей структуры рудного поля, а следовательно, для более правильной оценки его перспектив и выбора наиболее рационального направления поисково-разведочных и разведочных работ. Большую помощь при изучении и картировании площадей распространения кварцитов могут оказать геохимические методы исследований с широким применением металлометрических съемок с массовым отбором проб для спектрального анализа.

Изложенный выше материал показывает, что крупномасштабное картирование площадей распространения кварцитов, поставленное с целью изучения геологической структуры участка, должно сопровождаться детальными петрографо-минералогическими и химическими исследованиями.

Вторичные доломиты и джаспероиды

Многостадийное проявление процессов гидротермального изменения вмещающих пород характерно не только для медно-порфировых месторождений, но также и для многих полиметаллических месторождений, залегающих в известняках и других породах. Как уже отмечалось выше, при изучении и картировании зон гидротермального изменения вмещающих пород необходимо иметь в виду, что в одну и ту же стадию минерализации породы различного состава могут давать различные продукты изменения. Соответственно состав гидротермально измененных пород вышележащих горизонтов может резко отличаться от измененных пород, включающих эндогенное рудное месторождение, но залегающих на некоторой глубине от современной поверхности и скрытых от непосредственного наблюдения. В этом отношении особый интерес представляют известные исследования Т. С. Ловеринга, произведенные в восточной части Тинтиковского горного округа (1949).

Исследованный район сложен нижнекембрийскими кварцитами и верхнекембрийскими доломитами, несогласно перекрытыми среднепалеозойскими карбонатными толщами. Все эти породы смяты в складки, разбиты нарушениями и несогласно перекрыты нижнеолигоценовыми кварцевыми порфиритами и латитами. Вулканическая серия и палеозойская формация пород пересечены интрузивами монзонита, латитового порфирита и дайками с обломками кварцитов. Оруденение района представлено метасоматическими полиметаллическими залежами в известняках и частью кварцево-пиритово-золото-медными жилами в кварцитах.

Все породы подвергались сложным изменениям. Среди них автор различает ранние и наложенные более поздние гидротермальные изменения. Ранние изменения происходили в период эффузивной деятельности в близповерхностных условиях; они наблюдаются только в эффузивных образованиях. Более поздние изменения протекали в пять последовательных стадий: 1) ранней безрудной, 2) средней безрудной, 3) поздней безрудной, 4) ранней продуктивной и 5) основной продуктивной.

В раннюю безрудную стадию (рис. 132), еще до внедрения интрузивов, известняки подверглись доломитизации вдоль ранее заложившихся тектонических нарушений, а залегающие на них породы вулканической серии в нижней своей части вдоль тех же нарушений были хлоритизиро-

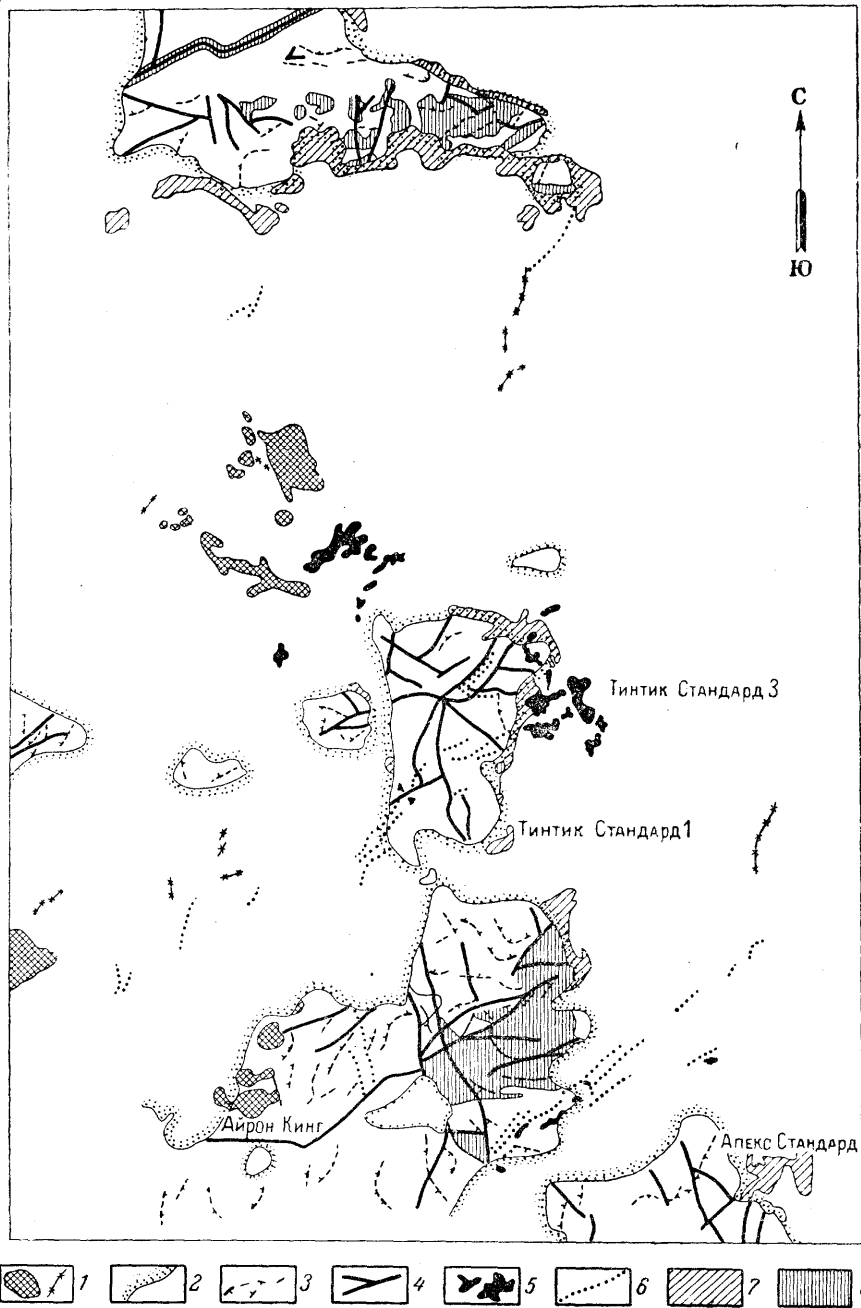


Рис. 132. Карта изменений вмещающих пород ранней безрудной стадии в восточной части Тинтицкого горного округа, Юта (по Т. Ловрингу, 1949)

1 — интрузивный монзонит порфир; 2 — контакты палеозойских и мезозойских пород; 3 — маркирующие горизонты в палеозойских породах; 4 — крутопадающие тектонические нарушения; 5 — рудные тела замещения в палеозойских известняках и доломитах; 6 — минерализованные трещины в кварцитах; 7 — хлоритизация в риолитах Пакард; 8 — гидротермальная доломитизация

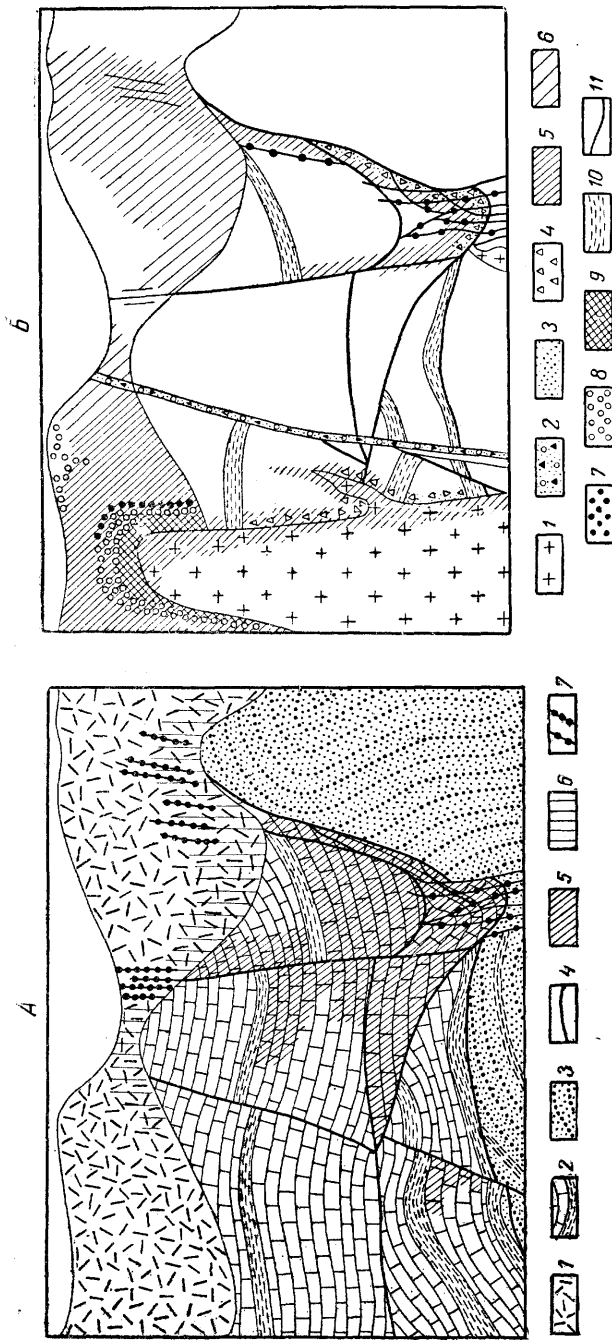
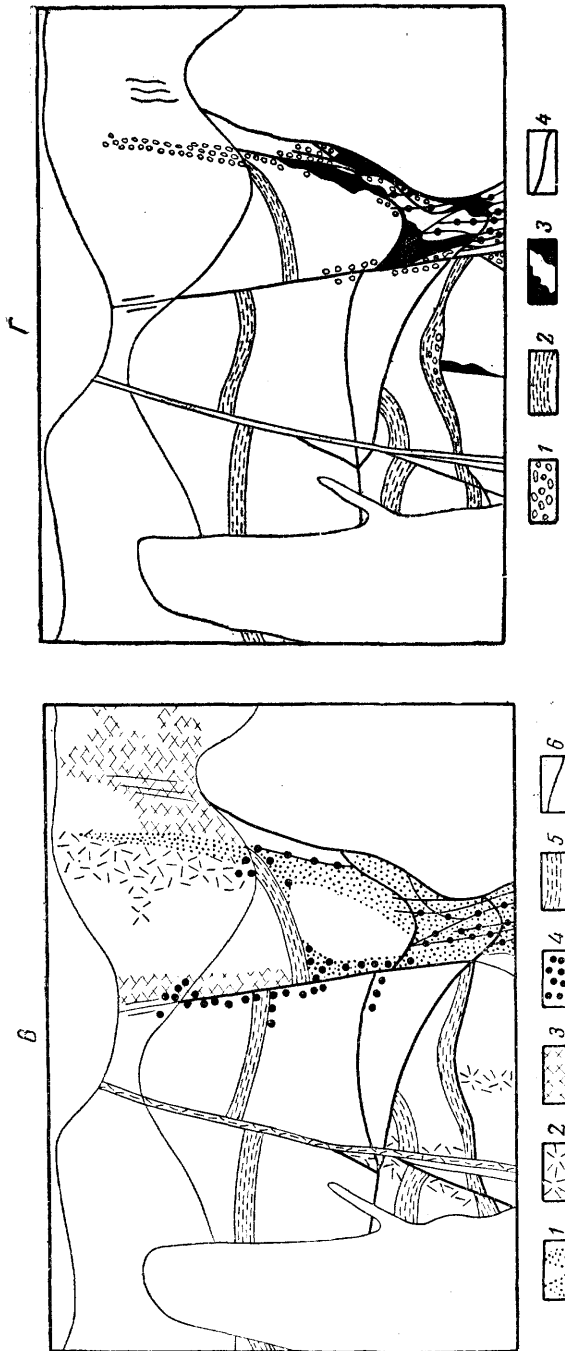


Рис. 133. Схемы распространения (в разрезе) различных стадий минерализации в восточной части Тинтиковского горного округа (по Т. Ловрингу, 1949)

А — ранняя безрудная стадия: 1 — риолиты Пакард; 2 — известняки и сланцы; 3 — кварциты; 4 — сбросы; 5 — гидротермальная доломитизация; 6 — хлоритизация риолитов; 7 — кварцево-хлоритовые жилы. В — средняя безрудная стадия: 1 — моноклит; 2 — галенитовые жилы; 3 — песчаный доломит; 4 — минерализованная брекчия; 5 — аргиллизированные породы; 6 — аргиллизированные эффузивы; 7 — кварц-алунитовая зона; 8 — кварц-серпичитовая зона; 9 — серпичит-бейделитовая зона; 10 — сланцы; 11 — сбросы

ваны (рис. 133, А). В период этой ранней стадии минерализации растворы проникали на значительно большее расстояние по сравнению с растворами, циркулировавшими в более поздние стадии. Важно отметить, что в девяти случаях из десяти гидротермальные изменения пород всех последующих стадий накладывались на зоны доломитизации первой стадии. В результате этого детальное картирование зон доломитизации позволило собрать максимальное количество данных для суждения о возможных местах концентрации слепых полиметаллических рудных залежей.



В — поздняя безрудная стадия: 1 — ороговикование — (джаспероид — (джаспероид с кварцем и аллофаном); 2 — пиритовое изменение; 3 — карбонатное изменение; 4 — замещение карбонатами марганца; 5 — сланцы; 6 — соросы; Г — породу активная стадия: 1 — щелочное изменение; 2 — сульфидное оруденение; 3 — сланцы; 4 — разломы.

Средняя безрудная стадия изменений протекала после внедрения интрузивных массивов; она характеризовалась образованием глинистых минералов, преимущественно в вулканических породах, но в известной степени также в карбонатных и интрузивных, особенно в экзоконтактных зонах последних (рис. 133, Б).

Поздняя безрудная стадия изменений (рис. 133, В и 134) характеризовалась образованием мелкозернистого метасоматического кварца (джаспероида), частично барита и пирита в известняках, а также аллофана,

кварца, барита, пирита, кальцита и небольшого количества делессита в перекрывающих вулканических породах. Эти изменения приурочены к тем же тектоническим нарушениям (см. рис. 133, Б) и имеют еще более тесную связь с оруденением, но не находятся в прямой связи с интрузивами. Они выражены окремнением пород, развивавшимся преимущественно вблизи рудных тел. Эта стадия интенсивно проявилась в доломитах и слабо развита в вышележащих лавах. Тем не менее пирит и кальцит, связанные с этой стадией минерализации, распространяются по трещинам и в вулканических образованиях на многие десятки метров выше рудных тел. Вследствие этого зоны пиритизации и карбонатизации являются важными индикаторами для отыскания слепых рудных тел.

Ранняя продуктивная стадия изменений слабо заметна, хотя она всюду проявляется вблизи рудных тел. Она наблюдается в кремнистых образованиях, перекрывающих рудные тела чешуйками мусковита, которые распространяются вдоль основных каналов циркуляции растворов на значительном расстоянии от рудных тел.

Согласно данным Ловеринга, присутствие в надрудных эффузивных толщах гидротермально измененных пород с серицитом, гидрослюдой, аллофаном и кварцем, а также появление пиритизированных и карбонатизированных зон совместно с проявлениями минералов поздней безрудной стадии являются крайне благоприятными показателями для поисков слепых рудных тел. Продуктивная стадия здесь (рис. 133, Г) характеризуется обильным выделением сульфидов, сульфоантимонидов и сульфоарсенидов с некоторым количеством теллуридов золота и небольшим количеством жильных минералов.

Резюмируя приведенные данные, можно отметить, что гидротермальные изменения в восточной части Тинтикского округа характеризуются следующими тремя особенностями:

1. Четким проявлением многостадийного развития гидротермального изменения вмещающих пород.
2. Резко различным составом метасоматических образований, возникших в одну стадию из одних и тех же растворов, но в различных по составу породах.
3. Возможностью практического использования определенных видов гидротермального изменения в надрудной толще для поисков слепых рудных тел.

Подобные примеры известны лишь для некоторых высокотемпературных и особенно среднетемпературных месторождений. Но большая группа среднетемпературных и так называемые «телетермальные» месторождения залегают в карбонатных породах, и для них многостадийность гидротермальных изменений не характерна. Одной из важнейших особенностей таких месторождений является широкое развитие гидротермальной доломитизации вмещающих пород.

В первой четверти XX века этому явлению придавалось слишком большое значение, как это правильно подчеркнул И. И. Князев (1954). В ряде рудных районов некоторые исследователи относили даже первичные осадочные доломиты к группе гидротермальных образований. Чтобы избежать такого рода ошибок при крупномасштабном геологическом картировании карбонатных толщ, необходимо производить обоснованное выделение среди доломитовых образований первичных осадочных доломитов и эпигенетических доломитов, связанных с процессами гидротермального изменения вмещающих пород.

В случае развития вторичной доломитизации вдоль тектонических нарушений, как это имеет место, например, в Тинтикском рудном поле, задача решается относительно просто. При картировании же месторождений, характеризующихся складчатыми структурами, в которых гидротермальная доломитизация развивается по отдельным пластам, несущим,

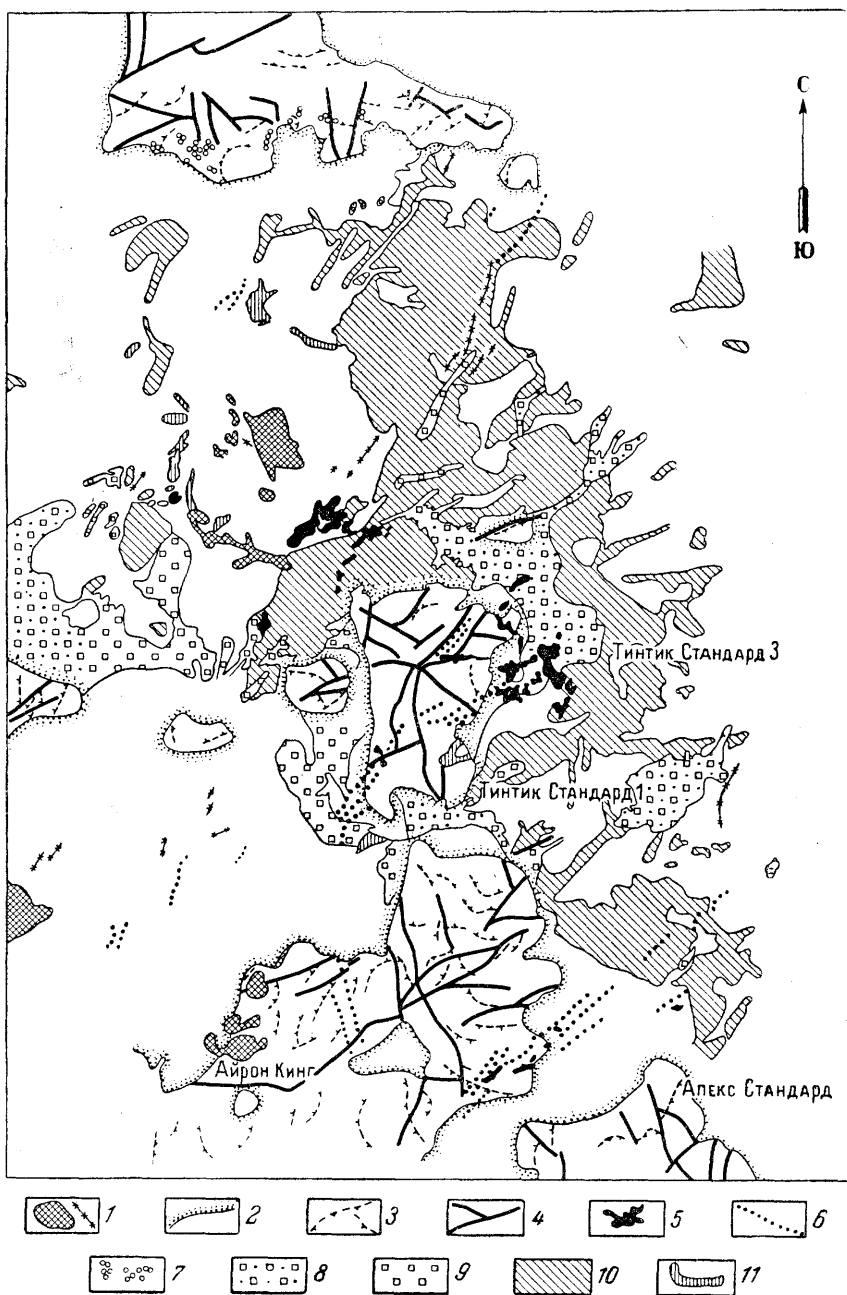


Рис. 134. Карта изменений вмещающих пород в восточной части Тинтицкого округа (Юта) в позднюю безрудную и продуктивную стадии минерализации (по Т. Ловерингу, 1940)

1 — интрузивный монзонит-порфир; 2 — контакты палеозойских и мезозойских пород; 3 — маркирующие горизонты в палеозойских породах; 4 — крутопадающие тектонические нарушения; 5 — рудные тела замещения в палеозойских известняках и доломитах; 6 — минерализованные трещины в кварцитах; 7 — окислы марганца; 8 — поздняя безрудная стадия пиритизации; 9 — поздняя или средняя безрудная стадия пиритизации; 10 — карбонатные изменения; 11 — ороговкование (джаспероиды) и аллофан-кварцевое изменение

например, полиметаллическое оруденение, задача резко осложняется, и в каждом отдельном случае для ее решения должны быть выполнены специальные микроскопические исследования.

Однако в некоторых случаях вопрос может быть решен однозначно в процессе полевой работы, путем наблюдения за цветом и кристаллическим состоянием доломитов. В частности, сингенетические доломиты часто битуминозны и имеют желтую окраску. Метасоматические доломиты в этих же рудных полях обычно представлены белыми крупнокристаллическими образованиями. Примеры таких соотношений приводит И. И. Князев (1954) для свинцово-цинковых месторождений района Южных Аппалач (США), района озера Невольничье (Канада) и ряда других районов. В СССР подобные соотношения наблюдаются на полиметаллическом месторождении бассейна р. Илыч на Северном Урале и на некоторых месторождениях Нерчинско-Заводской группы в Восточном Забайкалье. В последнем случае белые крупнозернистые доломиты появляются вдоль тектонических нарушений, контролирующих оруденение.

Важным признаком, позволяющим отличать первичные доломиты от гидротермально метасоматических, является также их состав. Согласно мнению Л. В. Пустовалова (1940), имевшего в своем распоряжении большое количество химических анализов карбонатных осадочных пород, первичный их состав в основном соответствует либо чистым известнякам, либо нормальным доломитам, в значительно меньшем количестве наблюдаются разности, переходные между ними. Вместе с тем, в пластовых доломитах, относящихся к гидротермальным образованиям, нередко отмечается содержание элементарных количеств железа, частично также марганца; иногда они по составу приближаются к анкеритам и мангананкеритам. Подобная закономерность наблюдается, в частности, на месторождениях Герхана в Южно-Чаткальских горах, Брзыхша в Абхазия и в ряде других районов. Следует указать, что карбонатные породы иногда подвергаются и другим одностадийным изменениям, в частности окварцеванию, не сопровождаемому доломитизацией.

В случаях, когда стадия гидротермальной доломитизации выпадает, и наблюдается только окварцевание, мелкозернистый кварц замещает не промежуточный продукт — доломит, а первичный — известняк. Возникающая при этом роговиковидная порода легко подвергается дроблению и последующей рудной минерализации.

Окварцованные карбонатные породы не имеют твердо установленно-го названия и именуются микрокварцитами, джаспероидами, кремнистыми и окварцованными породами, роговиками, флинтами и т. д. Однако все они обычно состоят из мелкозернистого метасоматического кварца и для них следовало бы сохранить единое название.

Следует отметить, что в низкотемпературных свинцово-цинковых месторождениях, залегающих в известняках, окварцевание распространяется не широко и отмечается лишь для отдельных месторождений США. Вместе с тем явления гидротермального окварцевания крайне характерны для районов сурьмяно-ртутного оруденения, сложенных известняками и сланцами. В этих месторождениях окварцевание обычно захватывает зону тектонических брекчий, залегающих на контакте между сланцами и известняками, и широко проникает в последние. Оруденение же развивается преимущественно в окварцованных породах. Окварцевание карбонатных пород весьма характерно для среднетемпературных свинцово-цинковых месторождений, типичным примером которых являются месторождения Тинтиковского горного округа.

Во всех месторождениях отмеченных типов при их геологическом картировании обычно не возникает трудностей в решении вопроса о первичном составе пород, подвергшихся окварцеванию (обычно известняков

или доломитов). Значительно труднее бывает решить вопрос о первичном составе пород, замещенных мелкозернистым метасоматическим кварцем.

Такое окварцевание часто наблюдается в слоистых эффузивно-туфосланцевых толщах с карбонатными прослоями, широко развитыми в Рудном Алтае и в других полиметаллических рудных районах. Здесь окварцованы определенные горизонты пород, в которых не сохранились какие-либо реликты. Однако другие породы и, в частности, туфы и эффузивы, развитые на тех же площадях, при воздействии тех же растворов бывают серицитизированы, окварцованы и пиритизированы, а иногда и хлоритизированы и частично доломитизированы. Следовательно, породы, подвергшиеся только окварцеванию, имели, по-видимому, существенно иной состав, нередко выясняется, что они представляли собой пласты карбонатных пород, перемежающихся с эффузивно-туфовыми образованиями. Подобный случай, взятый из практики изучения алтайских месторождений, уже рассматривался выше в разделе, посвященном картированию рудных полей, залегающих в интенсивно складчатых эффузивно-туфовых образованиях, и поэтому здесь мы на нем останавливаться не будем.

Следует подчеркнуть, что наибольшие трудности, которые приходится преодолевать исследователю, связаны обычно с установлением метасоматической зональности и стадийности в ходе гидротермального процесса. Трудной задачей является также сопоставление различных типов метасоматических образований, возникших при воздействии одних и тех же растворов, на породы различного первичного состава. Однако именно решение этих вопросов дает максимальный практический эффект и при крупномасштабном геологическом картировании их обязательно следует иметь в виду.

При геологическом картировании зон гидротермального изменения в ряде случаев приходится решать и некоторые специфические вопросы. В частности, как правило, при широко развитых процессах окисления сульфидов первичный состав пород в зонах гидротермального изменения на дневной поверхности не сохраняется. Здесь мы можем наблюдать лишь вторичные изменения пород, выраженные в их интенсивной гипергенной каолинизации и обогащении гидроокислами железа.

В ряде случаев ореол пиритизации оказывается шире ореола гипергенной каолинизации, обычно повторяющей контур хлоритизации, серицитизации и других видов первичного изменения пород. В результате этого на геологическую карту приходится наносить полосу каолинизированных пород, следующую вдоль рудных жил и обрамленную со стороны неизмененных вмещающих пород каймой лимонитизированных (за счет окисления сульфидов и железистых силикатов), малоизмененных вмещающих пород. При картировании подобных полос каолинизации и лимонитизации, следующих вдоль рудных жил, важно попытаться определить первоначальный состав пород, подвергшихся гипергенным изменениям, путем изучения реликтов вмещающих пород.

V. ИЗУЧЕНИЕ И КАРТИРОВАНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Выше мы подробно рассмотрели общие вопросы, касающиеся крупномасштабного картирования тектонических нарушений и рудных тел эндогенных месторождений. В дополнение целесообразно осветить некоторые особенности картирования тектонических нарушений и рудных тел на месторождениях различных типов.

Во избежание излишних повторений полагаем более целесообразным освещать особенности картирования рудных тел не по отдельным металлам, а по генетическим типам месторождений. Вместе с тем, чтобы подчеркнуть наиболее важные особенности, характерные для всех главных генетических типов месторождений, удобно подразделить их на две большие группы, различные по характеру вмещающих пород: 1) месторождения, залегающие в интрузивных массивах, и 2) месторождения, приуроченные к слоистым толщам и к контактам последних с интрузивными массивами. Изложение материала в соответствии с такой группировкой позволит свести повторения к минимуму, хотя полностью избежать их все же и в этом случае не удастся.

КАРТИРОВАНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ЗАЛЕГАЮЩИХ СРЕДИ МАССИВНЫХ ПОРОД

В интрузивных массивах залегает большое число разнообразных собственно магматических месторождений, связанных с ультраосновными, основными и щелочными интрузивами. В последних, кроме того, встречаются щелочные пегматиты. Большая часть гранитных пегматитов залегает среди гранитоидов, хотя нередко они размещаются и в породах кровли. В гранитоидах широко распространены также грейзеновые штокверки и кварцево-рудные жилы, сопровождаемые грейзенизацией вмещающих пород. В кислых, средних и частью основных интрузивных породах, включая и их дайковую фацию, залегают разнообразные гидротермальные месторождения.

1. Картирование рудных тел в магматических месторождениях

Целесообразно рассмотреть особенности геологического картирования тектонических нарушений и рудных тел отдельно для раннемагматических и позднемагматических месторождений, включая во вторую группу и ликвидационные. В первой группе тектонические нарушения, как правило, пересекают как интрузивные массивы, так и приуроченные к ним месторождения, в которых рудные тела залегают соответственно общей первичной ориентировке минералов. Следовательно, эти тектонические нарушения представляют собой послерудные образования, хотя иногда

они бывают минерализованы. Вдоль них породы нередко хлоритизированы, серпентинизированы, а иногда и окварцованы. При отсутствии окварцевания эти нарушения на дневной поверхности обычно образуют узкие впадины вследствие более легкого выветривания минералов и рассланцованных пород, развитых вдоль них. При наличии сульфидов эти измененные породы обычно проявляются на поверхности в виде заохренных зон. Изучение и картирование таких нарушений и сопряженных с ними боковых оперяющих трещин имеет важное значение не только для установления возможного направления и амплитуды перемещения сброшенных частей месторождений, но также и для решения вопроса об их генезисе. Месторождения могут быть отнесены к раннемагматическим образованиям лишь в том случае, если крупные и мелкие трещины, развитые на минерализованной площади, не несут признаков оруденения, характерного для рудных тел. Соответственно при исследовании раннемагматических месторождений необходимо изучать и картировать крупные наложенные тектонические нарушения, а также проводить наблюдения над мелкой трещиноватостью для выявления развитого вдоль нее оруденения.

Максимумы диаграмм трещиноватости следует сопоставлять с линейной и плоскостной ориентировкой минералов, а также с вытянутостью и общей морфологией интрузивных массивов, среди которых залегают рудные тела. В результате анализа собранных данных может оказаться, что тектонические нарушения проявились по трещинам отдельности, возникшим еще в процессе остывания вмещающих пород, или имеют залегание, независимое от этой отдельности, и, вероятно, относятся к более поздним этапам деформации.

Изучение минерализации, развитой вдоль мелких трещин, дает дополнительный материал для суждения о том, является ли оруденение раннемагматическим, возникшим до появления трещин, или оно сформировалось после их заложения.

Более сложные задачи приходится решать в процессе картирования тектонических нарушений в рудных полях месторождений позднемагматического генезиса. В них имеется оруденение, сформировавшееся в более ранние этапы и приуроченное к определенным горизонтам стратифицированных интрузивов, а также развиты жильные рудные тела. сложенные обычно более богатыми рудами, приуроченными к тектоническим разрывам. При детальном картировании подобных рудных полей необходимо нанести на план все основные тектонические разрывы, определив последовательность их формирования. Особенное внимание должно быть уделено детальному изучению минерализованных трещин и выявлению времени их образования в общем ходе развития тектонических деформаций.

Подобного рода исследования имеют большое значение при изучении массивов основных и ультраосновных пород, несущих титаномагнетитовое оруденение. Для этих массивов характерны скопления рудных минералов, представляющих собой раннемагматические, либо гистеромагматические образования, ориентированные в соответствии с элементами прототектоники. Однако широко развиты также типичные эпигенетические образования богатых руд в виде жильных тел, выполняющих трещины. Хорошим примером может служить Кусинское титаномагнетитовое месторождение на Урале, в котором жильные тела вытягиваются вдоль надвигов, ориентированных параллельно главному надвигу, вмещающему рудоносный массив габбро.

Картирование подобных рудных тел не вызывает особых трудностей, так как они вытягиваются в одном направлении и легко прослеживаются по простирацию. Несколькими иными задачами возникают при картировании титаномагнетитовых месторождений сложного генезиса, у которых часть рудных тел, сформированных на более раннем этапе, не связана с тре-

щинами и ориентируется вдоль первичной полосчатости, а рудные тела более поздних этапов приурочены к трещинам.

Примером подобного месторождения может служить Улюнгуевское титаномагнетитовое месторождение в Восточном Забайкалье. Здесь рудные тела, сложенные вкрапленными рудами и сформированные на более раннем этапе, вытянуты в северо-западном направлении параллельно первичной полосчатости. Они характеризуются повышенным содержанием относительно крупнокристаллического легко обогащаемого ильменита. Рудные тела, сложенные сплошными рудами, имеют меньший масштаб и приурочены к трещинам северо-восточного простирания, параллельным длинной оси интрузива. Эти рудные тела являются типичными эпигенетическими образованиями. Они пересекают полосчатое габбро и развитое в нем вкрапленное оруденение. Для сплошных руд характерно значительно более низкое содержание свободного ильменита; в основном последний представлен тончайшими включениями, находящимися в тесном срастании с магнетитом и возникшими, вероятно, в результате распада твердого раствора. В соответствии со сказанным при картировании титаномагнетитовых месторождений сложного генезиса необходимо выявлять рудные тела, сформированные в различные этапы. Такое изучение проводил, например, Б. А. Юдин.

Расшифровка развития структуры и процесса минерализации приобретает еще большее значение при изучении и картировании сульфидных медно-никелевых магматических месторождений. При изучении месторождений Монче-Тундры оказалось, что в истории развития их структуры выделяется не менее пяти этапов деформации. С более ранним из них связано возникновение первичных трещин, ориентированных поперек и вдоль вытянутости интрузивного массива, а также трещин, параллельных нижнему контакту интрузива. Со вторым этапом деформации связано появление крутопадающих сколовых нарушений, развитых преимущественно в осевой части интрузивного массива и вытянутых параллельно его длинной оси. Именно вдоль этих сколовых нарушений, лишь на отдельных интервалах совпадающих с первичными трещинами, и расположены рудные жилы с сульфидным медно-никелевым оруденением.

Несомненно, что отмеченные сколовые нарушения возникли еще до внедрения жильных пород; они нередко выполнены дайками кварцевых порфиров и диабазов. Наблюдения в подземных выработках показывают (рис. 135, А), что упомянутые дайки по мере приближения к этим нарушениям меняют свое простирание и на значительном протяжении следуют вдоль них.

К третьему этапу деформации относятся сбросы, падающие под углом $40-45^\circ$. Часть этих нарушений вытянута параллельно длинной оси интрузива, и лишь некоторые ориентированы косо к ней. Они сопровождаются зоной тектонической глинки мощностью до 0,5 м и более. Эти сбросы образовались после сколовых нарушений, но также до даек интрузивных пород, что доказывается наличием пересечений и смещений сбросами сколовых трещин, а также приуроченностью на отдельных интервалах даек к сбросам.

С четвертым этапом деформации связано формирование крутопадающих трещин отрыва, имеющих простирание косое или поперечное относительно длинной оси интрузива. Эти трещины заполнены дайками порфиров и частично диабазовых порфиритов. Пятый этап деформации выразился в раскрытии ранее заложенных сколовых нарушений, с одновременным заполнением их рудообразующими растворами и выпадением сульфидов. Раскрытие было вызвано сдвиговыми перемещениями вдоль сколовых нарушений, рассекающих и смещающих дайки диабазов на 1—2 м.

В некоторых случаях при документации забоев наблюдались такие соотношения, когда рудные жилы пересекали дайки диабазов, но не сме-

щали их. В то же время апофизы этих жил были как бы пересечены дайками (рис. 135, Б). Детальные исследования показали, что последние из этих пересечений являются ложными. Как главная сколовая трещина, так и примыкающие к ней более мелкие были заложены задолго до внедрения даек и пересекаются ими. В процессе минерализации главное сколовое нарушение и оруденение, идущее по нему, распространились в тело дайки, в связи с чем она оказалась пересечена сульфидной рудой. Отходящая от нарушения боковая трещина, по которой позднее распространилась рудная апофиза, не проникла внутрь вязкой дайки, в результате чего и создано ложное пересечение.

Оруденение развилось не только вдоль основных сколовых нарушений, но также и вдоль поперечных крутопадающих нарушений и пологих трещин, расположенных между ними. В результате этого главные рудные жилы, приуроченные к основным нарушениям, сопровождаются сложными боковыми пристройками.

Рассмотренные структурные особенности, описанные П. В. Лялиным (1956), были выявлены как в процессе крупномасштабного картирования, так и при документации подземных горных выработок.

Особый интерес представляют наблюдения над соотношениями рудных жил со сбросовыми нарушениями. До 1943 г. у многих геологов складывалось впечатление, что такие сбросы обычно являются послерудными. В. М. Крейтер, указывая на отложение руд около сбросов, высказал мнение, что нередко они могут быть и дорудными. В дальнейшем это мнение подтвердилось массовыми наблюдениями. С приближением к зонам тектонической глинки мощности рудных тел иногда сильно увеличиваются, в других случаях жилы резко пережимаются либо следуют вдоль тектонических зон. Очень редко оруденение проявляется внутри зон тектонической глинки (рис. 136). Нужно думать, что последний факт обуславливается наличием пустоты в тектонической глинке. Это предположение подтверждается и наблюдавшимся в подобных случаях сильным увеличением размеров кристаллов пентландита в участках рудных тел, залегающих среди глинки.

Последовательность развития структуры, установленная на месторождениях Монче-Тундры, в общем типична и для других жильных медно-никелевых месторождений, залегающих в стратифицированных интрузивных массивах, обнажающихся в пределах щитов. Несколько другие задачи встают перед исследователями, картирующими тектонические нарушения в рудных полях с сульфидным медно-никелевым оруденением, развитым в интрузивных массивах на платформах. Так, в Норильском месторождении основное промышленное оруденение представлено густой вкрапленностью сульфидов, концентрирующихся в донной части стратифицированного массива габбро-диабазов. Оно получило название контактово-метасоматической вкрапленности. Сульфидные тела богатых руд залегают в форме горизонтальных, либо пологих жил, тяготеющих к нижним горизонтам стратифицированных пород рудоносного интрузива и соединяющихся вертикальными прожилками. Эти жилы приурочены к тем

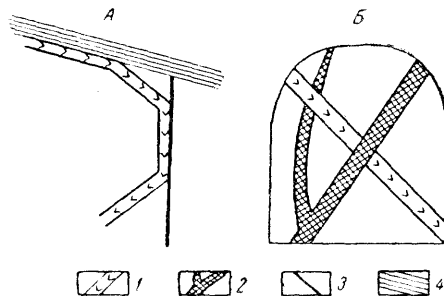


Рис. 135. Возрастные соотношения даек диабазов, разрывных тектонических нарушений и рудных жил на медно-никелевом месторождении Монче-Тундра (по П. В. Лялину, 1956).

А — дайка диабазов распространяется вдоль скола и сброса, схематический план. Б — возрастные соотношения сульфидной медно-никелевой жилы, ее апофизы и дайки диабазов, зарисовка забоя штрека. 1 — дайка диабазов; 2 — сульфидная медно-никелевая жила; 3 — рудоносная сколовая трещина; 4 — сбросовое нарушение с тектонической глиной

донным участкам массивов, где интрузивные породы как бы «выпахивают» нижележащие толщи. В результате в этом типе месторождений крупномасштабное картирование на поверхности не может привести к непосредственному выявлению рудных жил.

Для направления глубинных поисков пологозалегающих жил богатых сульфидно-никелевых руд весьма важно выявить участки интрузивных массивов, вдающиеся выступом в нижележащие толщи. Это можно сделать с помощью буровых скважин. Весьма полезно также изучение пространственной ориентировки трещин, развитых в массиве. После установления положения рудных тел и подсечения их горными выработками важно сравнить трещины, развитые на рудоносных участках, с трещинами во всем массиве. На более глубоких горизонтах отдельные из выявленных систем крутопадающих трещин могут явиться соединительными звеньями между пологопадающими рудными телами.

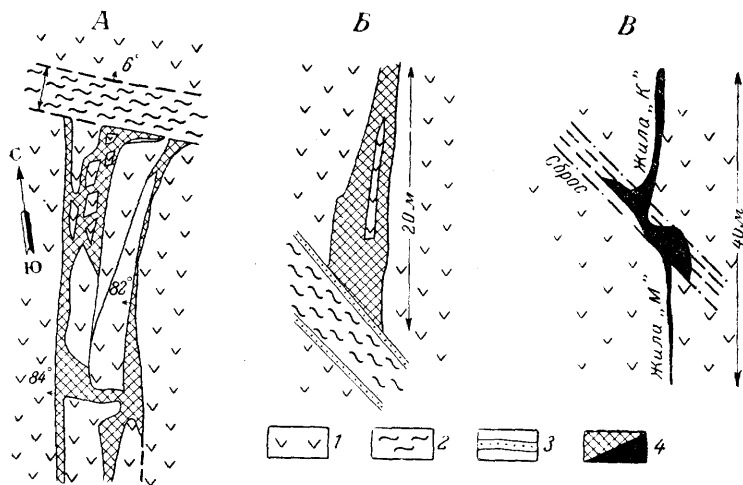


Рис. 136. Соотношение сульфидного медно-никелевого оруденения с зоной сброса на медно-никелевом месторождении Монче-Тундра (по П. В. Лялину, 1956)

А — рудная жила, примыкающая к сбросу под прямым углом в плане; Б — увеличение мощности жилы висячем боку сброса в разрезе; В — проникновение оруденения в зону сброса

1 — вмещающие пироксениты; 2 — зона сброса; 3 — тектоническая глина; 4 — сульфидное медно-никелевое оруденение

2. Картирование рудных тел в пегматитовых рудных полях и месторождениях

При картировании пегматитовых рудных полей и месторождений, залегающих в интрузивных массивах, особое внимание должно быть уделено детальному изучению морфологии рудных тел. Следует учитывать, что не все пегматитовые тела приурочены к трещинам. Ранние шлировые пегматиты внедряются, по-видимому, в полупластическую массу остывающего интрузива и распространяются параллельно первичной полосчатости. Пегматитовые залежи, приуроченные к трещинам, часто приобретают сложно-ступенчатое строение, определяющееся сочетанием трещин различных направлений.

Во многих рудных полях локализация пегматитов контролируется зонами расланцевания. Все же наиболее крупные пегматитовые тела приурочены обычно к трещинам, преимущественно ориентированным параллельно длинной оси интрузива. Так же как и дайки гранитоидов, диабазов и лампрофиров, пегматитовые жилы нередко тупо выклиниваются в

местах, где трещины, к которым они приурочены, пересечены поперечными тектоническими разрывами. В таких участках часто особенно сильно проявляются метасоматические процессы и сопровождающее их редкометальное оруденение.

Наряду с телами, параллельными длинной оси интрузивов, нередко встречаются также пегматитовые тела, расположенные под углом или перпендикулярно к направлению этих осей, а также вытянутые вдоль пологопадающих нарушений, совпадающих с первичными трещинами, параллельными кровле интрузивов. В некоторых рудных полях отмечено многоэтапное внедрение пегматитов, фиксирующееся по пересечению более ранних пегматитов более поздними.

При детальной документации пегматитовых рудных тел следует иметь в виду и возможность их зонального строения. Опыт изучения пегматитов во многих рудных полях показывает, что в них иногда мо-

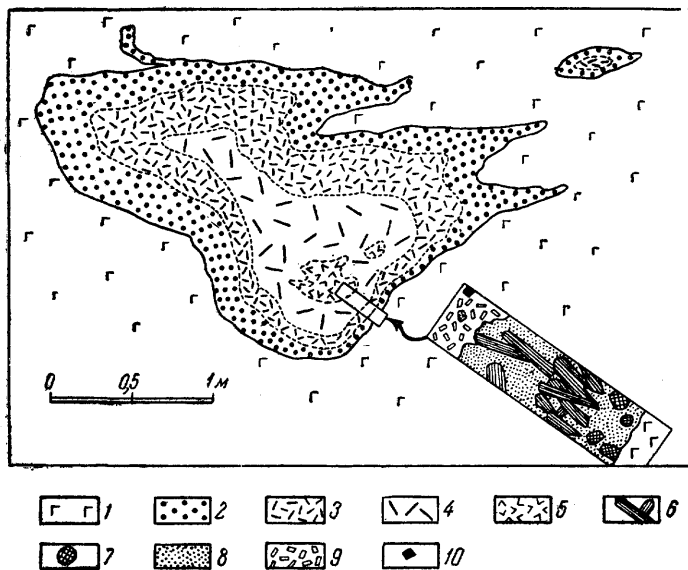


Рис. 137. Пример зональности габбро-пегматитов в районе Сан-Габриель (по Р. Г. Джеансу, 1956)

1 — грубозернистый норит; 2 — авгит-лабрадоровый пегматит; 3 — роговообманково-лабрадоровый пегматит; 4 — андезин-рогообманковый пегматит; 5 — пертит-кварц-альбит-эпидотовый пегматит; 6 — роговая обманка; 7 — авгит; 8 — плагиоклаз; 9 — пегматит с графической структурой; 10 — эпидот

жет быть выделено до пяти и более зон. Согласно А. А. Беусу (1951), в пегматитах Туркестанского хребта, залегающих в сланцах, наблюдаются следующие зоны: 1) зона пегматоидного гранита, 2) аплитовидная зона, 3) графическая зона, 4) средне- и грубозернистая кварцево-полевошпатовая зона, 5) зона блокового полевого шпата и блокового кварца и 6) кварцево-сподуменовая зона. Отмеченная зональность развивается как вкрест простирания, так и по падению пегматитовых залежей. Первичное сложение часто осложняется последующей метасоматической зональностью, проявляющейся в образовании зон замещения: мусковитовой, альбитовой, лепидолитовой и грейзеновой.

Согласно данным Р. Г. Джеанса (1955), в районе Сан-Габриель в Калифорнии имеются габбро-пегматиты, залегающие среди норитов (рис. 137). Здесь по направлению от контакта внутрь пегматитового тела наблюдаются следующие зоны пегматита: 1) авгит-лабрадоровая, 2) роговообманково-лабрадоровая, 3) андезино-роговообманковая, 4) пертит-кварц-альбит-эпидотовая.

А. И. Гинзбург (1949 и 1953) указывает, что первичная зональность характерна лишь для пегматитов, формирующихся в спокойной тектонической обстановке. В пегматитах, образующихся в условиях интенсивных тектонических деформаций, зональность обычно не проявляется. В таких пегматитовых телах удастся закартировать лишь различные зоны замещения, которые особенно хорошо развиваются на участках пересечения пегматитов поперечными допегматитовыми трещинами, иногда также в раздувах жил и в местах перегибов их по простиранию и падению. Наряду с этим, в таких пегматитах нередко удается подметить закономерную ориентировку в расположении призматических минералов, например сподумена, относительно контактов рудных тел с вмещающими породами. Такая ориентировка могла возникнуть в процессе формирования пегматитов как в результате внутреннего давления пегматитового расплава, так и благодаря движению блоков пород вдоль трещин, вмещающих пегматитовые тела.

3. Картирование рудных тел, сопровождающихся грейзенизацией вмещающих пород

Месторождения, представленные грейзенизированными штокверками, либо кварцевыми жилами с оторочками грейзенизированных вмещающих пород, содержат вольфрамитовое, касситеритовое, молибденитовое, комплексное касситеритово-вольфрамитовое, реже молибденитово-вольфрамитовое оруденение. Вмещающими породами всех этих месторождений являются кислые, ультракислые граниты, реже гранодиориты. В некоторых районах, например в Центральном Казахстане, особенностью рудоносных массивов является наличие в них своеобразной стратификации, выражающейся в том, что апикальные части их сложены порфиридовыми гранитами, сменяющимися с глубиной более мелкозернистыми разновидностями. Из жильных дериватов обычно развиты аплиты, частично пегматиты, но совершенно не характерны лампрофиры. Однако в вольфрамовых месторождениях Восточного Забайкалья имеются не только аплиты, но и лампрофиры, а также диоритовые порфириты.

В процессе изучения и крупномасштабного картирования таких рудных полей следует постараться выявить возможную первичную ориентировку трещин отдельности в интрузивных массивах, а также проследить и закартировать тектонические нарушения, возникшие позднее этих трещин, но ранее внедрения даек интрузивных пород, до и во время процесса рудообразования.

Формирование грейзенов происходит в несколько этапов. На многих рудных полях минерализация начинается с общей грейзенизации материнских интрузивов, не сопровождающейся оруденением. Позднее развиваются рудоносные грейзены, в процессе формирования которых часто не происходит накопления гидротермального кварца вдоль трещин (грейзены без кварцевых жил). Однако рудные минералы нередко распространены в этих грейзенах в виде вкрапленности и тонких прожилков.

По форме такие месторождения прожилково-вкрапленных руд часто представлены штокверками неправильных очертаний, либо штокверковыми зонами, вытянутыми в одном направлении. В обоих случаях минерализация большей частью связана с трещинами отдельности, которые были заложены еще на ранней стадии кристаллизации интрузивных массивов. В некоторых случаях эти трещины оказываются закономерно ориентированными по отношению к первичной линейной и плоскостной ориентировке породообразующих минералов, однако чаще определенной закономерности не наблюдаются.

Почти во всех случаях устанавливается, что рудоносные штокверки локализируются в апикальных частях интрузивных массивов под малопроницаемыми породами кровли. Такие штокверки и штокверковые зоны про-

слеживаются на относительно небольшую глубину по падению. Однако, если рудоносные грейзены приурочены к местам сопряжения круто- и пологопадающих трещин, нередко встречаются и многоярусные рудные тела прожилково-вкрапленных руд, распространенные в основном вдоль пологих трещин. Мощность зон грейзенов вдоль крутопадающих трещин в большинстве случаев оказывается небольшой, вследствие чего вкрапленное оруденение может приобретать форму многоярусных пластообразных тел, именуемых флецами (месторождение Циннвальд).

Для ряда изученных рудных полей, включающих месторождения, сопровождаемые грейзенизацией вмещающих пород, характерны тектонические нарушения, представленные сколовыми трещинами с четкими поверхностями скольжения и относительно небольшой амплитудой смещения. Такие нарушения наследуют направления первичных трещин отдельности и возникают до внедрения жильных пород. В некоторых рудных полях позднее образуются более крупные дизъюнктивные нарушения, у которых горизонтальная амплитуда перемещения достигает первых десятков метров. По этим нарушениям иногда смещаются ранее заложенные сколовые трещины.

Еще позже внедряются дайки интрузивных пород. Они выполняют преимущественно раскрывающиеся в процессе их внедрения первичные трещины, но на отдельных интервалах следуют и вдоль более поздних сколовых нарушений, а также секут ранее заложенные более мелкие сколовые нарушения. Такие сложные соотношения наблюдал И. З. Самонов на Белухинском месторождении. Грейзенизация, а также отложение кварца и ассоциирующихся с ним рудных минералов, как правило, проявляются вдоль поздних сколовых нарушений, но нередко они распространяются также по пологим и другим трещинам отдельности, либо по трещинам отрыва, где имело место выполнение открытых полостей.

Послерудные тектонические нарушения нередко пересекают и деформируют рудные тела, в некоторых случаях они заполняются поздними минеральными образованиями, например халцедоновидным кварцем, чаще же вдоль них никаких признаков минерализации не наблюдается. В ряде рудных полей простираения послерудных нарушений совпадают с дорудными трещинами, закрытыми в процессе рудообразования. В результате этого вдоль дорудных нарушений возобновляются движения и, если эти нарушения ориентированы косо по отношению к рудным телам, иногда создается впечатление, что вдоль таких нарушений проявились только послерудные перемещения. Пример таких соотношений автор наблюдал на Букукинском вольфрамовом месторождении. Вместе с тем, именно в местах пересечения с такими поперечными безрудными трещинами, рудные жилы нередко наиболее обогащены рудными компонентами. Известны, правда, и такие случаи, когда вблизи секущих сколовых трещин оруденение становится более убогим.

Приведенная схема развития структуры, конечно, не является единственно возможной для всех рудных полей и месторождений, несущих оруденение, приуроченное к грейзенизированным породам, но она характерна для многих из них. При картировании кварцево-рудных жил, сопровождаемых грейзенизацией вмещающих пород, необходимо отмечать их следующие основные особенности:

1. Форму, размеры и условия залегания рудоносных штокверков и кварцево-рудных жил.

2. Способ формирования кварцевых жил (т. е. метасоматические они или образованы путем выполнения открытых пустот).

3. Количество генераций кварца и возможную многостадийность формирования жил.

4. Возрастные взаимоотношения кварцево-рудных жил, имеющих различные элементы залегания.

5. Состав и характер распределения полезных компонентов внутри рудных жил, а также закономерности размещения обогащенных участков.

6. Особенности контактов кварцевых жил с вмещающими породами и генетический тип трещин, вмещающих оруденение.

7. Направление и амплитуду перемещения вдоль дорудных, внутрирудных и послерудных нарушений.

Форма, размеры и элементы залегания кварцево-рудных жил выявляются в процессе их документации и нанесения на геологические карты и планы. При решении второго вопроса следует иметь в виду, что в высокотемпературных, особенно в пологопадающих жилах, довольно часто встречаются выполнения открытых пустот. Одним из важных критериев, подтверждающих факт выполнения открытых пустот, является присутствие в кварце остроугольных обломков вмещающих пород, не подвергшихся замещению, а также наличие в этих жилах друз и пустот, нередко выполненных кальцитом и возникших, вероятно, в процессе приоткрывания трещин. В то же время жилы, образовавшиеся путем метасоматического замещения, часто имеют ленточное строение, обусловленное развитием метасоматического кварца по рассланцованным вмещающим породам, либо массивное сложение в соответствии с первичной массивной текстурой пород. Обломки вмещающих пород, обнаруженные среди кварца, корродированы по краям обычно более интенсивно, чем обломки, встречающиеся в жилах заполнения.

В рудных жилах, образовавшихся метасоматическим путем, чаще всего можно выделить две генерации кварца, причем рудные минералы обычно тесно связаны со второй, стекловидной его разновидностью. Однако в некоторых рудных жилах, особенно развитых вдоль сколовых нарушений, часто наблюдается значительно больше генераций кварца, относящихся к нескольким стадиям минерализации. В некоторых восточно-забайкальских месторождениях широко развит поздний халцедон. Вдоль жил, приуроченных к сколовым нарушениям, наряду с ранними жилами нередко могут быть отмечены также жилы поздних стадий минерализации, для которых характерны низкотемпературный ферберит, а также сульфиды свинца, цинка, меди и др. В некоторых месторождениях жилы, сформированные на разных стадиях, бывают пространственно совмещены, в других же они приурочены к трещинам, имеющим различные элементы залегания. Выяснение вопроса о возрастных соотношениях кварцево-рудных жил различного залегания имеет важное значение для их картирования и разведки.

В некоторых рудных полях, представленных разновозрастными рудными жилами, приуроченными к трещинам различного простирания, возрастные соотношения жил наблюдать не удается. В частности, это относится к кварцево-молибденитовым и кварцево-вольфрамитовым жилам. В других же случаях, например в Восточно-Коунрадском рудном поле Центрального Казахстана, отчетливо устанавливается более поздний возраст кварцево-вольфрамитовых жил по отношению к кварцево-молибденитовым. Известны также примеры пересечения рудных жил, сформированных в одну стадию минерализации. Такие соотношения наблюдались, например, на месторождении Белуха, где отчетливо видны пересекающиеся разновозрастные кварцево-вольфрамитовые жилы.

Вызывает большие трудности выяснение вопроса о закономерностях распределения полезных компонентов в рассматриваемых месторождениях. Нередко вольфрамит, молибденит и другие рудные минералы залегают в рудных жилах в виде разобогатенных гнезд, без ясно выраженной закономерности. В некоторых месторождениях выявляется обогащение рудными минералами участков пересечения жил с дорудными нарушениями, либо мест искривления минерализованных трещин по простиранию. На месторождении Букука наблюдается обогащение кварцевых жил вольфрамитом в местах пересечения ими даек порфириров, либо в

местах, где жилы приурочены к контактам этих даек с гранитами. При картировании подобных кварцево-рудных жил обогащенные участки должны быть предварительно выявлены и с особой тщательностью зафиксированы на геологических планах.

Наряду с этим важно детально изучить контакты рудных жил с вмещающими породами, а также определить генетический тип трещин, к которым они приурочены. Во многих случаях оба зальбанда этих жил представлены поверхностями скольжения. Подобные жилы могут быть как жилами выполнения, так и метасоматическими образованиями. Они могли развиваться вдоль зон дробления, ограниченных с обеих сторон поверхностями скольжения. Тончайший слой тектонической глины, прилегающей к ним, препятствует распространению метасоматических процессов за пределы этих поверхностей. Иногда наблюдаются рудные жилы, у которых поверхности скольжения имеются только в одном из зальбандов. В этом случае другой контакт оказывается сложным метасоматическим. Такие особенности позволяют предположить, что дорудное тектоническое нарушение было представлено одной поверхностью скольжения. В обоих примерах оруденение развивалось вдоль сколовых нарушений, хотя не исключена возможность, что они возникали как трещины отрыва, а затем по ним происходили перемещения.

Используя все ранее описанные методы изучения дизъюнктивных нарушений, можно установить генетический тип трещин, вмещающих оруденение, и определить направления перемещений по ним. При этом и для рассматриваемого высокотемпературного типа месторождений существенную помощь могут оказать рудные апофизы в оперяющих трещинах, распространяющиеся параллельно главным жилам или примыкающие к ним под острыми углами. В некоторых случаях при образовании не только метасоматических тел, но и жил выполнения небольшие перемещения могут происходить вдоль трещин отрыва в связи с внутренними напряжениями, проявляющимися в жилах при их формировании.

Интересные наблюдения сделал Е. П. Малиновский, пытавшийся выяснить возможное перемещение обломков вмещающих пород, наблюдавшихся в кварцево-рудной жиле. Применяя несложные построения (рис. 138), этот автор показал, что все обломки (за исключением одного небольшого) могут быть приведены в свое первоначальное положение путем поступательных и частью вращательных движений. Нарушение первоначального положения обломков было вызвано общим смещением вдоль трещины, амплитуда которого составляла 24 см. Характерно, что вольфрамит образовался в участке максимального развития тончайших трещин в кварце, около одного из обломков породы (см. рис. 138).

Во многих рудных полях высокотемпературных месторождений наряду с крутопадающими развиты также пологопадающие жилы. При выяснении структуры последних параллельно с картированием их на топографической основе целесообразно бывает дополнительно составить проекцию их на горизонтальную плоскость, что упрощает выяснение структуры этих жил. На примере Букукинского кварцево-вольфрамитового месторождения можно сказать, что среди пологих жил известны приуроченные как к трещинам скалывания, так и к трещинам отрыва. Последние обычно отличаются сложной формой контактов с совпадением изгибов висячего и лежащего боков. На Букукинском месторождении пологие жилы, приуроченные к трещинам отрыва, лишь иногда сопровождаются короткими апофизами. Пологие жилы, приуроченные к сколовым трещинам, отличаются прямолинейными контактами, представленными поверхностями скольжения. В обоих типах этих пологих жил встречаются обогащенные участки, приуроченные в основном к их изгибам по падению.

На Букукинском месторождении установлено также, что пологопадающие жилы начали формироваться несколько ранее крутопадающих, хотя оба типа жил относятся к одной стадии формирования. Характерно,

что пологопадающие жилы несколько отличаются своим вещественным составом от крутопадающих и, в частности, в них отсутствуют, либо мало распространены сульфиды свинца и частью цинка при относительно большом содержании берилла, молибденита и крупнокристаллического вольфрамита. Такие жилы, как правило, представлены сериями и обычно соединяются друг с другом крутыми маломощными перемычками. По-

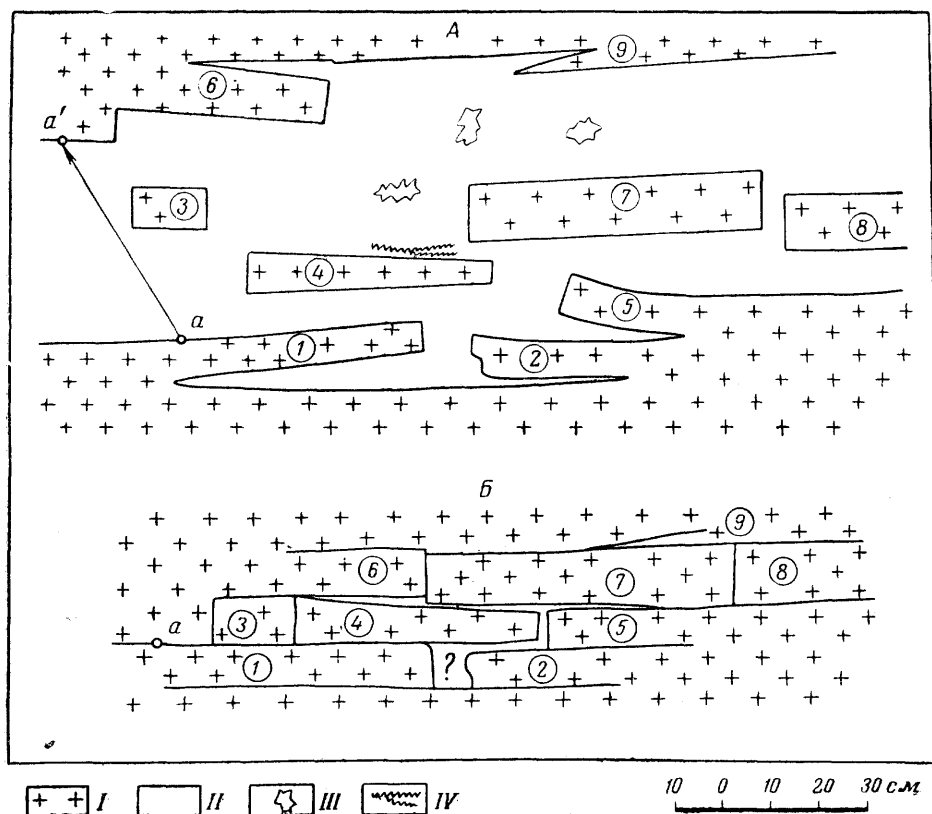


Рис. 138. Представление о механизме формирования кварцево-вольфрамитовой жилы. А — зарисовка жилы № 53 Букукинского месторождения (по А. В. Дружинину); Б — реконструкция того же участка до рудообразования (по Е. П. Малиновскому)
 I — гранодиорит; II — жильный кварц; III — друзовые пустоты; IV — вольфрамит. Для простоты сопоставления обоих рисунков отдельные блоки гранодиорита перенумерованы. Стрелкой в левой части рис. 138, А показано направление отодвигания всякого бока жилы от лежащего, в результате которого точка *a* переместилась в положение *a'*.

этому при наличии крутопадающих рудных проводников, отходящих в лежачий бок пологих жил, можно рассчитывать на нахождение новых жил, им параллельных.

В процессе картирования пологих жил в плохо обнаженных районах бывает трудно разведывать их канавами, если они падают в одну сторону с рельефом. В таких случаях для изучения выявленных и установления скрытых рудных жил целесообразно пересечь их вкрест залегания скважинами, либо шурфами.

4. Картирование рудных жил средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождений

Средне- и низкотемпературные гидротермальные месторождения встречаются в различных интрузивных образованиях. Особенно часто они залегают в гранитоидах. Эти месторождения содержат руды таких ме-

таллов, как свинец, цинк, золото, сурьма, мышьяк, олово, иногда молибден, вольфрам, уран и др.

В отличие от уже рассмотренных более высокотемпературных месторождений, для которых часто удается наметить генетическую связь оруденения с корневыми частями вмещающих их интрузивных массивов, вопрос о генетической связи оруденения средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождений с конкретными интрузивными массивами практически не может быть решен; во многих случаях интрузивные образования, в которых залегают гидротермальные месторождения, оказываются значительно более древними по сравнению с оруденением.

Последовательность развития трещинных структур в рассматриваемых рудных полях устанавливается путем изучения возрастных соотношений даек различного состава, тектонических нарушений и различных минеральных жил. Подобного рода исследования были выполнены А. В. Дружининым и В. И. Сотниковым на молибденовых месторождениях Восточного Забайкалья.

В характеризуемой группе месторождений тектонические нарушения часто возникают до внедрения даек кислых и основных пород. Однако в процессе их внедрения приоткрывается только часть ранее заложенных сколовых нарушений. В большинстве же случаев дайки развиваются вдоль небольших трещин отрыва, которые раскрываются нередко на значительном протяжении, создавая ложное впечатление о наличии крупных тектонических нарушений. В некоторых рудных полях дайки на всем протяжении распространяются вдоль сколовых нарушений.

Дайки различного состава, рассекающие массивные породы, являются одной из главных причин анизотропии этих массивов. Такую же роль во многих случаях играют и крупные ксенолиты пород неодинакового состава. При воздействии тектонических усилий разрядка напряжений часто происходит вдоль контактов пород с различными механическими свойствами. В результате вдоль контактов даек и крупных ксенолитов с вмещающими породами возникают сколовые нарушения, в которых позднее формируются гидротермальные рудные жилы. Оруденение в одних случаях лучше проявляется в дайках, в других — во вмещающих интрузивных породах.

Влияние характера вмещающих пород на процессы рудообразования должно быть установлено в процессе геологического картирования. Если гидротермальные рудные жилы залегают среди однородных интрузивных пород, в стороне от даек и крупных ксенолитов, то в локализации оруденения основную роль играют структурные факторы. В соответствии с этим при картировании гидротермальных рудных жил, залегающих в массивных породах, основное внимание должно быть уделено выяснению структурных особенностей рудоносных трещин и прежде всего установлению изгибов последних по простиранию, а где возможно — и по падению, а также изучению боковых трещин, оперяющих главные нарушения. Чаще всего они отщепляются от главных нарушений в местах изгибов последних, где и локализуются рудные столбы.

Важное практическое значение приобретает выяснение вопроса о направлении склонения рудных столбов. Его можно установить достаточно достоверно лишь при условии выяснения характера перемещения блоков пород вдоль рудоносных трещин в процессе их минерализации. Для решения этой задачи необходимо стремиться воссоздать историю развития тектонических деформаций и расчленить наблюдаемую суммарную амплитуду перемещения по рудоносным трещинам на отдельные составляющие, которые отвечают различным этапам деформации. Особое внимание должно быть уделено выявлению направления движения блоков в процессе минерализации. Наблюдения показывают, что эти движения часто имеют взбросо-сдвиговый характер и соответственно рудные столбы обладают тем или иным склонением. Реже встречаются горизонтальные

столбы, связанные с вертикальными перемещениями — взбросами или сбросами, либо имеющие склонение, строго следующее вдоль падения рудоносных трещин и обязанные сдвиговым перемещениям. Если рудные столбы приурочены к сочлению главной и оперяющих трещин, то склонение их определяется положением линии пересечения таких трещин.

При картировании рудных жил следует с особой тщательностью изучать взаимоотношения их с секущими дорудными нарушениями, вдоль которых возможны и послерудные подвижки. Гидротермальные жилы рассматриваемого типа еще чаще, чем жилы высокотемпературные, образуются метасоматическим путем. При этом минерализация часто распространяется вдоль двух сближенных поверхностей скольжения, между которыми породы были сильно раздроблены и впоследствии замещены рудными и жильными минералами. Тонкий слой глинки трения вдоль поверхностей скольжения препятствует проявлению метасоматических процессов за пределами основной жилы и обуславливает возникновение прямолинейного контакта ее с вмещающими породами.

В рассматриваемых месторождениях, как правило, хорошо проявляется многостадийность процесса минералообразования. Очень часто различные стадии минерализации совмещаются в одной жиле, однако нередко они пространственно разобщены, и минеральные ассоциации тех или иных стадий распространяются вдоль трещин определенного направления. При этом более поздние стадии минерализации часто приурочены к жилам, ориентированным косо по отношению к трещинам, выполненным минеральными ассоциациями более ранних стадий.

В некоторых рудных полях, расположенных среди интрузивных массивов, рудные жилы бывают приурочены к нескольким системам трещин. В таких случаях весьма важно различать среди параллельных систем трещин главные, вмещающие основные рудные жилы, и боковые, оперяющие, вдоль которых распространяются их апофизы. Последние на определенной глубине сочленяются с главными жилами, глубина эта может быть приблизительно установлена путем составления поперечных разрезов. Наряду с апофизами, вытягивающимися параллельно рудным жилам, широко распространены рудные апофизы, отходящие от главных жил под различными углами.

Выявляя путем структурного анализа историю движений блоков пород вдоль минерализованных трещин, можно установить, какие системы из рудовмещающих трещин были более приоткрытыми в процессе оруденения, и высказать прогноз о местах вероятной концентрации обогащенных участков.

В рассматриваемой группе гидротермальных месторождений, особенно среди их представителей, относящихся к золото-кварцевой формации, так же как и среди ранее рассмотренных высокотемпературных образований, нередко отмечаются пологопадающие жилы, залегающие в гранитоидах. Изучение истории развития движений вдоль минерализованных трещин, вмещающих эти жилы, показывает, что они во многих случаях возникли как трещины отрыва. Однако в дальнейшем, непосредственно перед процессом минерализации, вдоль них часто фиксируются движения типа небольших надвигов.

В массивах гранитоидов, особенно в тех из них, которые имеют форму штоков и относятся к так называемым «малым интрузиям», часто встречаются прожилково-вкрапленные гидротермальные месторождения меди и других металлов, имеющие характер штокверков. Крупномасштабное картирование последних должно выражаться в детальном их оконтуривании, чему на первой стадии способствует металлометрическая съемка.

Для выяснения условий залегания рудоносных штокверков и распространения оруденения на глубину важное значение имеет установление генезиса мелких трещин, несущих оруденение. Некоторые исследователи считают, что эти трещины не тектонические и что они возникли вследствие

проникновения из глубин газов (В. Эммонс) либо в результате минерализационного обрушения, связанного с предварительным выщелачиванием (А. Локк, А. В. Королев). При таком способе образования рудоносные трещины едва ли будут иметь определенную ориентировку. Наличие ориентировки дает основание предполагать, что процессы рудоотложения были приурочены к трещинам тектоническим. Поэтому при изучении подобных месторождений важное значение приобретает массовое измерение элементов залегания рудных жил и прожилков.

В некоторых рудных полях удается показать, что интенсивная минерализация штоков гранитоидов связана с большей хрупкостью этих пород по сравнению с вмещающими толщами. Вблизи рудоносных штоков обычно выявляются дизъюнктивные нарушения, контролирующие оруденение. Иногда удается показать, что сами штоки гранитоидов размещаются вдоль таких нарушений. Соответственно, детальное картирование рудных штоков вызывает необходимость не только оконтуривать на планах эти участки, но также выявлять и фиксировать на крупномасштабных картах другие тектонические элементы, рассмотрение которых во взаимосвязи позволяет выяснить генезис штоков.

ИЗУЧЕНИЕ И КАРТИРОВАНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ, ЗАЛЕГАЮЩИХ СРЕДИ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ

Значительная часть магматогенных месторождений залегает в разнообразных слоистых толщах. В частности, в слоистых толщах нередко встречаются пегматитовые месторождения и прежде всего гранитные пегматиты; на контакте интрузивных образований со слоистыми толщами, либо в последних, известны рудоносные скарны; некоторые месторождения, сопровождаемые грейзенизацией вмещающих пород, проникают из гранитоидов во вмещающие их породы. Особенно же широко развиты в слоистых толщах гидротермальные месторождения.

Картирование дизъюнктивных нарушений и рудных тел, залегающих в слоистых толщах, имеет свои специфические особенности. Последние заключаются в том, что в отличие от интрузивных образований, слоистые толщи включают породы с различными механическими свойствами. Тектонические деформации здесь крайне сложны; в одних пластах и на контактах они вызывают образование многочисленных мелких трещин, либо возникновение более крупных разрывов, в то время как в других пластах происходят пластические деформации.

Независимо от количества этапов деформаций и их интенсивности движения в той или иной степени проявляются вдоль первичной слоистости. Кроме того, возникают трещины, сопряженные со складчатостью, закономерно ориентированные относительно осей складок. По отдельным трещинам в дальнейшем могут развиваться сколовые нарушения, наложенные на складчатость.

При крупномасштабной геологической съемке необходимо тщательно изучать и картировать все трещины, сопряженные и наложенные на складчатость, включая как минерализованные, так и безрудные. При этом должны быть поставлены те же вопросы, что и при картировании тектонических нарушений и рудных тел в интрузивных массивах. В результате этих исследований должно быть выявлено время и место оруденения в общем ходе развития структуры.

Решение всех этих задач на месторождениях, залегающих среди слоистых толщ, нередко бывает даже сложнее, чем в интрузивных породах, так как рудоносные трещины в этих толщах обычно имеют значительно более длительную и многообразную историю развития. Для слоистых толщ можно считать правилом, что трещины, контролирующие либо вмещающие оруденение, были заложены значительно раньше, чем произошло минералообразование.

В эффузивных и осадочно-эффузивных толщах трещины часто возникают на ранних этапах накопления этих пород, что, в частности отметил для одного из месторождений Средней Азии Л. В. Хорошилов (1955). Вдоль этих трещин позднее проявляются вулканические излияния, иногда размещаются вулканические аппараты, внедряются поздние интрузивные массивы и дайки, а затем развиваются и гидротермальные рудные жилы. Для ряда рудных полей удается доказать, что рудоносные трещины заложены на целый геологический период раньше, чем произошел процесс оруденения.

Примером таких соотношений можно считать Карамазар, где, судя по установленным стратиграфическим соотношениям, Окурдаванский разлом возник в среднем карбоне, а контролируемое им полиметаллическое оруденение сформировалось в течение пермского периода. В некоторых районах можно видеть, что рудоконтролирующие и рудовмещающие тектонические нарушения, были заложены даже на несколько геологических периодов ранее времени формирования гидротермального оруденения. К числу таких примеров относятся и свинцово-цинковые месторождения Восточного Забайкалья. Исследования, проведенные в этом районе С. С. Смирновым (1934) и В. М. Крейтером (1933), а позднее Н. С. Горшковым, Ф. И. Вольфсоном и К. Ф. Кузнецовым, показали, что тектонические нарушения, контролирующие и вмещающие оруденение, были заложены в палеозойское время — по-видимому, в связи с позднекаледонской эпохой складчатости. Движения по этим нарушениям возобновились в послесреднеюрское время, синхронно с оруденением. Последнее обстоятельство подтверждается наличием в составе галек юрских конгломератов серого гидротермального кварца, весьма характерного для жил, приуроченных к древним палеозойским нарушениям.

При картировании рудных жил и месторождений необходимо также учитывать, что и боковые трещины, опережающие крупные тектонические нарушения, могут возникнуть в результате приоткрывания более старых трещин, существовавших в этих породах задолго до образования данного разрывного нарушения. Это нужно иметь в виду при анализе трещин не только в слоистых, но и в массивных породах.

1. Картирование рудных тел и месторождений пегматитов

Опыт картирования пегматитовых рудных полей и отдельных месторождений, залегающих в слоистых толщах, указывает, что тщательное изучение стратиграфии и литологии любых древних метаморфических толщ позволяет выяснить структуру пегматитовых залежей, а в некоторых случаях даже установить основные поисковые критерии, облегчающие поиски новых пегматитовых месторождений и полей. Это относится в первую очередь к слюдяным пегматитам, концентрирующимся в зонах метаморфических толщ с повышенным содержанием известкового материала, а также среди дистеновых сланцев. Наряду с литологическим контролем, большую роль в размещении пегматитового оруденения обычно играют и структурные факторы. Так, рудные тела часто бывают приурочены к контактам пород с резко различными механическими свойствами; такие контакты на многих площадях представляют собой ослабленные зоны.

В ряде пегматитовых рудных районов выявляется приуроченность отдельных пегматитовых тел и даже целых месторождений к поперечным антиклинальным перегибам или к небольшим боковым складкам. Эту последнюю особенность впервые подчеркнул А. И. Гинзбург. В пределах складок рудные тела могут залегать согласно с вмещающими породами, а также распространяться по трещинам, ориентированным поперек оси антиклинали, либо косо к ней. Раздувы пегматитовых рудных тел приурочены к местным изгибам слоистости или сланцеватости. В некоторых слу-

чаях при своем внедрении пегматитовый расплав мог, по-видимому, активно воздействовать на первичные элементы залегания вмещающих пород, способных к пластической деформации, подвергая их изгибанию и смятию.

Однако не во всех случаях пегматиты, залегающие в слоистых толщах, распространяются согласно со слоистостью или сланцеватостью последних. В некоторых рудных полях они приурочены и к секущим трещинам, а нередко и к трещинам отрыва, не выходящим за пределы благоприятного пласта. Подобные явления изучал на Слюдянском флогопитовом месторождении Б. М. Роненсон.

Нужно считать все же, что обычно пегматиты, залегающие в слоистых толщах, развиваются вдоль тектонических швов, совпадающих со слоистостью или сланцеватостью. Вдоль таких швов рудные тела нередко приобретают четкообразное строение. Расстояния между отдельными четками нередко достигают первых сотен метров, протяженность четок измеряется десятками метров. По падению такие тела распространяются на 100—200 м, редко больше. Среди них часто устанавливаются тела конической формы; они, по-видимому, внедрялись в обстановке бокового сжатия. Такие пегматитовые тела в процессе внедрения, вероятно, обладали достаточно большой внутренней силой и были способны раздвигать вмещающие сланцы вдоль их слоистости или сланцеватости на участках, наименее подвергшихся сжатию.

Упомянутая ранее зональность пегматитов наиболее ярко проявляется в подобных штоках. При крупномасштабном картировании штоков следует учитывать, что вдоль единого тектонического шва, совпадающего со сланцеватостью вмещающих пород, может проследиваться целая серия аналогичных тел. На отдельных интервалах шва может наблюдаться резкое изгибание сланцеватости вмещающих пород вокруг определенного центра. Такое изгибание нередко свидетельствует о нахождении в данном пункте слепого пегматитового штока, еще не вскрытого эрозией.

2. Картирование контактово-метасоматических месторождений

Результаты геологоразведочных работ показывают, что различные рудные месторождения, связанные со скарнами, залегают не только на контакте карбонатных пород и гранитоидов, но также и на контакте любых силикатных и карбонатных пород, например глинистых сланцев, песчаников, кварцитов, порфиритов и других пород с известняками и доломитами. Опыт изучения контактово-метасоматических месторождений показывает, что рудоносные скарны образуются лишь при наличии зон дробления, способствующих проникновению растворов. Зоны наблюдаются преимущественно согласные, следующие по контакту карбонатных и силикатных пород, но нередко также и секущие тектонические зоны, вдоль которых оруденение, связанное со скарнами, развивается лишь на отдельных интервалах.

Характерно, что многие скарново-рудные поля известных шеелитовых, свинцово-цинковых магнетитовых и других рудных месторождений отделены с двух или даже с трех сторон (например, Кансайское рудное поле) от окружающих безрудных площадей сколовыми дизъюнктивными нарушениями. Эти нарушения возникли значительно раньше скарнообразования и рудообразования, иногда больше чем на геологический период (Кармазар). Они оказывали влияние на развитие вулканической деятельности, на внедрение интрузивных массивов, а затем и на рудообразование. Эти особенности сближают структуры рудных полей, вмещающих месторождения, связанные со скарнами, со структурами более низкотемпературных гидротермальных рудных полей. Сходство структур этих месторождений проявляется также и в том, что с крупными тектоническими нарушениями, как правило, бывают сопряжены системы боковых трещин, по которым и развивается оруденение.

Помимо структурных факторов, в размещении оруденения исключительно важное значение имеют и литологические особенности вмещающих пород. На рудных площадях, сложенных слоистыми породами различного состава (например, чистыми известняками, мергелистыми образованиями и сланцами, прорванными интрузивами кислых или средних по составу пород), скарнированию и оруденению обычно подвергаются лишь некоторые благоприятные пласты. Подобная геологическая обстановка, в частности, характерна для месторождения Христамас в Аризоне (США).

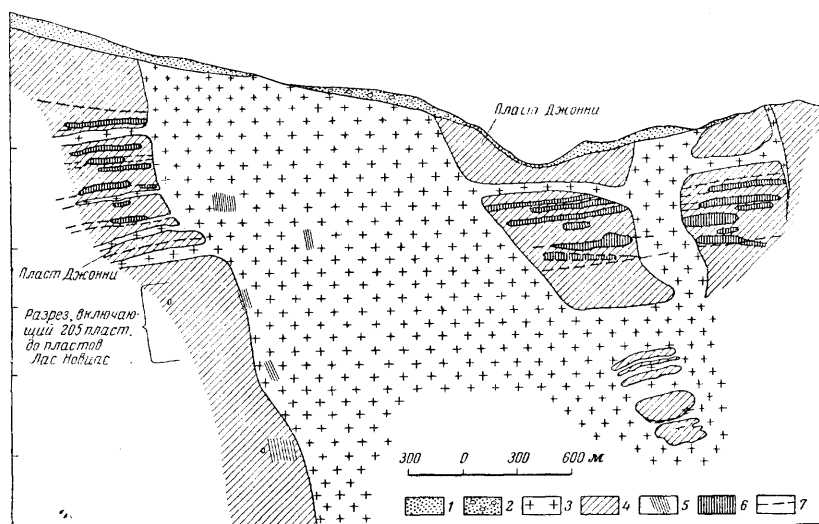


Рис. 139. Разрез через медное месторождение Христамас Гиля-Кинти, Аризона (по Н. Питерсону и Р. Свенсону, 1956)

1 — аллювиальные отложения; 2 — отвалы; 3 — кварцевослюдяные диориты; 4 — известняки и сланцы (не расчлененные); 5 — зона трещиноватости; 6 — скарново-рудные тела; 7 — разрывы

Согласно данным Н. П. Питерсона и Р. В. Свенсона (1956), на этом месторождении благоприятными для замещения скарнами и медным оруденением вблизи контакта с интрузивом диоритов оказались пласты чистых известняков, заключенные между прослоями сланцев. В результате этого избирательного замещения рудные тела приобрели форму многоярусных пластообразных тел (рис. 139).

Следует подчеркнуть, что благоприятны для развития оруденения не только пласты вмещающих пород, но также и ранее возникшие по отдельным из них гранатовые и другие скарны. Независимо от того, отлагались ли руды в парагенезисе с новыми скарновыми минералами, или жильные минералы представлены кварцем и карбонатами, руды наиболее часто локализуются в зонах скарнов. Эта закономерность характерна по существу для всех типов оруденения, связанного со скарнами, в том числе и для редко встречающихся урановых контактово-метасоматических месторождений. Примером последних является Мери Кетлин в Австралии, где, согласно Р. С. Матесону и Р. А. Серлу (1956), уранинит приурочен к зоне гранатовых скарнов, развитой в крыле синклинали складки по контакту гранулитов и известняков.

Итак, мы видим, что контроль оруденения контактово-метасоматических месторождений определяется чаще всего следующими факторами:

1. Контактными (обычно тектоническими) силикатных и карбонатных пород и элементами залегания поверхности этих контактов.

2. Благоприятными литологическими особенностями определенных горизонтов слоистых пород.

3. Скарнами, развитыми вдоль этих горизонтов. Последние оказываются часто «благоприятными», вероятно, в значительной степени вследствие их относительной хрупкости и, следовательно, большей способности к образованию трещиноватости, облегчающей локализацию оруденения.

Для месторождений, находящихся на некотором удалении от контакта с интрузивами, особое значение в распределении оруденения приобретают разрывные тектонические нарушения. Наиболее характерно это для свинцово-цинковых и некоторых других месторождений. Рудные залежи, связанные со скарнами и находящиеся на некотором удалении от контакта среди известняков, контролируются хорошо выраженными тектоническими трещинами с глиной трения. Детальные исследования, проведенные на ряде месторождений Кармазара, показали, что по поверхностям сбрасывателей в процессе образования скарнов и связанных с ними свинцово-цинковых руд, как правило, проявлялись сдвиговые и взбросо-сдвиговые перемещения. Рудные залежи здесь имеют форму сложно ветвящихся труб, приуроченных к определенным изогнутым интервалам сколовых нарушений, либо к местам сопряжения с ними боковых оперяющих трещин; кроме того, они наблюдаются в местах пересечения сколов двух направлений или их взаимного ограничения.

Менее отчетливо проявляется связь с тектоническими нарушениями рудоносных скарнов, сформировавшихся на более ранних стадиях минерализации и развитых вдоль контактов гранитоидов и известняков. Разрывные тектонические нарушения по таким контактам обычно не сопровождаются тектонической глиной и выражены значительно менее отчетливо.

Путем крупномасштабного наземного и подземного картирования почти во всех изученных скарново-рудных полях удается выявить пространственное сочетание мелких сколовых трещин с более крупными минерализованными тектоническими нарушениями, нередко имеющими региональное значение. Оруденение, связанное со скарнами, обычно распространяется по многим таким трещинам в виде разобщенных тел. Вследствие этого на первой стадии картирования и исследования создается впечатление, что отдельные рудные тела не связаны между собой. Однако в дальнейшем обычно удается выяснить пространственную связь между отдельными минерализованными трещинами, а также связь трещин с приуроченными к ним скарново-рудными телами. В выявлении закономерностей их сочетаний очень помогает составление продольных и поперечных разрезов, на которых показываются места сочленения главных и оперяющих минерализованных трещин, а также скарново-рудные тела, приуроченные к ним. Такие разрезы, конечно, вначале бывают неточны, но они позволяют изобразить графически основные закономерности размещения оруденения и служат основой для выбора направления разведочных работ.

По мере вскрытия месторождения на глубину такие разрезы уточняются, составляются новые, более правильно отображающие наблюдаемые взаимоотношения. Так, на Кансайском рудном поле на основании подобных разрезов было высказано предположение о том, что крутонаклонные рудные тела собственно Кансайского месторождения на глубине порядка 500—600 м от земной поверхности причленяются к Южно-Дарбазинскому надвигу, падающему к северу под углом 50—55°. Прогноз полностью подтвердился пройденными горными выработками.

Приведенный пример показывает, как важно тщательно картировать рудоносные тектонические швы, вдоль которых размещаются скарново-рудные тела. Соответственно перед геологом, производящим съемку скарново-рудного поля, либо отдельного месторождения, встает задача — выделить среди многочисленных трещин, имеющих на минерализованной

площади, тектонические швы, контролирующие рудные тела. Задача эта для известняковых полей решается не так просто, поскольку известняки обладают высокой способностью к самозалечиванию трещин. Все же как для тектонических швов, так и для сопряженных с ними боковых оперяющих трещин, в которых размещаются скарново-рудные тела, обычно характерны отчетливо выраженные зоны расланцевания пород, развитые вдоль этих нарушений, а также наличие поздних генераций скарновых минералов, железо-марганцевых карбонатов, а иногда и рудных минералов.

В скарнах и связанных с ними рудах ранних этапов, развитых вдоль контактов известняков и гранитоидов, тектонические нарушения обычно выражены плохо. Как правило, они не представляют собой четких поверхностей скольжения, а являются зонами пластического течения. Часто они выражены полосами интенсивного расланцевания пород, вдоль которых легче, чем в недеформированных известняках, протекают метасоматические процессы, преимущественно вызванные явлениями диффузии компонентов через поры. Однако расланцевание устанавливается далеко не вдоль всех тектонических контактов между известняками и гранитоидами. Если его не удастся установить, то вначале создается впечатление, что изучаемый контакт является интрузивным.

Объективно решить этот вопрос в ряде случаев можно лишь с помощью метода микроструктурного анализа. Пользуясь им, В. Ф. Чернышев на примере полиметаллических месторождений скарновой формации Алтын-Топкана и Курусая в Кармазаре и Турбинских медноскарновых месторождений на Урале показал, что ориентировка оптических осей кальцита в известняках, замещаемых скарнами, и связанных с ними рудах на контакте с гранитоидами отвечает типичному *B*-тектониту, и что она возникла в связи с пластической деформацией известняков.

При картировании скарново-рудных полей почти всегда приходится встречаться с дайками и штокообразными телами интрузивных пород. Так же как и для ранее рассмотренных рудных полей, важное значение представляет изучение истории формирования структур и выявление мест оруденения. Скарново-рудные месторождения в этом отношении мало отличаются от других эндогенных образований. В них, так же как и во многих менее высокотемпературных гидротермальных месторождениях, тектонические трещины, вмещающие оруденение, возникают задолго до минерализации и до внедрения интрузивов. В ряде рудных полей выявляются штоки кислых интрузивных пород, приуроченные к таким трещинам. Иногда вдоль них распространены дайки диабазовых порфиров, однако последние нередко имеют секущее положение относительно минерализованных тектонических трещин. Перед рудоотложением по ранее заложеным трещинам возобновлялись, как правило, незначительные перемещения пород. В секущих дайках основных пород эти перемещения нередко приводят к возникновению мелких трещин, вдоль которых обычно располагаются рудные прожилки, чаще всего более поздних стадий минерализации.

3. Картирование рудных тел в гидротермальных месторождениях

В слоистых толщах залегают разнообразные гидротермальные месторождения цветных, редких и благородных металлов, а также барита, сидерита, флюорита и других полезных ископаемых. Все эти месторождения в структурном отношении могут быть разделены на две группы:

1) разнообразные по форме месторождения, подчиненные складчатым структурам;

2) жильные месторождения, приуроченные к трещинным структурам.

Общие особенности картирования рудных полей и месторождений, подчиненных складчатым структурам, мы в кратких чертах уже рассмотрели выше. Было отмечено, что необходимо не только проследить и кар-

тировать маркирующие горизонты и другие пласты, но также отличать и разрывные тектонические нарушения, которые часто играют важную роль в структуре таких месторождений.

Действительно, сколовые тектонические нарушения развиты практически во всех рудных полях и даже в таких типичных складчатых районах, как Бендиги в Австралии. Здесь выявлены послейные надвиги, к которым приурочены живообразные рудные тела. Эти надвиги располагаются согласно только на крыльях, а в шарнирных частях складок они пересекают и перемещают пласты.

Разрывные тектонические нарушения часто представляют собой рудопроводящие каналы и вдоль них развито гидротермальное изменение вмещающих пород. Однако не всегда эти нарушения удается непосредственно наблюдать на земной поверхности, особенно в районах развития сланцевых толщ. В ряде рудных полей они скрыты на глубине и выявляются только путем подсечения скважинами и прослеживания в подземных горных выработках. В частности, такие нарушения установлены в некоторых сурьмяно-ртутных рудных полях, где оруденение приурочено к роговикам, развитым по контакту известняков и вышележащих сланцев. Такие нарушения очень отчетливо проявляются в известняках, подстилающих роговики. В сланцах же они, как правило, быстро затухают.

В ряде рудных полей рудопроводящие тектонические нарушения далеко не всегда являются секущими по отношению к слоистости. Во многих случаях они бывают ориентированы согласно с вмещающими породами и распространяются по контактам пластов с резко различными механическими свойствами, например известняков и аргиллитов, либо известняков и глинистых сланцев и т. д. Эти нарушения могут быть надвигами, и в таких случаях оруденение, контролируемое ими, чаще всего локализуется в их всячем боку.

Наряду с дорудными рудопроводящими и рудоконтролирующими нарушениями, нередко проявляются и послерудные разрывные нарушения, пересекающие и деформирующие пласты различных пород, в том числе и рудоносные горизонты. Однако для того чтобы не было сомнений в послерудном возрасте этих нарушений, необходимо доказать полное отсутствие признаков минерализации вдоль них. Минерализация эта не обязательно должна содержать рудные минералы, она может быть выражена лишь в виде хлоритизации или даже карбонатизации. В некоторых случаях минерализация может проявляться не в самих нарушениях, а в непосредственно примыкающих к ним вмещающих породах. Такие нарушения также, по-видимому, являются дорудными.

При картировании жильных гидротермальных месторождений, развитых в слоистых толщах, прежде всего необходимо учитывать возможное влияние на оруденение вмещающих пород, различных по минералогическому составу и механическим свойствам. В одних пластах, пересекаемых рудными жилами, наблюдается богатое оруденение, в то время как в других рудные минералы либо вовсе не наблюдаются, либо развиты в незначительном количестве.

Особенно отчетливо наблюдаются различия в концентрации оруденения при пересечении рудными жилами перемежающихся пластов сланцев и песчаников, либо сланцев и эффузивов. В сланцах, особенно глинистых, оруденение может совсем отсутствовать, в то время как в песчаниках и эффузивах наблюдается повышенная концентрация рудных минералов. Соответственно в них развиваются короткие лентообразные тела, распространяющиеся по падению строго соответственно мощности пласта пород, благоприятного для развития оруденения. Такие рудные тела могут вновь появляться с глубиной по мере пересечения минерализованными трещинами новых благоприятных пластов.

В качестве примера можно привести полиметаллическое месторожде-

ние Оджи в Сванетии, где короткие линзообразные тела свинцово-цинковых руд распространяются от крутопадающих нарушений вдоль пластов песчаников и имеют равную с ними мощность. В районах развития карбонатных пород, перемежающихся с эффузивами, неблагоприятными для оруденения могут явиться горизонты эффузивов. Такие соотношения наблюдаются на золоторудном месторождении Лебедино на Алдане. Согласно данным А. И. Фастоловича и Н. В. Петровской (1940), оруденение здесь концентрируется в форме горизонтально вытянутых многоярусных лентообразных тел, приуроченных к местам пересечения крутопадающими дорудными нарушениями пластов кембрийских известняков. Межпластовые залежи кислых и щелочных экструзивных образований, пересекаемых этими же нарушениями, не несут оруденения. Во многих случаях резко различное оруденение возникает в слоистых породах, близких по составу, но различающихся своей зернистостью.

Подобным же примером является Балейское золоторудное месторождение, описанное В. И. Лозовским и др. Вмещающими породами этого месторождения служат верхнеюрские аркозовые конгломераты и песчаники. В конгломератах залегает рудная зона № 3, представленная одиночной жилой, в пределах которой оруденение распространяется между двумя поверхностями скольжения, отстоящими на расстоянии 0,5—1,5 м одна от другой. В песчаниках залегает зона № 1, в пределах которой, помимо основной рудной жилы, оруденение проявляется и по параллельным ей мелким трещинам, образуя рудную зону мощностью от 3 до 10 м. Это связано с лучшей способностью песчаников, по сравнению с конгломератами, к хрупким деформациям, а также, по-видимому, с наличием в песчаниках тонких линзочек углистого вещества.

Резкая разница в интенсивности оруденения в зависимости от литологических особенностей и механических свойств вмещающих пород особенно отчетливо наблюдается в рудных полях, сложенных осадочно-метаморфическими толщами, рассеченными дайками интрузивных пород. В этом отношении особенно интересны рудные поля с широко развитыми в их пределах пологопадающими дайками гранитоидов, прорывающих сланцевую толщу. При пересечении этих пород минерализованными трещинами оруденение нередко проявляется только в пределах самих даек, и глубина его распространения точно отвечает их мощности. Подобные соотношения наблюдаются на Эльбрусском свинцово-цинковом месторождении на Северном Кавказе. Многочисленные рудные жилы этого месторождения в основном содержат промышленное оруденение лишь там, где они пересекают дайки кварцевых порфиров, мощность которых местами превышает 20 м. По выходе рудных жил из даек во вмещающие метаморфические сланцы промышленное оруденение практически прекращается.

Еще более интенсивное развитие оруденения различных металлов отмечается в крутопадающих дайках гранитоидов, где оно связано с так называемыми лестничными жилами. На вопросах изучения и картирования таких жил мы остановимся ниже.

Итак, при картировании рудных жил, секущих слоистые породы, необходимо учитывать, что отсутствие в жиле на том или ином интервале промышленной минерализации может быть обусловлено тем, что здесь залегают неблагоприятные для оруденения пласты пород; по выходе жилы как по простиранию, так и по падению из этих пластов в более благоприятные породы в ней вновь может появиться промышленное оруденение. Однако необходимо также помнить, что обогащенные рудные участки обычно возникают при благоприятном сочетании структурных и литологических особенностей вмещающих пород, и, если минерализованная трещина, пересекающая благоприятные пласты, в процессе оруденения являлась закрытой, то промышленное оруденение может отсутствовать. Примером такого характера оруденения может опять-таки служить Эль-

брусское месторождение, где промышленные руды наблюдаются в тех случаях, когда минерализованные трещины, пересекающие дайки гранитоидов, падают вертикально либо на восток. В интервалах рудоносных трещин, падающих к западу, оруденение отсутствует не только в метаморфических сланцах, но и в дайках.

При картировании рудных жил и тектонических нарушений в слоистых толщах необходимо выяснить генетический тип трещин, несущих оруденение, и определить направление перемещений блоков пород вдоль поверхности сбрасывателя в процессе оруденения. Это позволяет установить, какие интервалы трещин в процессе оруденения были более приоткрытыми и какие относительно более закрытыми. При решении этих вопросов при наблюдениях над непосредственным пересечением и смещением контактов пластов определенную помощь оказывает анализ пространственного положения рудных жил относительно осей складок. Жилы, приуроченные к надвигам, часто бывают ориентированы параллельно осям складок, жилы же, приуроченные к сдвигам, проходят косо по отношению к этим осям.

В случае приуроченности к сбросам, наложенным на складчатость, рудные жилы могут иметь самые различные направления. Чаще же они вытягиваются поперек осей складок и нередко унаследуют направления ранних трещин отрыва.

Опыт изучения многих рудных полей показывает, что, как правило, направления движений блоков пород вдоль поверхностей рудоносных трещин во время процесса минерализации не совпадают с направлениями движений блоков при заложении этих трещин. Во многих случаях этот вопрос удается выявить на основании пространственного соотношения главных жил и их боковых апофиз. Например, если к висячему боку главной рудной жилы, падающей под углом 45° , примыкают горизонтально залегающие рудные апофизы, развитые вдоль оперяющих ее трещин отрыва, то, очевидно, в процессе оруденения по главной трещине проявлялись надвиговые перемещения. Если главная жила ориентирована параллельно оси складки, то имеются основания предполагать, что рудоносная трещина была заложена как надвиг (взброс) и во время оруденения по ней повторялись надвиговые перемещения. Соответственно можно ожидать, что обогащенные участки будут размещаться в наиболее пологозалегающих местах жилы.

Во многих случаях внутрирудные движения по трещинам бывают направлены таким образом, что одновременно раскрываются как надвиги, так и сдвиги. В результате этого рудные жилы приобретают коленчатую форму, переходя из одной трещины в другую. В некоторых случаях раскрытыми оказываются две системы ранее заложённых сдвигов, пересекающихся под прямыми углами. При этом трещины одной системы могут быть приоткрыты несколько больше, чем другой. В результате этого по одной из систем могут развиться более мощные жилы, чем по другой, как, например, это наблюдал Г. Кнейпер (1955) на одном из месторождений сидерита в Зигерланде.

Если одна система сдвигов при оруденении будет закрыта, то рудные жилы расположатся только в другой системе. Примером подобных соотношений является сульфидно-касситеритовое месторождение Хапчеранга, в котором жилы развиты по системе сдвигов северо-западного простирания, в то время как сдвиги северо-восточного простирания, заложённые в дорудное время, практически безрудны.

Выяснение направления перемещения блоков вдоль поверхности сбрасывателя минерализованной трещины в дорудное время и в процессе оруденения позволяет в ряде случаев высказать правильный прогноз о возможных местах расположения рудных столбов и о возможном их распространении на глубину. В этом отношении интересна структура Квайсинского свинцово-цинкового месторождения. Согласно

А. Е. Бенделиани и Г. М. Мейтуву, оруденение этого месторождения, сформированное в послезоеновое время, приурочено к старым послеверхнеюрским трещинам, сопряженным со складчатостью; перемещения по трещинам возобновились в процессе оруденения, но они имели уже другое направление.

Рудоносным оказался старый взброс, по поверхности которого среднеюрские порфириды были надвинуты на верхнеюрские известняки (рис. 140). Небольшие смещения происходили и по контакту известняков с подстилающими их порфиридами. Амплитуда взброса составляет примерно 250—300 м. Представлен он зоной дробления, которая сопровождается темной хлоритизированной тектонической глиной, перепол-

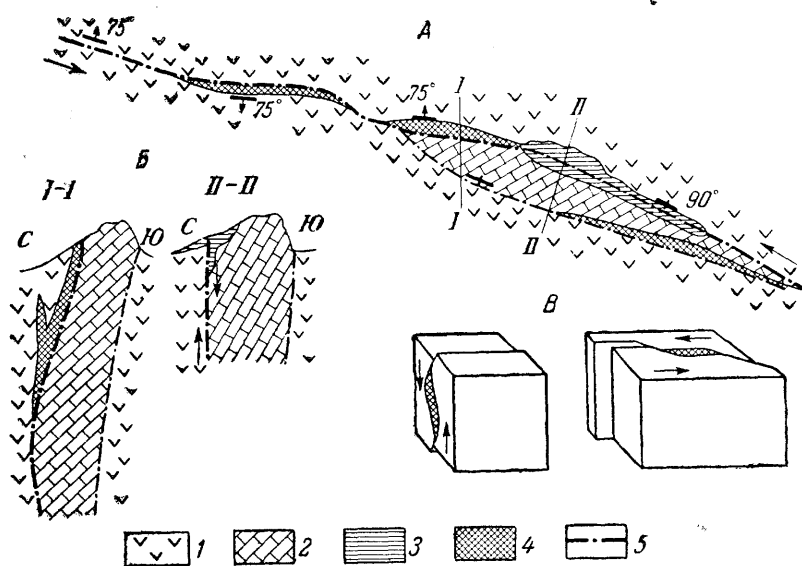


Рис. 140. Рудные столбы в широтных интервалах древнего взброса, испытывавшего перемещение в процессе рудообразования (по А. Е. Бенделиани и Г. М. Мейтуву)
 А — план; Б — вертикальные разрезы по I—I и II—II; В — схема движения блоков в процессе оруденения:
 1 — порфириды; 2 — известняки; 3 — меловые отложения; 4 — рудные тела; 5 — разрывные нарушения

ненной обломками известняков и порфиритов, и рассечена большим количеством кальцитовых прожилков. Мощность рассланцованных пород и тектонической глины, развитой вдоль нарушения, колеблется от 0,7 до 8 м. Поверхность взброса изгибается, простирается от северо-западного до широтного.

На одном из участков месторождения сохранились меловые и частью эоценовые отложения, лежащие несогласно на отложениях средней и верхней юры и перекрывающие поверхность древнего взброса. Однако перед оруденением и эти отложения оказались разорванными вдоль взброса. Новые перемещения произошли по тем же направлениям, но вертикальная их амплитуда не превосходила 15 м. В связи с новой деформацией по старому нарушению отчетливо проявилось горизонтальное перемещение, выразившееся в движении висячего бока с востока на запад. Это движение хорошо выявляется при подземном картировании по смещению контактов порфиритов и туфов и при картировании на поверхности меловых отложений. При этом перемещении северо-западные интервалы древнего взброса были закрыты и в них орудене-

ние не проявлялось, мощность зоны тектонической глинки, развитой в них, достигала 7—8 м.

Более приоткрытыми оказались интервалы нарушения широтного простирания, вдоль которых и расположились рудные тела, имеющие форму столбообразных залежей. Изгибы главного нарушения по падению также определенным образом повлияли на распределение обогащенных участков и рудных столбов. Интервалы с южным падением поверхности сбрасывателя оказались затерты, в них наблюдается выклинивание оруденения. Наиболее приоткрытыми и благоприятными для локализации оруденения явились широтные интервалы старого взброса, падающие к северу, что и отражено на приложенной блок-диаграмме (см. рис. 140). Рассмотренный пример интересен тем, что на месторождении сохранился выход пород мелового и эоценового возраста, который дал возможность полностью восстановить последовательность перемещений по главному рудовмещающему нарушению, происходивших как до оруденения, так и в процессе минерализации.

В каждом отдельном случае необходимо стремиться расшифровать историю развития движений по рудоносным трещинам, т. к. это имеет важное практическое значение и помогает в выборе направления геологоразведочных работ. Следует подчеркнуть, что изгибы рудоносных трещин по падению и простиранию не обязательно должны быть значительными. В некоторых случаях изменение элементов залегания рудоносных трещин на $3—5^\circ$ уже может обеспечить достаточное их приоткрывание и, как следствие, привести к рудоотложению. Подтверждением этого может служить структура золоторудного месторождения Долпран. По данным В. Ф. Чернышева, на этом месторождении промышленное оруденение локализуется на интервалах дорудной зоны рассланцевания, отличающихся от смежных по элементам залегания на $3—5^\circ$.

Для решения вопроса о местах концентрации оруденения в зонах, расположенных вдоль минерализованных трещин, важно выяснить, как сочетаются в пространстве главные и боковые оперяющие трещины, и прежде всего — минерализованные, а также установить возрастные соотношения оруденения и даек интрузивных пород. Следует учитывать, что во многих гидротермальных рудных полях, сложенных слоистыми толщами, промышленное оруденение нередко проявляется только в дайках гранитоидов, где оно представлено большим количеством рудных прожилков и вкрапленников, именуемых «лестничными» жилами. Дайки в таких случаях благоприятны для оруденения прежде всего потому, что они более хрупки по сравнению с вмещающими их слоистыми образованиями. Вместе с тем, дайки гранитоидов обладают и более благоприятными литологическими особенностями по сравнению с вмещающими сланцами. Вследствие этого руды ряда металлов и, в частности, золота, олова, свинца, меди и других, развиваются только в дайках интрузивных пород и полностью отсутствуют во вмещающих толщах. При картировании подобных месторождений очень важно установить элементы залегания рудоносных даек. Опыт показывает, что наиболее благоприятны для возникновения лестничных жил крутопадающие дайки гранитоидов. Именно в них образуются весьма многочисленные мелкие прожилки, выполняющие большое количество трещин отрыва.

Пологопадающие дайки, как уже отмечалось, обычно содержат оруденение лишь в местах пересечения их более крупными тектоническими нарушениями. Согласно данным И. П. Кушнарева (1949), на Березовском золоторудном месторождении рудоносные дайки отделены от вмещающих сланцев дорудной тектонической глиной. Поперечные и косо ориентированные к контактам прожилки, развитые в дайках, резко обрываются вблизи зон, выполненных тектонической глиной.

При отсутствии глинки такие прожилки внедряются на некоторое расстояние во вмещающие сланцы, но обычно быстро выклиниваются в этих весьма пластичных породах (рис. 141). Согласно данным М. Б. Бородаевской и Н. И. Бородаевского (1947), лишь отдельные жилы, приуроченные к хорошо выраженным поперечным нарушениям типа «красичных» жил Березовского месторождения, довольно далеко прослеживаются во вмещающих породах.

Тектоническая глина, развитая по контакту даек с вмещающими породами, может в некоторой степени отождествляться со свинцовыми

прокладками, которые применялись в экспериментах при раздавливании образцов горных пород и способствовали возникновению в них трещин отрыва. Соответственно в дайках, отделенных от вмещающих пород относительно мощными пропластками тектонической глинки, проявляются в основном только трещины отрыва. Вместе с тем, нетрудно представить, что дайки интрузивных пород, залегающие среди пластичных толщ и способные к хрупким деформациям, интенсивно дробятся и при отсутствии в их контактах тектонической глинки. В них могут появиться не только трещины отрыва, но также многочисленные сколовые трещины и сопряженные с последними боковые оперяющие трещины. Такая сложная трещиноватость даек наблюдается на многих золоторудных месторождениях Колымы и других районов. Эта закономерность подмечена также на некоторых медных, оловянных и других месторождениях.

Опыт крупномасштабного картирования и разведки рудоносных даек гранитоидов на Колыме показывает, что интенсивность оруденения в дайках в значительной степени зависит от способности вмещающих пород к пластической деформации. Более интенсивно оруденевают целые дайки и отдельные их части, залегающие в высокопластичных сланцах. В то же время в интервалах даек, залегающих в песчаниках, интенсивность оруденения заметно падает. Менее оруденевшими оказываются также дайки, либо отдельные их части, залегающие согласно со слоистостью вмещающих пород. Вероятно, это связано также с меньшей возможностью дробления даек, залегающих в подобных условиях.

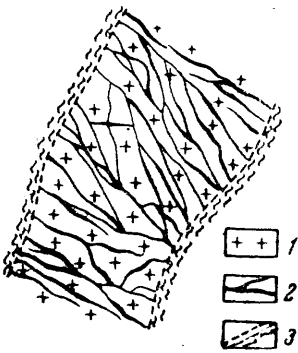


Рис. 141. Поперечные золото-кварцевые жилы в березитизированной дайке гранит-порфира. Схематический план (по М. Б. Бородаевской, 1947).

1 — березитизированные гранит-порфиры; 2 — золото-кварцевые жилы; 3 — зоны расланцевания на контакте гранит-порфира с пластичными вмещающими породами

VI. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ПРИ ИЗУЧЕНИИ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Микроструктурным анализом называется изучение ориентированных структур горных пород. Ориентированные структуры характеризуются тем, что какие-либо элементы минералов, слагающих породу, как-то: спайность, удлинение, оптические оси статистически имеют закономерное положение, например, лежат в одной или нескольких плоскостях, подчинены одному направлению и т. д. Ориентированные структуры могут возникать в породах в результате отложения компонентов из неподвижной или движущейся среды, деформации твердых горных пород тектоническими силами или в связи с некоторыми другими процессами. При образовании ориентировки в связи с условиями отложения весьма важную роль играет форма минералов. При отложении из неподвижной среды пластинчатые частицы, такие как слюда, или таблитчатые минералы, например полевые шпаты, накапливаясь на «дне», стремятся расположиться так, чтобы наибольшая плоскость ограничения была параллельна этому «дну». Ориентировка минералов, таким образом, отражает положение поверхности этого «дна», т. е. поверхности, на которой происходило отложение. Подобные условия отложения имеют место во многих замкнутых водных бассейнах. Ориентировка может возникнуть и в интрузиве в процессе его кристаллизационной дифференциации, происходящей в спокойных условиях.

При отложении минералов из движущейся среды их ориентировка отражает не только положение поверхности, вдоль которой происходило движение среды, но также указывает и линии течения. Так возникает ориентировка вытянутых кристаллов амфибола, пироксена и полевых шпатов в приконтактных частях интрузивов, соответствующая движению внедряющейся магмы. Во всех аналогичных случаях говорят о наличии в породе ориентировки по форме зерен.

Ориентировка по форме зерен может быть также следствием выпадения какого-либо минерала из растворов — роста зерен этого минерала на стенках открытой трещины или пустоты. В таких случаях образуются так называемые гребенчатые текстуры, характерные для некоторых жильных минералов, выполняющих рудоносные трещины.

Тектоническая ориентировка в горных породах возникает при их деформации. В процессе последней в породах могут происходить дифференциальные движения одних зерен по отношению к другим либо деформация самих зерен по плоскостям трансляции или двойникования, т. е. по определенным плоскостям кристаллических решеток. Общая деформация пород является суммарным результатом таких движений. Таким образом, в породах возникает ориентировка некоторых компонентов по строению, характерная для тектонитов. Однако другие минералы при этом могут оказаться ориентированными по форме зерен.

Такая ориентировка обычно проявляется и макроскопически, в виде сланцеватости.

Для облегчения анализа движений, возникающих в породе при деформации и проявляющихся в ориентировке слагающих ее компонентов, а также для сопоставления направлений этих движений с элементами макроструктуры, например простиранием и падением слоистости или сланцеватости породы, принята прямоугольная система координат a, b, c .

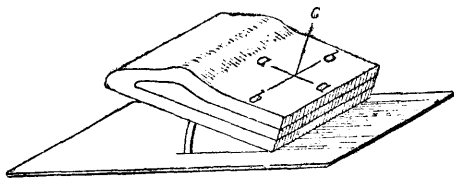


Рис. 142. Система координат a, b, c , принятая в микроструктурном анализе

Ось a этой системы отвечает линии движения, плоскость ac — плоскости деформации, ось b является перпендикуляром к плоскости ac . Эти соотношения можно видеть на примере складки (рис. 142), по отношению к которой ось a соответствует падению слоистости, ось b — простиранию слоистости и оси складки, а плоскость ac является плоскостью симметрии и представляет собой самый характерный разрез складки.

При этом ось b представляет собой возможную ось вращения и часто действительно является ею. В то же время она обычно соответствует оси B эллипсоида, отражающего деформацию данной породы.

Нередко в микроструктурном анализе употребляется термин «плоскость S ». Под ним подразумевают всякую плоскость, проявляющуюся в текстуре или структуре породы. Такими плоскостями S могут являться слоистость, структура течения, сланцеватость или плоскости скальвания. Для обозначения положения в пространстве плоскостей, имеющих секущее положение относительно принятой прямоугольной системы координат, пользуются кристаллографическими индексами h, k, l .

С помощью микроструктурного анализа можно установить, испытала ли данная порода тектонические воздействия и каков был характер движений при деформации. Поскольку формирование рудных полей и месторождений обычно представляет собой сложный, длительно развивающийся процесс, то для его расшифровки использование микроструктурного анализа может быть в некоторых случаях весьма целесообразным.

Техника микроструктурного анализа сводится к статистическому измерению положения определенных кристаллографических или оптических элементов зерен некоторых минералов в породе. Для этого в поле берут так называемые ориентированные образцы пород так, чтобы положение в пространстве какой-либо плоскости этого образца могло быть измерено на месте и зафиксировано на образце (рис. 143). Чаще всего в качестве такой плоскости выбирается раскол по сланцеватости или плоскость какой-либо хорошо выраженной трещины. На этой плоскости или на приклеенной к ней полоске лейкопластыря прочерчивают линию простирания, стрелкой отмечают определенное направление этой линии, а также отмечают направление падения. Если эти данные измерены горным компасом и записаны, то положение в пространстве образца известно.

Из таких образцов в строго определенных направлениях (чаще всего вкрест простирания сланцеватости, а в массивных породах вкрест простирания хорошо выраженной трещины) вырезают пластинки и изготавливают шлифы (см. рис. 143). При изготовлении шлифов на предметном стекле прочерчивают алмазным карандашом стрелку (например, на рис. 143 — параллельную верхней плоскости и ориентированную по падению), что позволяет в любое время восстановить поло-

жение шлифа по отношению к образцу, а следовательно, и установить его положение в пространстве.

Ориентированные шлифы чаще всего изучают с помощью федоровского столика, снабженного салазками, позволяющими передвигать шлиф параллельно его сторонам. В шлифах обычно измеряют положение плоскостей спайности, выходы оптических осей, иногда также плоскости двойниковых швов зерен определенного минерала, слагающих породу. Положение плоскостей, спайности и двойниковых швов, располагающихся в плоскостях, близких к поверхности шлифа, измерить на федоровском столике невозможно. Поэтому необходимо измерять их по меньшей мере в двух взаимно перпендикулярных ориентированных шлифах.

Чаще всего изучают ориентировку зерен кварца, кальцита, а также слюд. Для двух первых минералов измеряют положение оптических осей зерен, во втором также плоскости их двойникования. В слюде устанавливают положение спайности. Для каждого минерала производят измерения в 200—300 зернах и результаты их наносят на равноплощадную сетку; можно наносить их и на сетку Вульфа.

Оптические оси зерен наносят как проекции точек пересечения их с полусферой; плоскости спайности и двойникования — как проекции точек пересечения с полусферой нормалей к ним. Полученные при этом точечные диаграммы в дальнейшем обрабатывают и проводят изолинии плотностей точек, выражаемых в процентах.

Вычисление плотности точек, нанесенных на равноплощадную сетку, производят путем подсчета их количества, приходящегося на определенный процент площади сетки, пользуясь трафаретом — кружочком соответствующего диаметра (Пэк, 1939). Вычисление плотности точек, нанесенных на сетку Вульфа, удобно производить с помощью палетки А. В. Пронина (Пронин, 1949; Кригер, 1951). Вычисленные диаграммы подвергают анализу, сопоставляя с элементами структуры исследуемого участка.

Применение микроструктурного анализа, основанного на статистической обработке массовых измерений ориентировки компонентов горных пород, может оказать существенную помощь при расшифровке структур рудных полей и месторождений. Необходимо, однако, иметь в виду, что этот метод является вспомогательным и не может заменить обычные геологические наблюдения, проводимые при изучении рудных месторождений.

Следует также учитывать, что микроструктурный анализ может быть применен лишь для исследования относительно ограниченного комплекса пород, содержащих достаточное количество зерен перечисленных выше одноосных минералов. Определение ориентировки двuosных минералов сопряжено с большими трудностями и не нашло широкого применения. Для изучения с помощью микроструктурного анализа пригодно большинство гнейсов, кристаллических сланцев, многие гранитоиды, мраморизованные известняки, а также жильные заполнения рудоносных трещин. Недостатком микроструктурного анализа является его значительная трудоемкость. Поэтому им целесообразно

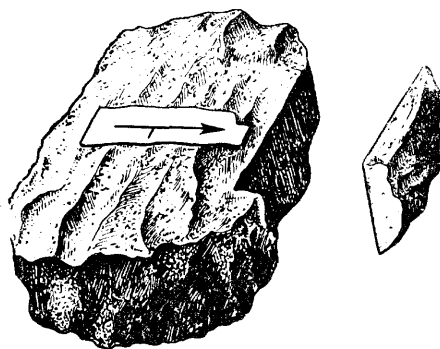


Рис. 143. Отпиливание пластинки для изготовления шлифа из ориентированного образца

но пользоваться лишь при решении отдельных, ясно поставленных вопросов. Успех его применения в значительной мере зависит от умения использовать его возможности.

Опыт советских и зарубежных геологов показывает, что микроструктурный анализ может оказать существенную помощь при решении ряда общих вопросов, связанных с изучением структур рудных полей, как, например, при выяснении генезиса отдельных складок, изучении ориентированного сложения метаморфических пород, вмещающих рудные месторождения (полосчатость, сланцеватость), а также при установлении характера крупных разрывов и перемещений по ним.

Еще более широкое применение микроструктурный анализ находит при изучении рудовмещающих трещин. Он оказывает существенную помощь при установлении их генезиса, соотношений с дайками, при расшифровке характера и направления перемещений в плоскости рудоносных трещин в ходе процесса минерализации, а также при изучении послерудных нарушений рудных тел.

ДЕФОРМАЦИЯ ГОРНЫХ ПОРОД И ОРИЕНТИРОВКА МИНЕРАЛОВ В НИХ

Мы не можем рассматривать здесь теоретические основы микроструктурного анализа и механизм ориентировки зерен различных минералов при деформации пород. Эти вопросы рассматриваются в специальных ру-

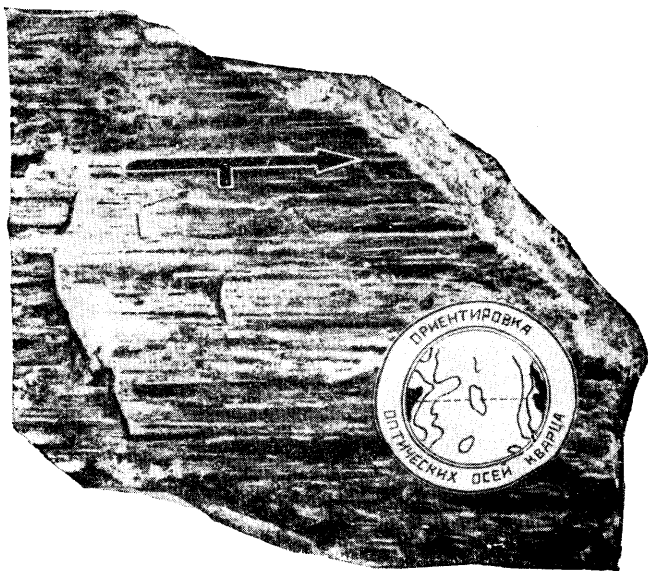


Рис. 144. Ориентировка борозд скольжения и оптических осей кварца на зеркале скольжения

ководствах. Отметим только, что по характеру получающихся диаграмм все тектониты могут быть разделены на так называемые *S*-тектониты и *B*-тектониты. На диаграммах *S*-тектонитов оптические оси зерен кварца или кальцита, слагающих породу, сосредоточены в отдельных местах, которые часто называют максимумами их конструкции или просто «максимумами» (рис. 144).

Большое количество данных, накопившихся к настоящему времени, позволяет сказать, что в кварцевых тектонитах, особенно представляющих собой раскристаллизованные милониты зеркал скольжения, оптические оси большинства зерен кварца часто ориентированы примерно параллельно оси «*a*», т. е. параллельно линии движения по этим плоскостям.

На диаграммах тектонитов мраморов плоскости лучше всего выра-

женных двойниковых пластинок зерен кальцита e , т. е. граней $(01\bar{1}2)$, располагаются в основном параллельно плоскости скольжения в породе. Следовательно, нормали к этим плоскостям на диаграммах будут перпендикулярны плоскостям скольжения. Оптические оси зерен кальцита образуют с нормальными к плоскостям двойникования угол в 26° . На диаграммах они дают один или несколько максимумов, располагающихся вокруг максимумов нормалей к плоскостям двойникования. Нормали к плоскостям совершенной спайности зерен кальцита по r , т. е. к граням (1011) , образуют с оптическими осями угол около 44° . На диаграммах они дают максимумы, располагающиеся между максимумами нормалей к плоскостям двойникования $(01\bar{1}2)$.

В B -тектонитах имеется целая серия максимумов, располагающихся в пределах определенного пояса, осью которого оказывается тектоническая ось b . В некоторых случаях этот пояс выражен особенно ясно, является замкнутым и обнаруживает относительно равномерную плотность (рис. 145). Иногда породы, обнаруживающие такую совершенную поясную ориентировку, называют R -тектонитами.

Есть основания считать, что в B - и R -тектонитах ось b является линией пересечения целой серии плоскостей скальвания и, следовательно, обычно совпадает с осью B эллипсоида той деформации, с которой связано образование этих тектонитов. Возможно, что образование B -тектонитов и особенно R -тектонитов является следствием поворотов зерен вокруг оси b в процессе деформации.

Такая интерпретация тектонитов, являющаяся результатом обобщения большого количества проведенных анализов, может быть использована в качестве основы для предварительной оценки вновь получаемых диаграмм. Конечно, применение этой методики требует внимательного изучения теоретических основ и теперь уже довольно большого количества данных микроструктурных анализов различных тектонитов, имеющих в литературе. Приведенные же здесь краткие сведения достаточны лишь для того, чтобы перейти к рассмотрению интересующего нас вопроса о возможности применения этой методики для изучения структур месторождений.

ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ПРИ ИЗУЧЕНИИ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Выяснение генезиса складок

По способу образования следует различать складки скольжения с изгибом и складки скальвания. Кроме того, в метаморфизованных толщах распространены складки, в образовании которых большую роль играло течение материала. Дифференциальные движения при таком течении были, по-видимому, весьма сложными, но представляли собой в сущ-

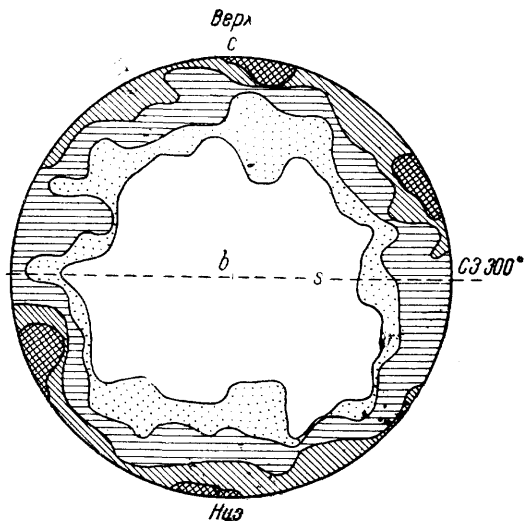


Рис. 145. Ориентировка 382 лейст биотита в гранитах карьера Ак-Тюбе на р. Уллукам (по Б. П. Беликову, 1948). < 0,5—1—2—3% >

ности также скалывание по целой серии поверхностей, расположенных различно и к тому же изменяющих свое положение во времени.

Выяснение генетического типа складок в рудоносных районах имеет большое практическое значение. В самом деле, в областях шарнира в антиклинальных складках, образовавшихся путем скольжения с изгибом, нередко возникают участки приоткрывания, благоприятные для образования седловидных жил. В районах распространения складок скалывания с большей вероятностью можно ожидать появления рудных тел трещинного типа. Для складок течения весьма характерно развитие мощных залежей в областях шарнира складок, возникших за счет перераспределения рудного материала, находившегося в пределах пластов.

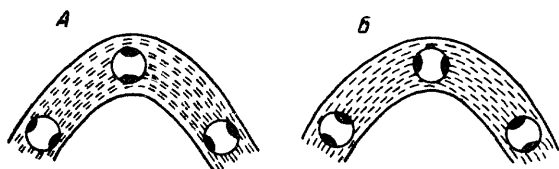


Рис. 146. Складка скольжения с изгибом. Схема ориентировки пластинок слюды (А) и оптических осей кварца (Б) в различных участках складки

Об этом уже говорилось в разделе данной книги, посвященном элементам структурной геологии. Однако в ряде случаев различия складок по форме бывают затушованы и вопрос об их генезисе остается открытым. Для объективного его решения может быть использован микроструктурный анализ.

Складки скольжения с изгибом обязаны своим образованием проскальзыванию друг относительно друга отдельных пластов или даже тончайших пластинок в пределах пластов. При этом минералы, слагающие данную породу, приобретают соответствующую ориентировку. Пластины слюды располагаются в плоскости скольжения, повторяя форму складки (рис. 146, А), зерна кварца могут быть ориентированы так, что максимумы выходов их оптических осей примерно совпадают с направлением скольжения (рис. 146, Б). В породе возникает сланцеватость, согласная со слоистостью (сланцеватость слоистости), видимая часто невооруженным глазом и отчетливо выявляющаяся при микроструктурных исследованиях.

В качестве примера расшифровки складки скольжения с изгибом можно привести данные, полученные Е. А. Кузнецовым (1944) при изучении щелочного массива в районе г. Миасса. Исследованный им участок представляет собой крупную антиклиналь с простиранием, близким к меридиональному, сложенную гнейсами и кристаллическими сланцами и прорванную в ядре интрузивов щелочных пород, главным образом сиенитов (рис. 147). Антиклиналь имеет асимметричное строение: восточное крыло ее падает почти вертикально, западное — под углом около 50° . В сиенитах хорошо заметна полосчатость, параллельная сланцеватости метаморфических пород.

Для выяснения генезиса складки Е. А. Кузнецов изучил ориентированные шлифы по образцам, взятым из гнейсов

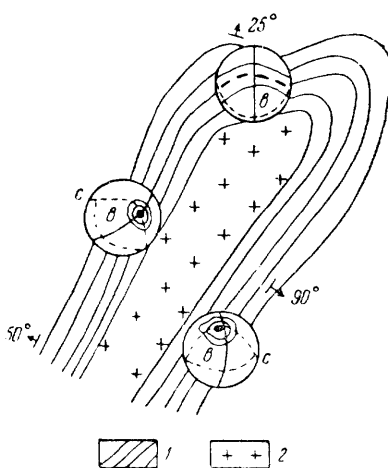


Рис. 147. Ориентировка оптических осей кварца в различных частях складки, сложенной гнейсами (по Е. А. Кузнецову, 1951)
1 — гнейс; 2 — сиенит

и щелочных пород. В результате исследования гнейсов выяснилось, что на крыльях складки кварц имеет ориентировку, соответствующую *S*-тектониту, причем максимум оптических осей отвечает линии скольжения, лежащей в плоскости сланцеватости и перпендикулярной оси складки. В области периклинального замыкания складки кварц имеет ориентировку, соответствующую типичному *B*-тектониту, ось которого параллельна оси погружающейся складки. Ориентировка слюды в гнейсах повсюду одинакова: пластинки ее постоянно располагаются в плоскости сланцеватости. Приведенные наблюдения позволяют сделать вывод, что описанная антиклиналь сформировалась в результате скольжения с изгибом.

Складки скальвания своим образованием обязаны скольжению отдельных тончайших пластин породы по плоскостям, параллельным осевым плоскостям складок. Отражение этой деформации проявляется и в соответствующей ориентировке некоторых минералов, слагающих породу. В породах возникает сланцеватость, видимая макроскопически. Пластинки слюды (или плоскости двойникования зерен кальцита) располагаются параллельно плоскостям скольжения, т. е. осевым плоскостям складок (рис. 148, А). Аналогичную же ориентировку могут приобрести и оптические оси зерен кварца (рис. 148, Б).

Хорошо изученные примеры подобной ориентировки относятся лишь к складкам небольшого масштаба. Одну из таких складок, сложенную кальцитом, описал Б. Зандер в 1930 г. (рис. 149). Исследование ориентированного шлифа, взятого из шарнирной части складки, показало, что полюса двойниковых пластинок кальцита образуют один максимум, отвечающий линии скольжения, лежащей в осевой плоскости складки; таким образом, эта складка является результатом скальвания.

Пример крупной складки, связанной, очевидно, с явлениями скальвания, имеется в работе Г. Д. Ажгирея и относится к району Садонского месторождения. Здесь наиболее древними породами являются граниты. Они слагают ядро антиклинали широтного простирания и трансгрессивно перекрыты базальным слоем нижнеюрских отложений доста-

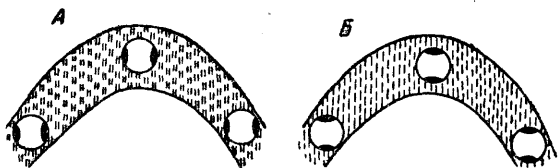


Рис. 148. Складка скальвания. Схема ориентировки пластинок слюды (А) и оптических осей кварца (Б) в различных участках складки

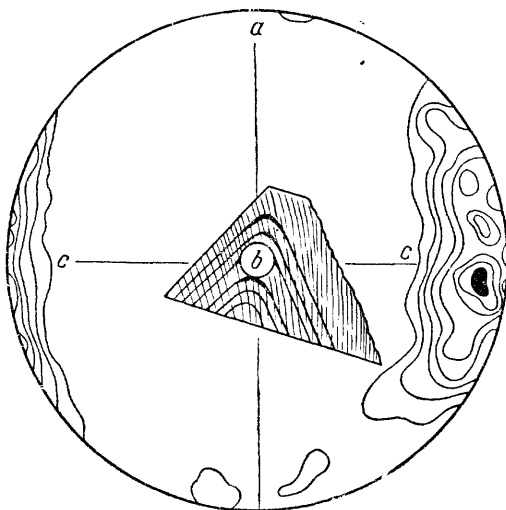


Рис. 149. Складка скальвания в мраморе. Хинтертукс, Тироль. Диаграмма ориентировки 500 плоскостей двойникования кальцита (по Б. Зандеру, 1930). $\angle 1-2-3-5-7-9-11 < 13^\circ$. В центре диаграммы изображена складка, подвергнутая исследованию. На ней вертикальной штриховкой показано направление видимой сланцеватости

точно выдержанной мощности. При этом угол падения контакта между обеими породами достигает 50° . Такие соотношения могут быть объяснены только плавным изгибанием гранитов, деформировавшихся совместно с покрывающими их породами, т. е. участием гранитов в складчатости.

Микроструктурный анализ садонских гранитов показал, что кварц в них обладает отчетливой ориентировкой, причем максимумы отвечают почти вертикальным плоскостям скольжения. Это дает основание полагать, что садонская антиклиналь представляет собой складку скальвания.

2. Изучение ориентированного сложения вмещающих гранитоидов

Ориентированное сложение гранитоидов обычно выражается параллельным расположением шлиров и пластинок слюды, а также линейной вытянутостью вкрапленников полевых шпатов и роговой обманки. Нередко такое сложение породы без всяких доказательств считают первичным, и его возникновение связывают с течением магмы в процессе ее внедрения. Соответственно часто считают возможным по ориентировке минералов определять направление течения магмы в процессе формирования гранитных массивов и устанавливать их форму.

Однако такое представление не всегда оказывается верным. Закономерное расположение вкрапленников полевых шпатов и шлиров в интрузивных породах действительно, как правило, обуславливается первичной ориентировкой их в связи с течением магмы. Пластинчатые же минералы,

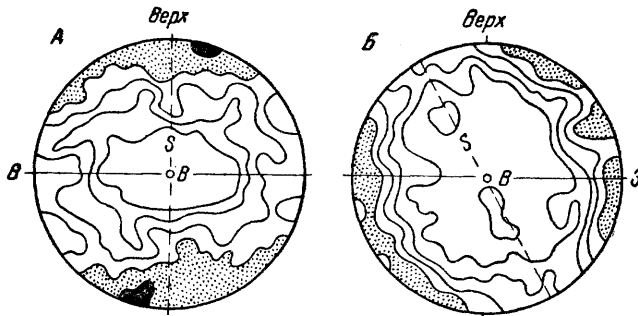


Рис. 150. Диаграмма ориентировки оптических осей кварца (по И. П. Кушнारेву, 1955)

А — в кварцевом днорите, 250 измерений $< 0,5-1-2-3-4 < \%$ шлиф вертикальный, перпендикулярный к плоскости гнейсирования S ; Б — во вмещающем кварцево-хлоритовом сланце, 250 измерений, $< 0,5-1-2-3-4 < \%$, шлиф вертикальный, перпендикулярный к плоскости сланцеватости S

лы, и прежде всего слюды, часто приобретают ориентировку также и в результате тектонических воздействий на уже затвердевшую породу. Поэтому для выяснения генезиса ориентированного сложения гранитоидов необходимо проводить специальные исследования; при этом существенную помощь оказывает применение микроструктурного анализа, а именно — изучение ориентировки зерен кварца.

Кварц, который в гранитоидах обычно кристаллизуется одним из последних, не может приобрести в процессе течения магмы ориентировку по форме зерен. Однако он хорошо реагирует на последующие тектонические воздействия и ориентируется по внутреннему строению зерен, что проявляется в закономерном расположении их оптических осей. Поэтому, если в гранитоиде с макроскопически ориентированным сложением кварц имеет ориентировку, свойственную тектонитам, то можно считать однозначно доказанным, что порода претерпела деформацию в твердом состоянии. Однако это не исключает возможности наложения тектонической ориентировки на первичную. Для решения вопроса о наличии или отсут-

ствии последней в породе требуется проведение дополнительных исследований и, прежде всего наблюдений над ориентировкой шлифов и вкрапленников полевых шпатов вблизи контактов с вмещающими породами.

В качестве примера изучения ориентированного сложения гранитоидов с помощью микроструктурного анализа можно указать на исследования И. П. Кушнарера и А. В. Дружинина, проведенные ими в некоторых районах Забайкалья. В районе, изученном И. П. Кушнаревым (1955), в некоторых массивах гранитоидов наблюдается хорошо выраженная плоскостная ориентировка, обусловленная параллельным расположением пластинок биотита. Эта ориентировка ранее считалась первичной. Изучение ориентированных шлифов из этих гранитоидов показало, что кварц в них, как и во вмещающих кварцево-хлоритовых сланцах, характеризуется выдержанной ориентировкой, соответствующей *B*-тектонитам (рис. 150), причем на отдельных участках ось *b* имеет секущее положение относительно контакта обеих этих пород. Следовательно, наблюдаемая теперь ориентировка гранитоидов — тектоническая, обусловленная деформацией уже затвердевшей породы.

Приведем в качестве примера также результаты изучения Давендинского рудного поля, представленного рядом кварцевых жил с молибденитом, залегающих среди гнейсовидных гранитоидов. Жилы здесь располагаются в соответствии с плоскопараллельной текстурой гранита. Считалось, что последняя представляет собой следы течения магмы, а локализация жил обусловлена протектоникой гранитного массива. При детальном геологическом картировании рудного поля, проведенном А. В. Дружининым, было установлено, что полосчатые граниты образуют среди массивных гранитов мощную полосу, протягивающуюся согласно с простиранием рудоносных жил. Микроструктурный анализ ряда образцов показал, что в массивных гранитах оптические оси кварца расположены беспорядочно, а в гнейсовидных гранитах они обнаруживают ориентировку типа *B*-тектонита, ось которого расположена горизонтально, в плоскости гнейсовидности (рис. 151). На основании этого был сделан вывод, что полоса гнейсовидных гранитов представляет собой тектоническую зону, и ориентированное сложение пород в ней не связано с течением магмы.

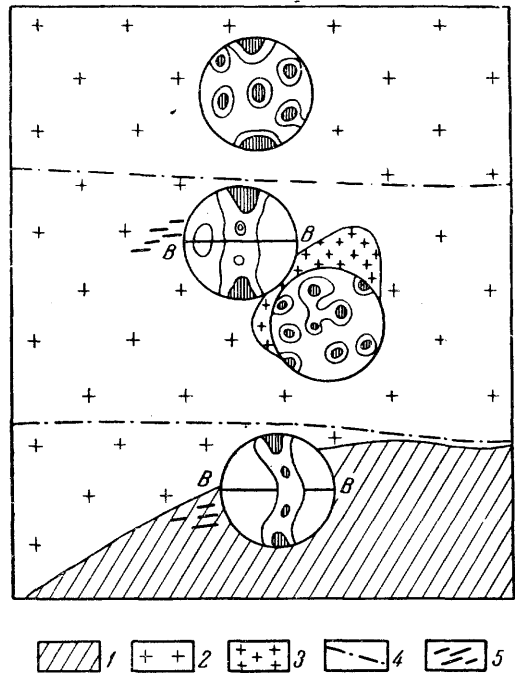


Рис. 151. Ориентировка оптических осей кварца в полосчатых гранитоидах (по А. В. Дружинину) 1 — палеозойские гранитоиды; 2 — древнекаменноугольные гранитоиды; 3 — позднекаменноугольные гранитоиды; 4 — границы зоны интенсивной полосчатости в гранитоидах; 5 — направление полосчатости

3. Изучение разрывных нарушений

При геологическом картировании рудных полей и месторождений часто бывает важно выяснить, какой характер имеет тот или иной контакт между двумя породами, нормальный он или тектонический. Обычно

этот вопрос решается с помощью общепринятых методов геологического исследования. Затруднения встречаются в тех случаях, когда мы имеем дело с контактами между двумя однородными интрузивными породами или между интрузивной породой и слоистыми образованиями, но сама зона контакта прикрыта наносами. В таких условиях на помощь исследователю приходит микроструктурный анализ. Используя его, можно сравнить ориентировку компонентов породы непосредственно вблизи контакта и на некотором удалении от него и тем самым установить наличие или отсутствие тектонических движений по контакту.

Нередко сам факт смещения по данному разрывному нарушению устанавливается достаточно отчетливо, но для определения типа перемещения требуется определить положение линии скольжения в плоскости данного нарушения. С помощью микроструктурного анализа иногда удается решить вопрос однозначно. Для этого изучают ориентировку по строению компонентов породы (чаще всего кварца и кальцита) непосредственно около данного нарушения и на некотором удалении от него. Последнее совершенно необходимо для получения уверенности в том, что ориентировка вблизи нарушения связана непосредственно с ним, а не является общей для всего исследуемого участка.

Примеры использования микроструктурного анализа для доказательства наличия дизъюнктивных нарушений и для выяснения характера перемещений по ним сравнительно немногочисленны. Рассмотрим кратко некоторые из них.

При проведении геологической съемки в районе г. Миасс на Среднем Урале Е. А. Кузнецов выделил тектоническую зону северо-северо-восточного простирания, представленную милонитами. Согласно его данным, эта зона разрывает массив щелочных пород и смещает его в плане на расстояние около 7 км. Такое представление автора оспаривали некоторые исследователи, ставившие под сомнение и наличие милонитов.

В дальнейшем Е. А. Кузнецов (1951) изучил большое количество ориентированных образцов из различных участков гранито-гнейсов, контактирующих с этой зоной. В удалении от последней гранито-гнейсы характеризуются хорошо выраженной сланцеватостью, подчеркнутой полосчатым расположением скоплений кварцевых зерен. Эти скопления обладают гранобластической или торцовой структурой, волнистое погасание кварца выражено слабо. Диаграммы

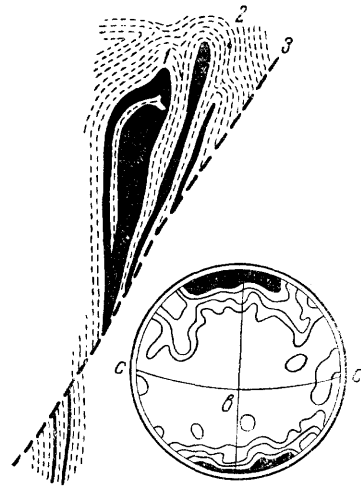


Рис. 152. Ориентировка оптических осей кварца в гнейсах, прилегающих к зоне милонитов (по Е. А. Кузнецову, 1951).

1 — слениты; 2 — гнейсы; 3 — зона милонитов. Плотность диаграммы: < 1—2—3—5 < %

оптических осей кварца соответствуют S-тектонитам с довольно отчетливым максимумом, отражающим сланцеватость породы (рис. 152).

По мере приближения к выделенной автором тектонической зоне породы приобретают признаки раздробления. Зерна кварца в них превращены в мозаику и растянуты в тонкие линзочки и полоски. Еще ближе к зоне кварц растерт до очень мелких угловатых зерен, и порода приобретает облик типичного милонита. По-видимому, раздробление породы происходило в несколько этапов, так как наблюдаются обломки милонитов в составе более поздних продуктов дробления. Микроструктурное исследование милонитов показало, что кварц в них не имеет какой-либо ориентировки. Таким образом, детальные исследования подтвердили ранее вы-

сказанное автором положение с наличием в данном районе тектонической зоны.

Микроструктурный анализ был успешно применен также А. В. Пэком (1940) при изучении одного из районов Северной Киргизии. Здесь выявилась необходимость определения характера контакта зеленокаменных пород с гранодиоритами. При проведении геологической съемки было установлено, что в гранодиоритах близ контакта прослеживается широкая полоса сильно рассланцованных пород, причем степень рассланцевания увеличивается при приближении к контакту с зелеными сланцами.

Полевые исследования показали, что здесь имеет место надвиг гранодиоритов на сланцы. Это предположение подтвердилось изучением ориентированных шлифов из гранодиоритов. На диаграмме ориентировки оптических осей зерен кварца в шлифах, взятых непосредственно около плоскости зеркала скольжения близ контакта, хорошо заметен очень отчетливый максимум, отвечающий вертикальному положению линии скольжения (рис. 153, Б). На некотором удалении от контакта ориентировка кварца приобретает характер типичных В-тектонитов (рис. 153, А).

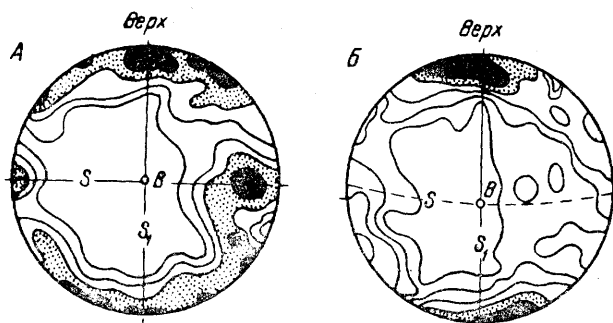


Рис. 153. Ориентировка оптических осей кварца в гранодиоритах около тектонического контакта (по А. В. Пэку, 1940)

А — слабо рассланцованный гранодиорит, 400 измерений, $< 0,5-1-1,5-2 < \%$, шлиф вертикальный, перпендикулярный к плоскости сланцеватости S ; Б — рассланцованный гранодиорит вблизи контакта, 452 измерения, $< 0,5-1-2-3-4 < \%$, шлиф вертикальный, перпендикулярный к плоскости сланцеватости S ;

4. Изучение рудных тел

Особенно хорошие результаты дает применение микроструктурного анализа при изучении рудных тел жильного типа, прежде всего при определении соотношения рудоносных жил с дайками, при выяснении генезиса рудоносных трещин, а также при установлении характера и направления предрудных и внутрирудных подвижек, происходивших в их плоскости. Существенную помощь этот метод оказывает и при изучении послерудных деформаций.

Соотношения рудных тел с дайками

Проблема соотношения рудоносных жил с дайками за последние годы широко обсуждается в советской геологической литературе. Приводятся многочисленные примеры, в той или иной мере доказывающие как дорудный, так и послерудный возраст даек. Большой интерес, проявленный геологами к этой проблеме, не случаен. Установление возрастных соотношений рудоносных жил и даек в отдельных рудных провинциях имеет весьма важное значение для понимания их общей металлогении. Оно необходимо также для определения исторической последовательности развития магматизма района и связи с ним руденения, а также

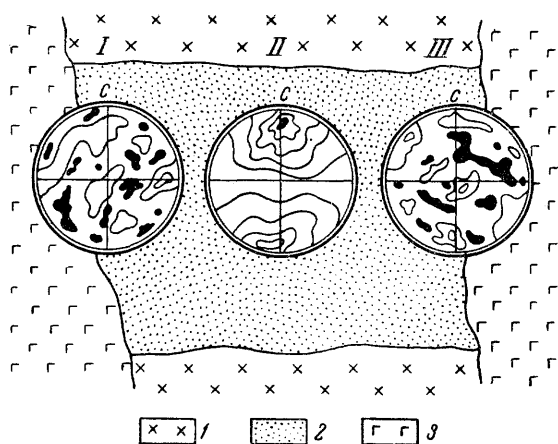


Рис. 154. Ориентировка оптических осей кварца в средней части кварцевой жилы (средняя диаграмма) и около контактов с секущими жилами диабазы (диаграммы справа и слева от нее). По Т. М. Кайковой, 1949. I — гранодиориты; 2 — кварц; 3 — диабаз: I — 277 оптических осей кварца $< 1-1,5 < \%$; II — 280 оптических осей кварца $< 0,5-1-1,5-2-2,5 < \%$; III — 297 оптических осей кварца $< 0,5-1-1,5 < \%$

новить наличие или отсутствие воздействия дайки на эти минералы.

Пример использования микроструктурного анализа при решении вопроса о соотношении даек и рудных жил приведен в работе Т. М. Кайковой (1949). В пределах изученного ею Саралинского рудного поля хорошо заметно, что кварцево-золоторудные жилы пересекаются серией даек габбро-диабазы и разобщены на отдельные отрезки без смещения; при этом гидротермального изменения габбро-диабазов не отмечается.

Учитывая возможность псевдопересечений, Т. М. Кайкова изучила ориентировку кварца в шлифах, взятых из рудной жилы в удалении от даек и в непосредственном контакте с ними (рис. 154). В первых была установлена отчетливая ориентировка роста зерен кварца, характерная для жил выполнения; во вторых какая-либо ориентировка в расположении зерен кварца отсутствовала. Такую потерю кварцем ориентировки на контакте с дайками диабазового порфирита Т. М. Кайкова связывает с термальным воздействием последних и рекомендует пользоваться микроструктурным анализом в тех случаях, когда по условиям наблюдения нет прямых данных о возрастном соотношении рудных тел с дайками.

Установление генезиса рудоносных трещин

Для оценки перспектив рудного месторождения далеко не безразлично, является ли данная рудовмещающая трещина скальвающей, т. е. происходили ли при ее возникновении смещения, или она представляет собой трещину отрыва.

Нередко принадлежность рудовмещающей трещины к тому или другому генетическому типу можно выяснить, не прибегая к специальным методам. Морфологические особенности тех и других были приведены в разделе, посвященном элементам структурной геологии. Однако иногда при помощи обычных методов исследования не всегда удается достоверно установить генетический характер рудоносных трещин, особенно если они проходят в однородных породах, и к тому же стенки их подверглись значительной гидротермальной переработке. В таких случаях исследователю может оказать большую помощь микроструктурный анализ.

для расшифровки структур рудных месторождений и выяснения их генезиса.

Обычно вопрос о соотношении рудных тел и даек решается прямыми наблюдениями над их пересечениями, с применением детального микроскопического изучения пород даек вблизи контакта с жилами и в удалении от него. Однако иногда такое изучение не дает однозначного ответа на поставленный вопрос, и исследователю может оказать существенную помощь микроструктурный анализ. Он позволяет сравнить ориентировку жильных минералов в рудной жиле вблизи дайки и в удалении от нее, и тем самым уста-

Для выяснения генетического типа рудоносных трещин изучают ориентированные шлифы, изготовленные из образцов вмещающих пород, взятых непосредственно на контакте их с рудой, а также на некотором удалении от него. Изучению могут быть подвергнуты лишь контакты, характеризующиеся плотным срастанием руды с породой, при отсутствии каких-либо следов послерудных нарушений.

Появление в непосредственном контакте с рудой особой ориентировки компонентов по их строению, отличающейся от общей ориентировки их в породах данного участка, указывает, что в плоскости рудоносной трещины при ее возникновении происходили движения. По типу ориентировки можно судить о характере движений и о положении в плоскости трещины линии этих движений. Решение последнего вопроса может иметь чрезвычайно важное практическое значение, так как от направления движения зависит положение наиболее богатых рудных столбов, развивающихся обычно в местах искривления рудоносных трещин по падению и простирацию. Нередко положение линии движения по рудоносной трещине можно установить обычными геологическими методами. Однако в

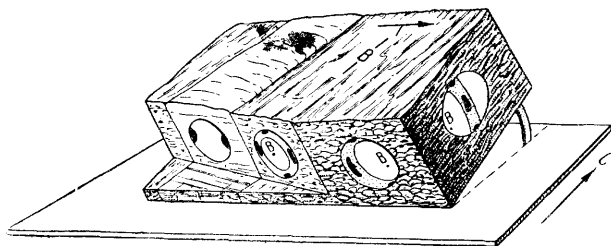


Рис. 155. Ориентировка оптических осей кварца в кристаллических сланцах, вмещающих рудоносные жилы месторождения Кти-Теберда (по А. В. Пэку и Л. И. Лукину, 1947)

ряде случаев этого сделать не удастся, и тогда может быть с успехом применен микроструктурный анализ.

Микроструктурный анализ был использован А. В. Пэком и Л. И. Лукиным (1947) при выяснении генезиса рудовмещающих трещин вольфрамо-мышьякового месторождения Кти-Теберда на Северном Кавказе. Это месторождение залегает в кристаллических сланцах, имеющих широтное простираание и пологопадающих к югу. Оно представлено крутопадающими рудоносными жилами двух направлений — меридиональными и широтными.

Главные рудные жилы имеют меридиональное простираание, т. е. примерно перпендикулярное простираанию складчатости, и по своему положению соответствуют трещинам отрыва. Однако по морфологическим признакам они вполне отвечают трещинам скалывания. Менее распространенные на месторождении широтные жилы являются заполнениями типичных трещин отрыва. Главные жилы пересекают пласт амфиболита и на этом участке содержат богатое оруденение. Соответственно образуется рудный столб, склоняющийся полого к югу, согласно падению пласта.

Перед исследователями встал вопрос оценки перспектив распространения этого рудного столба на глубину, для чего было необходимо получить объективное решение вопроса о генезисе трещин, вмещающих жилы меридиональной системы. С этой целью было произведено изучение ориентированных шлифов из кристаллических сланцев, которое показало, что они являются *B*-тектонитами, в которых простираание оси *b* точно совпадает с простираанием меридиональных жил (рис. 155). Этот факт мож-

но считать объективным доказательством того, что меридиональные жилы действительно приурочены к трещинам скалывания. Выдержанность меридиональных рудоносных жил, а также и рудного столба на глубину, подтвердилась дальнейшими разведочными работами.

Несоответствие в положении обеих серий рудоносных трещин месторождения Кти-Теберда с общим широтным простираем структур Кавказа А. В. Пэк и Л. И. Лукин объясняют механизмом образования. Возникновение этих трещин можно связывать с динамическим воздействием еще незастывшей на глубине гранитной интрузии на затвердевшую уже ее оболочку и залегающие выше метаморфические сланцы, составлявшие к тому времени механически уже одно целое.

Изучение дорудных и внутрирудных нарушений

Показательный пример применения микроструктурного анализа для выяснения тектонических условий при локализации рудных тел приведен в работе Ф. И. Вольсона и И. П. Кушнарера, посвященной месторождениям Мосрифской группы (1947). Рудные тела месторождения Мосриф приурочены к пологому контакту филлитов с лежащими на них мраморизованными известняками. Последние отличаются хорошо заметной полосчатостью, обусловленной чередованием более темных и более светлых прослоек. При этом полосчатость значительно лучше видна близ контакта известняков с филлитами.

Создается впечатление постепенной смены в разрезе филлитов известняками.

Однако детальное изучение контакта с применением микроструктурного анализа привело авторов к выводу, что контакт известняков с филлитами тектонический. Оказалось, что ориентировка нормалей к спайности зерен кальцита в известняках в двух взаимно перпендикулярных

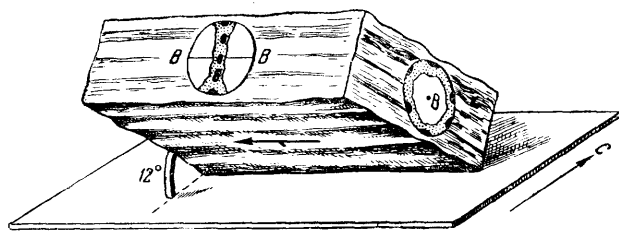


Рис. 156. Ориентировка полюсов спайности кальцита в мраморе около контакта их с филлитами на месторождении Мосриф (по Ф. И. Вольсону и И. П. Кушнареру, 1947)

шлифах соответствует типичному *B*-тектониту (рис. 156). По положению оси *b* можно заключить, что в процессе рудоотложения по контакту происходили пологие перемещения в направлении, перпендикулярном вытянутости пологих рудных тел. Этими перемещениями вызвано образование полостей приоткрывания в углублениях контакта, заполненных в дальнейшем рудным материалом.

Часто гидротермальные рудные месторождения имеют длительную историю развития. В процессе их формирования обычно можно выделить несколько последовательных стадий, отделенных одна от другой внутрирудными подвижками. Каждая из этих стадий, как правило, представлена особыми минеральными комплексами, отличными от других.

Установление направления внутрирудных движений имеет весьма важное значение; оно позволяет определить возможное положение рудных столбов, связанных с каждой из выделенных стадий минерализации. Нередко направление внутрирудных движений, проявившихся в связи с локализацией той или иной стадии минерализации, можно выяснить путем прямых наблюдений над пересечениями жил различного состава или с помощью изучения положения оперяющих трещин. Однако это удается

не всегда. В трудных случаях на помощь исследователю приходит микро-структурный анализ, позволяющий точно определить положение линии скольжения, соответствующее тектоническим движениям, связанным с той или иной стадией минерализации. С этой целью изучают ориентировку жильных минералов в жилах вблизи их пересечения трещинами, выполненными более поздними минеральными комплексами. По характеру этой ориентировки судят о типе и направлении движений в плоскости трещин.

Весьма интересный пример применения микроструктурного анализа при изучении истории формирования структуры рудного месторождения жильного типа приведен в работе Е. П. Соноюшкина (1955). Изученное этим автором месторождение залегает среди гранодиоритов, прорванных гранитами и дайками кислых пород северо-восточного простирания, которые, в свою очередь, пересекаются и смещаются более молодыми, почти меридиональными трещинами, выполненными дайками диабазовых порфиритов.

Рудоносные жилы распространены по контактам этих даек с вмещающими гранитоидами, а также в гранитоидах по трещинам того же меридионального простирания. Они относятся к трем стадиям минерализации. Наиболее древними являются кварцевые жилы; они пересекаются жилами кальцита, которые, в свою очередь, пересечены кварцево-хлоритовыми прожилками. В некоторых случаях минеральные комплексы всех трех стадий приурочены к одной трещине и образуют полосчатые жилы.

При изучении этого месторождения Е. П. Соноюшкин применил микроструктурный анализ для выяснения положения линий скольжения при додиабазовых подвижках, а также при подвижках в различные стадии развития оруденения.

В результате детального геологического картирования площади месторождения было установлено, что по трещинам, выполненным дайками диабазового порфирита, имело место смещение даек гранит-порфира. Характер этого смещения в плане показан на рис. 157. Не зная положения линии скольжения, определить истинное направление додиабазовых подвижек невозможно. Подобное соотношение смещенных частей дайки гранит-порфира в равной мере могло быть результатом сброса, сдвига и даже косога взброса. Для выяснения положения линии скольжения Е. П. Соноюшкина изучил ориентировку порообразующего кварца гранитов в контакте их с дайкой диабазового порфирита. Чтобы устранить возможное влияние на ориентировку кварца предрудных и внутрирудных движений, он брал образцы в таких местах, где между гранитом и диабазовыми порфиритами имеется обычный интрузивный контакт. Ориентированные шлифы были вырезаны в плоскости, перпендикулярной простиранию контакта. Изучение ориентировки кварца в них показало наличие одного отчетливого максимума, отвечающего горизонтальному положению линии скольжения.

Сопоставляя эти данные с непосредственными наблюдениями над соотношением даек, автор пришел к выводу, что перед внедрением дайки диабазового порфирита по трещине произошли сдвиговые перемещения,

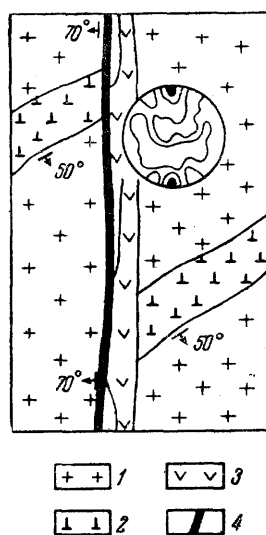


Рис. 157. Смещение дайки гранит-порфира в результате додиабазовых движений по рудоносной зоне — план (по Е. П. Соноюшкину, 1955)

1 — гранит; 2 — гранит-порфир; 3 — диабазовый порфирит; 4 — рудная жила. Диаграмма показывает ориентировку оптических осей кварца в граните около контакта с дайкой диабазового порфирита

при которых восточный блок переместился к югу относительно западного блока.

Выяснение направления перемещений перед локализацией наиболее ранних кварцевых жил также встретило некоторые затруднения. Изучение соотношения даек диабазового порфирита с пересекающими их кварцевыми жилами ранней стадии минерализации показало, что последние пересекают их и смещают в плане в направлении обратном тому, которое характерно для додайкового времени. Ряд косвенных признаков (положение оперяющихся трещин, ориентировка штрихов на зеркалах скольжения) давал основание полагать наличие сдвига.

Для проверки были взяты два ориентированных шлифа — один из гранита около контакта с трещиной, вмещающей кварцевую жилу, другой — в удалении от него. В первом шлифе был установлен отчетливый

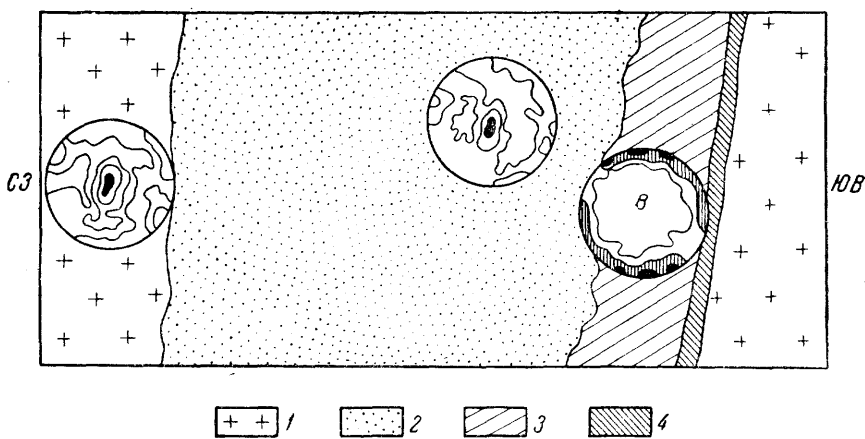


Рис. 158. Ориентировка минералов в рудной жиле, схема в разрезе (по Е. П. Солюшкину, 1955)

1 — гранит; 2 — кварц; 3 — кальцит; 4 — хлорит с кварцем. Левая диаграмма показывает ориентировку оптических осей кварца во вмещающем граните, 200 измерений, $< 0,5-2-4-5 < \%$; средняя — оптических осей жильного кварца, 200 измерений $< 0,5-2-4 < \%$; правая — полюсов спайности жильного кальцита, 600 измерений, $< 0,5-2-4 < \%$

максимум оптических осей кварца, отвечающий горизонтальному положению линии скольжения, во втором ориентировка кварца оказалась иной, а указанный максимум проявился значительно слабее. Отсюда был сделан вывод, что смещение по трещине, вмещающей кварцевую жилу, также имело характер сдвига, но было направлено в противоположную сторону по сравнению со смещением, произошедшим в додайковое время.

Наблюдения над перемещениями жил, относящихся к различным стадиям минерализации, показало, что в подавляющем большинстве случаев внутрирудные движения имели характер взбросов. Многократные замеры установили, что штрихи скольжения на внутрирудных плоскостях скольжения чаще всего наклонены под углом $45-60^\circ$ к линии горизонта, но были отмечены случаи, когда штрихи скольжения совпадали с линиями падения плоскостей скольжения или отклонялись от них всего на $10-15^\circ$. В некоторых других случаях штрихи скольжения отклонялись от линии падения на больший угол и почти совпадали с линией простирания.

Для более объективного суждения о положении линий скольжения при внутрирудных движениях была изучена ориентировка кварца и кальцита в жиле, характеризующейся полосчатым сложением. Ориентированные шлифы были вырезаны в плоскости, перпендикулярной линии простирания жилы (рис. 158).

Измерение ориентировки оптических осей зерен раннего кварца показало наличие одного максимума, совпадающего с линией простиранья контакта жилы. Появление этого максимума можно объяснить лишь наличием скольжения в плоскости трещины, выполненной в дальнейшем кальцитовой жилой. На основании этого Е. П. Сонюшкин сделал заключение, что перемещение по трещине перед локализацией кальцита также было горизонтальным, типа сдвига.

В шлифах, взятых из кальцитовой жилы, была измерена ориентировка плоскостей спайности в зернах кальцита. Оказалось, что она отвечает типичному *B*-тектониту, ось *b* которого параллельна простиранью контакта кальцитовой жилы, что определяет совпадение линии скольжения при деформации с линией падения поверхности контакта жилы.

Изучение послерудных деформаций

Для выяснения направления послерудных смещений обычно прибегают к сопоставлению данных детального геологического картирования. При этом учитываются и наблюдения над контактами рудных тел, над зеркалами скольжения и т. д. Однако эти наблюдения часто не дают однозначного ответа, так как не позволяют точно определить положение линии скольжения в плоскости нарушения. В таких случаях значительную помощь исследователю оказывает метод микроструктурного анализа.

Хорошие результаты дает применение этого метода при решении вопроса о динамометаморфизме рудных тел. Если данное рудное тело подвергалось сжатию, то соответствующее отражение этого мы видим в ориентировке слагающих его компонентов. При современном состоянии техники исследований с помощью микроструктурного анализа можно успешно изучать лишь ориентировку прозрачных минералов в рудном теле, и прежде всего в жильных кварце и кальците. Однако в некоторых случаях возможно изучение и непрозрачных рудных минералов.

Так, Д. Шахнер-Корн (1954), пользуясь федоровским столиком, снабженным некоторыми приспособлениями, измеряла ориентировку спайности в галените на предварительно протравленных полированных шлифах. Она установила, что кристаллы этого минерала, нарастая на стенках трещин, ориентируются так, что грани куба в них располагаются параллельно этим стенкам. В зернах же галенита, деформированных в результате скольжения, грани октаэдра располагаются симметрично по отношению к оси вращения *v* и, очевидно, одна из граней его — (111) — совпадает с плоскостью скольжения.

Примеры использования микроструктурного анализа при определении положения линии скольжения в послерудных нарушениях путем изучения ориентировки жильных минералов приведены в недавно опубликованной работе Е. П. Сонюшкина (1955). На месторождении, изученном этим автором, послерудные нарушения представлены хорошо выраженными поверхностями, вдоль которых развиты тектонические глиники или зоны интенсивно раздробленных и перетертых пород.

Эффективность поисков смещенных частей рудных тел определялась здесь не столько установлением типа послерудных движений, который в основном оказался взбросовым, сколько уточнением положения линии скольжения при этих перемещениях. Вначале была сделана попытка использовать для этого штрихи скольжения. Наблюдения над последними показали, что часто даже в пределах одного и того же участка зеркала скольжения они занимают разнообразные положения и наклонены под различными углами к линии его простиранья. Однако в крупных нарушениях были выявлены четкие, достаточно выдержанные штрихи, погружающиеся к северу под углом 20—25°.

Для проверки этих наблюдений Е. П. Сонюшкин изучал ориентированные шлифы, взятые из тектонических зеркал послерудных нарушений.

Все они были вырезаны в плоскости, перпендикулярной к линии простирания этих нарушений. Ориентировка кварца в одном из крупных нарушений показана на рис. 159. Как видно, здесь оптические оси кварца образуют отчетливые максимумы, расположенные на двух перпендикулярных линиях, проходящих симметрично относительно линии, являющейся следом плоскости послерудного нарушения.

На периферии диаграммы вдоль одной из этих линий имеется единственный максимум; на второй линии отмечается раздвоенный максимум. По одной из внутренних окружностей диаграммы на этих же линиях расположены четыре дополнительных, попарно сопряженных максимума. Отмеченная закономерность в расположении максимумов позволила Е. П. Солюшкину определить положение осей деформации. Ось *a* лежит в плоскости *S*, ось *b* — перпендикулярна к плоскости диаграммы, а ось *c* лежит в плоскости диаграммы и перпендикулярна к плоскости *S*.

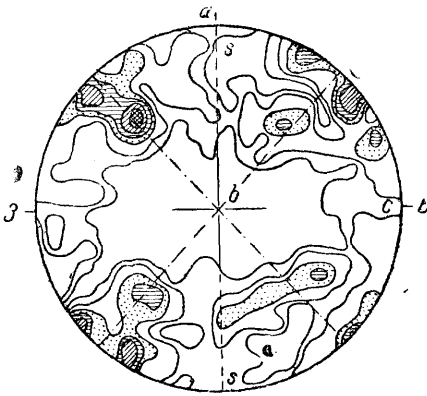


Рис. 159. Диаграмма ориентировки кварца в послерудных нарушениях. — 150 оптических осей породообразующего кварца гранитов тектонического зеркала послерудного нарушения $< 0,5$ —1—2—3—4—5 $< 1/10$ (по Е. П. Солюшкину)

Поскольку шлиф вырезан перпендикулярно к линии простирания послерудного нарушения, нетрудно сделать вывод, что ось *b* совпадает с этой линией, а ось *c* соответствует линии падения нарушения. Иными словами, линия скольжения послерудного нарушения совпадает с линией его падения.

Полученные оптические данные, характеризующие положение линий скольжения на послерудных нарушениях, не подтверждают отмеченных выше данных о положении штрихов на зеркалах скольжения. Вместе с тем, они были обоснованы в целом ряде случаев последующими находками смещенных частей рудных тел. Это дает основание еще раз отметить, что необходимо крайне осторожно использовать штрихи и шрамы на зеркалах тектонических нарушений для определения направления перемещений в их плоскости.

Применение микроструктурного анализа при изучении динамометаморфизма рудных тел можно иллюстрировать рядом примеров. Все они относятся к месторождениям колчеданного типа. Отметим, что вопрос о метаморфизме руд в месторождениях этого типа в течение последних пятнадцати лет в СССР обсуждался с большой остротой.

Микроструктурный анализ был использован Т. И. Фроловой (1952) при изучении колчеданного месторождения Карабаш на Среднем Урале. Это месторождение расположено среди кварцево-серицитовых и хлоритово-серицитовых сланцев, представленных зонами интенсивного расщепления и постепенно переходящих в кварцевые альбитофиры. Рудные тела здесь имеют форму согласных пластообразных тел, содержащих часто прослой сланцев.

Для выяснения вопроса о метаморфизме руд были изучены ориентированные образцы из вмещающих сланцев и из рудных тел. Шлифы вырезались перпендикулярно простиранию сланцеватости, проходящей согласно со слоистостью; в них измерялись ориентировка пластинок серицита и оптических осей кварца. На основании проведенных исследований Т. И. Фролова пришла к выводу, что и вмещающие сланцы и рудные тела являются тектонитами, причем ось *b* тех и других расположена примерно одинаково, т. е. образование их связано с единым планом де-

формации. Правда, ориентировка нерудных жильных минералов в рудных телах менее отчетлива и несколько проще, чем ориентировка породообразующего кварца во вмещающих породах (рис. 160).

Иные результаты получил Л. И. Лукин при изучении Буронского полиметаллического месторождения на Северном Кавказе. Рудное тело этого месторождения имеет форму сложной линзы и залегает среди древних кристаллических сланцев почти широтного простирания, при средних углах падения сланцеватости к югу. В верхних и нижних горизонтах месторождения контакты рудного тела в общем согласные с вмещающими породами, в средней же части они секут направление сланцеватости под острым углом. Такая форма рудного тела определяется в основном двумя плоскостями скольжения в кристаллических сланцах. Эти плоскости скольжения хорошо наблюдаются в забоях, преимущественно в лежащем боку рудного тела, и отчетливо фиксируются при микроструктурном изучении вмещающих пород в виде соответствующих максимумов на диаграммах ориентировки оптических осей кварца (рис. 161, А)

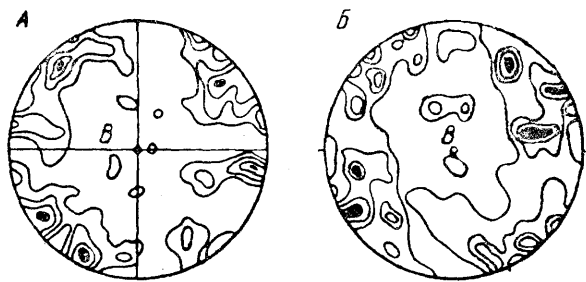


Рис. 160. Диаграммы ориентировки кварца в породах и руде Карабашского месторождения (по Т. И. Фроловой, 1952)

А — кварцево-серпичитовый сланец, 150 измерений, $< 1,3-1,9-2,6-3,3 < \%$, шлиф вертикальный, перпендикулярный к плоскости сланцеватости; Б — полосчатая колчеданная руда, 125 оптических осей жильного кварца, $< 1,6-2,4-3,2-4 < \%$, шлиф вертикальный, перпендикулярный к полосчатости

Руды Буронского месторождения сложены в основном пиритом, пирротинном и магнетитом, с подчиненными количествами сфалерита, халькопирита и галенита. Отмечается преимущественная приуроченность двух последних минералов к местам выклинивания рудного тела и к тонким прожилкам среди основной пирит-пирротиновой массы руды. Это дает основание предполагать, что произошла перегруппировка рудных минералов в связи с динамометаморфизмом рудного тела. Однако, по данным ряда геологов, возраст Буронского месторождения никак не может быть древнее нижнего мезозоя, а мезозойские и кайнозойские отложения Северного Кавказа не несут признаков сколько-нибудь существенного динамометаморфизма.

В целях разрешения этого противоречия были изучены ориентированные шлифы вмещающих кристаллических сланцев из зоны вкрапленников всякого бока рудного тела. Здесь выявилось интенсивное окварцевание пород. Кварц образует прожилки совместно с сульфидами, иногда слагает линзовидные обособления, согласные со сланцеватостью пород и представленные свежими зернами без волнистого погасания. В результате изучения ориентированных шлифов выяснилось, что кварц в линзовидных обособлениях имеет ориентировку роста; никаких данных, говорящих о сколько-нибудь существенной деформации его, не отмечено (рис. 161, Б). Этот факт заставляет сделать вывод, что рудное тело Буронского месторождения в послерудное время не претерпело сколько-нибудь существенного динамометаморфизма.

С большим успехом микроструктурный анализ был применен Н. Е. Галдиным при изучении структуры Белоусового полиметаллического месторождения на Алтае. Это месторождение, как известно, приурочено к Прииртышской зоне смятия и залегает среди метаморфических сланцев различного состава. Рудные тела имеют форму длинных и узких лент, вытянутых согласно с простираем сланцеватости и складчатости и развитых в обеих крыльях крупной антиклинальной складки. Руды, как правило, представлены ярко выраженными полосчатыми разностями и макроскопически несут признаки интенсивной деформации.

В процессе изучения месторождения перед автором встал вопрос об определении места оруденения, а также о выяснении роли послерудной деформации в формировании рудных тел. Для решения этих вопросов, помимо обычных геологических наблюдений и детального картирования, он широко использовал метод микроструктурного анализа. В результате проведенных исследований выяснилось, что на ранней ста-

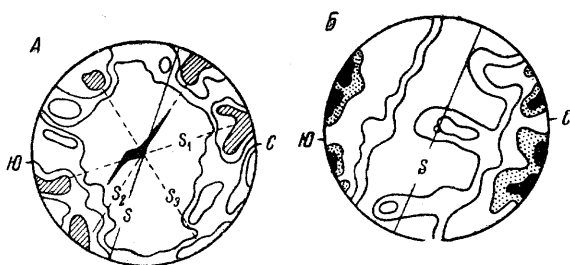


Рис. 161. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца в породах, вмещающих Буронское месторождение (по Л. И. Лукину, 1955)

А — гнейс, 700 измерений, $< 1-1,5-2 < \%$, шлиф вертикальный, перпендикулярный плоскости сланцеватости S . В середине диаграммы — схематизированный поперечный разрез рудного тела; Б — окварцованный кварцево-хлоритовый сланец из всячего бока рудного тела, 400 измерений $< 1-2-3-4 < \%$; шлиф вертикальный, перпендикулярный к плоскости сланцеватости S

дии развития рудного поля вмещающие породы претерпели интенсивную деформацию в результате бокового сплющивания. При этом все основные компоненты пород расплющивались в большей степени по оси b , т. е. вдоль оси складки, чем вдоль оси a , т. е. по ее падению. При этом возникла прекрасно выраженная полосчатость, весьма характерная для всех разновидностей пород. Деформацию претерпели также многочисленные кварцевые жилы и прожилки, залегающие среди сланцевой толщи.

В дальнейшем на уже затвердевшие породы наложился последующая деформация, вызвавшая образование трещин скалывания, и прежде всего, согласных сколов *hol* и зон дробления, пересекающихся вдоль оси складки. К ним приурочена основная масса рудных проявлений, сложенных пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, с небольшим количеством тетраэдрита, а также с кварцем и баритом. Рудные тела рассечены сетью почти вертикальных трещин, проходящих примерно перпендикулярно простираению складчатости.

Изучение ориентировки барита показало, что минерал претерпел сильнейшую деформацию в результате сплющивания. Следы деформации проявились на диаграммах ориентировки в виде двух почти сливающихся максимумов оптических осей, расположенных по обе стороны от линии перпендикулярной простираению рудных тел и складок.

С этим же процессом послерудной деформации Н. Е. Галдин связывает деформацию рудных минералов. Она привела к раздроблению

пирита и вызвала относительно слабую перекристаллизацию других сульфидов (халькопирита, галенита), а также образование затеков рудной массы по трещинам во вмещающие породы. Таким образом, последующая деформация не нарушила первоначального залегания рудных тел, а привела лишь к некоторому усложнению их формы.

Изложенный материал показывает, что микроструктурный анализ с успехом может применяться как вспомогательный метод при решении целого ряда вопросов, связанных с изучением структур рудных полей и месторождений. Статистический характер этого метода, при умелом его применении, обеспечивает исследователя дополнительными объективными данными. Труд, затраченный на обработку ориентированных шлифов, обычно вполне окупается, особенно в тех случаях, когда общепринятые методы геологического исследования не могут дать однозначного ответа на поставленный конкретный вопрос.

VII. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ КРУПНОМАСШТАБНОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ И ИЗУЧЕНИИ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для повышения эффективности геологоразведочных работ большое значение имеет широкое использование наиболее современных методов геологических исследований, в частности, геофизических. Как известно, типы и характер рудных месторождений в основном определяются составом тех пород, в которых происходит рудообразование; фациями магматических пород и характером тех интрузий, с которыми связано оруденение; характером рудопроводящих, рудораспределяющих и рудовмещающих структур. В изучении всех этих факторов данные геофизических исследований могут иметь весьма важное, а иногда и решающее значение.

Значительное количество рудовмещающих пород отличается весьма характерными ассоциациями физических свойств, вполне достаточными для четкого выделения пород геофизическими методами. Последние, в частности, позволяют определить форму интрузивов, их положение относительно окружающих пород, а также дают возможность оценить их вещественный состав. В большинстве случаев применение геофизических методов оказывается весьма эффективным при изучении тектонических структур, которые, как правило, характеризуются неравномерным распределением физических свойств слагающих их горных пород. Многие руды также достаточно резко отличаются по своим физическим свойствам от вмещающих пород, а рудные тела, имеющие значительные размеры, могут быть непосредственно выделены и изучены геофизическими методами по соответствующим им геофизическим аномалиям.

Применение геофизических методов исследований в настоящее время оказывается рациональным на всех этапах изучения месторождений, начиная от самых общих проблем, связанных с установлением металлогенических провинций, и кончая вопросами детальной разведки месторождений и подсчета запасов. Уже при самых общих региональных исследованиях, учитывая общеизвестную приуроченность большинства эндогенных рудных месторождений к складчатым областям, геофизические данные могут быть эффективно использованы для выделения последних. В пределах платформ рудные месторождения этой категории бываю́т связаны с глубокими разрывами и интрузивами типа лакколлитов и другими, т. е. с такими элементами геологического строения регионов, которые также хорошо выделяются на основании результатов геофизических наблюдений.

Размещение металлогенических провинций в складчатых областях и на платформах бывает обусловлено структурно-фациальными особенностями крупных порядков, обычно также получающих достаточно четкое выражение в физических полях этих регионов. В локализации рудных полей той или иной металлогенической провинции среди многих факто-

ров важное значение имеют такие как состав и деформации рудомещающих пород, характер и глубинность интрузий, состав перекрывающих толщ, характер структуры участка. Эти факторы во многих случаях также весьма полно могут быть определены по результатам геофизических работ. В тех случаях, когда геофизические аномалии достаточной интенсивности соответствуют непосредственно рудным телам или отдельным их элементам, бывает возможным использование геофизических методов для изучения структуры месторождений.

Из широкого круга вопросов использования геофизических методов при поисках и изучении рудных месторождений в настоящей работе рассматриваются только те, которые относятся к изучению структуры рудных полей и отдельных рудных месторождений. Основным видом геологоразведочных работ при изучении структур рудных полей и месторождений является крупномасштабное геологическое картирование. Поэтому совершенно естественно, что большая часть содержания данной статьи посвящена характеристике возможностей использования геофизических методов для целей крупномасштабного геологического картирования.

Теперь уже всеми принято, что геологические карты металлогенических провинций, рудных полей и месторождений должны отображать не только те комплексы пород и особенности геологического строения, которые выходят на дневную поверхность, но также раскрывать геологию изучаемой территории на значительную глубину, в пределах которой месторождения полезных ископаемых могут представлять практическую ценность.

Для такого пространственного геологического изучения района оказывается недостаточно обследовать лишь поверхностные обнажения.

Далеко не всегда рационально и решение этой задачи путем проходки выработок или бурения глубоких скважин. Эти трудоемкие и дорогостоящие работы целесообразно использовать только для получения опорных данных, и то главным образом в тех случаях, когда проходка их оправдана также возможностью непосредственного вскрытия рудного тела.

В таких условиях большое значение приобретают геофизические методы геологических исследований, основанные на изучении пространственных физических полей, возбуждаемых или изменяемых особенностями геологического строения верхних слоев Земли. Изучение это может проводиться на поверхности Земли, в воздухе — на некоторой высоте над этой поверхностью, а также в наземных и подземных выработках. На основании данных, полученных в результате геофизических измерений, возможно провести выделение многих горизонтов пород и целых стратиграфических комплексов, выявление и изучение тектонических структур, фациальных и тектонических контактов, даек, жил, рудоносных зон и отдельных рудных тел. Некоторые геофизические методы с успехом используются при документации обнажений, горных выработок, а также для целей опробования рудных тел.

К сожалению, применение геофизических методов в практике геологического картирования, в том числе и крупномасштабного, продолжает оставаться недостаточным. Как мы думаем, значительную роль в этом играет недостаточная подготовка геологов-съемщиков в области геофизических методов, неумение их разбираться в основных вопросах, связанных с применением последних, правильно направлять работу геофизиков и полноценно использовать геофизические данные. Задачей данной статьи мы считаем частичное восполнение этого серьезного пробела путем ознакомления геологов с некоторыми положительными результатами использования геофизических методов при крупномасштабном геологическом картировании и возможностями этих методов.

Учитывая, что большинство эндогенных рудных месторождений приурочено к эффузивным, интрузивным или существенно метаморфизованным осадочным породам, мы рассматриваем примеры использования геофизических методов при картировании таких комплексов, расположенных в основных рудных районах Союза, какими являются Урал, Алтай, Казахстан, Восточное Забайкалье, Курская магнитная аномалия и железорудная провинция Украинского кристаллического массива.

Геофизические методы могут и должны быть использованы при составлении детальных геологических карт всех масштабов, начиная от 1 : 25 000—1 : 10 000, применяемых в большинстве случаев при изучении структуры рудных полей, и вплоть до масштабов порядка 1 : 200, применяемых для документации и составления планов опробования отдельных горных выработок.

Масштабы геофизических исследований определяются в зависимости от масштаба геологической съемки, которую они обеспечивают. Большинство геофизиков считает, что масштабы геофизических съемок должны быть крупнее масштабов составляемых геологических карт. Выполненные геофизические измерения должны быть тщательно топографически привязаны в соответствии с требованиями масштаба.

Возможности геофизических методов зависят от того, насколько отчетливо геологические объекты, которые должны быть обнаружены и изучены, отличаются по своим физическим свойствам от окружающих горных пород, от размера этих объектов и от условий их залегания относительно той поверхности, на которой производятся геофизические измерения. Геолог, проводящий картирование, должен хорошо знать наиболее вероятные значения всех этих параметров по своим объектам, поскольку его задачей является определение того круга задач, которые должны быть разрешены геофизическими методами.

В практике современных геологоразведочных работ используются следующие геофизические методы: магнитометрический, гравиметрический, сейсмометрический, группа электрометрических и группа радиометрических. Каждый из этих методов основан на определенных физических свойствах горных пород и руд.

Многие геологические объекты достаточно четко характеризуются каким-либо одним из геофизических методов, как, например, скопления магнетита — магнитометрией или скопления радиоактивных руд — радиоактивными методами. Но в большинстве случаев геологические объекты могут быть надежно охарактеризованы только по ассоциации свойств, по группе признаков, для выявления которых необходимо комплексное применение нескольких геофизических методов.

При постановке геофизических исследований в связи с крупномасштабным геологическим картированием совершенно необходимым является составление физико-геологического разреза района работ. Эта задача должна быть решена на базе изучения всех имеющихся данных о физических свойствах горных пород и руд. В тех случаях, когда какие-либо из установленных в районе пород не имеют физической характеристики, необходимо организовать специальные дополнительные определения их физических свойств. Следует стремиться к тому, чтобы в составляемом разрезе каждая литологическая разность, каждый стратиграфический комплекс, были охарактеризованы по их физическим свойствам. В разрезе надо выделить основные геофизические маркирующие горизонты, в качестве которых используются те слои, которые наиболее значительно выделяются на общем фоне по значениям какого-либо из физических свойств или характеризуются особым, специфическим сочетанием нескольких физических свойств. В качестве маркирующих при геофизических исследованиях могут быть также использованы контакты пород с резко различными физическими свойствами и разного рода вторичные образования — дайки, зоны дробления, жилы и др.

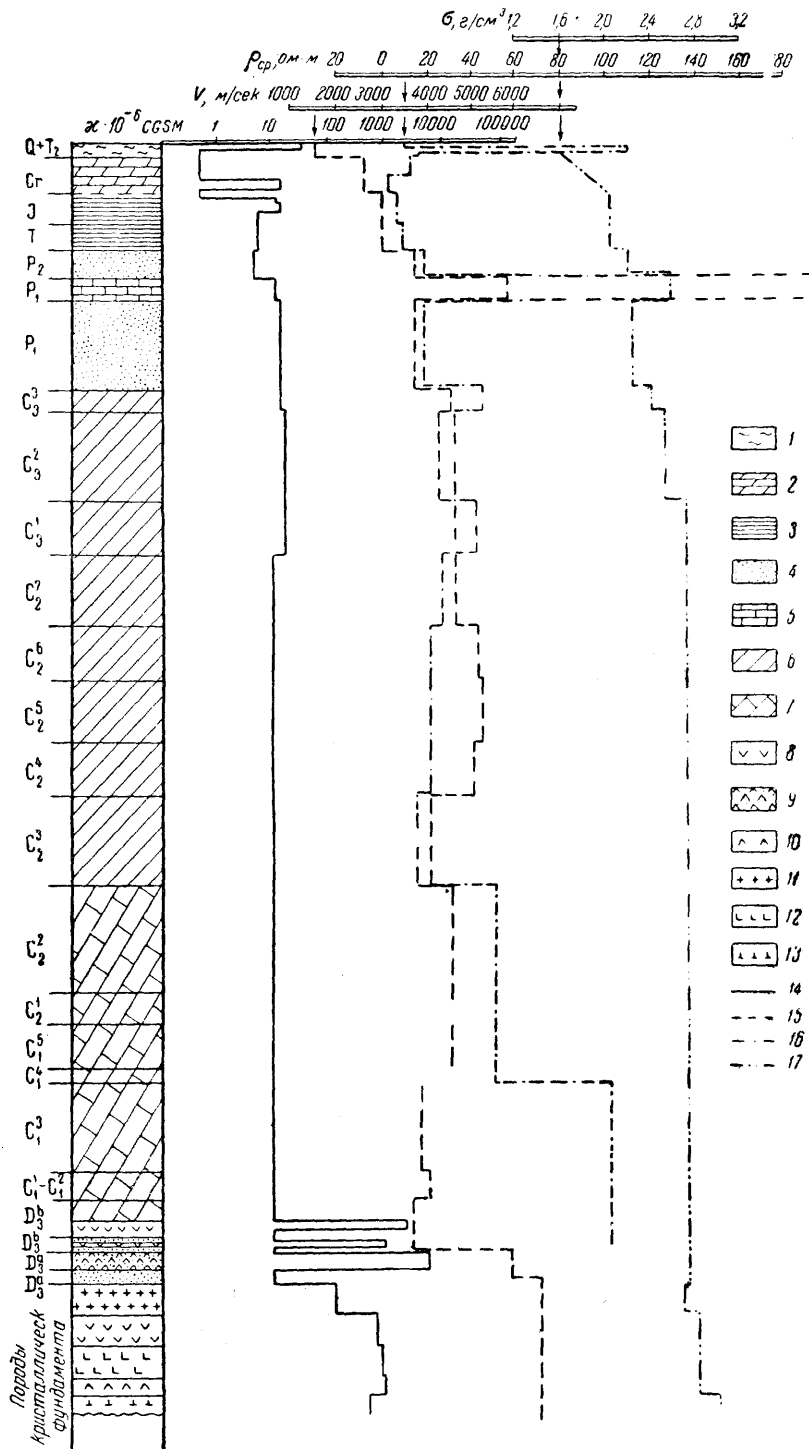


Рис. 162. Геолого-геофизическая колонка, составленная по результатам определения физических свойств горных пород

1 — песчано-глинистые породы, 2 — мергелистые породы, 3 — существенно глинистые породы, 4 — существенно песчаные породы, 5 — известняки, доломиты, 6 — дислоцированные песчано-глинистые метаморфизованные породы, 7 — те же породы с возрастающим количеством известняков, в некоторых свитах — до полностью карбонатных, 8 — туфы, 9 — базальты, 10 — граниты, 11 — щелочные интрузии, 12 — эффузивы, 13 — интрузии основного состава, 14 — кривая магнитной восприимчивости пород, 15 — кривая граничных скоростей упругих волн, 16 — кривая средних электрических сопротивлений, 17 — кривая плотностей пород. Положение пород кристаллического массива показано условно, для удобства изображения результатов изучения их физических свойств, без учета возраста интрузии

На рис. 162 представлена геолого-геофизическая колонка одного из районов, на которой хорошо выделяется ряд маркирующих горизонтов и границ раздела. При составлении геолого-геофизических разрезов большое значение имеет использование практических данных более мелкомасштабных геофизических исследований в районе работ, изучения минералогического состава и текстурных особенностей пород с учетом закономерностей распределения физических свойств в зависимости от вещественного состава пород и руд, их строения и истории образования. Литературными данными, относящимися к соседним районам, тем более имеющими обзорный характер, следует пользоваться с большой осторожностью и только как сугубо ориентировочными.

Очень большое значение для правильного направления проведения геофизических исследований и истолкования их результатов имеют так называемые параметрические геофизические профили, т. е. профили ком-

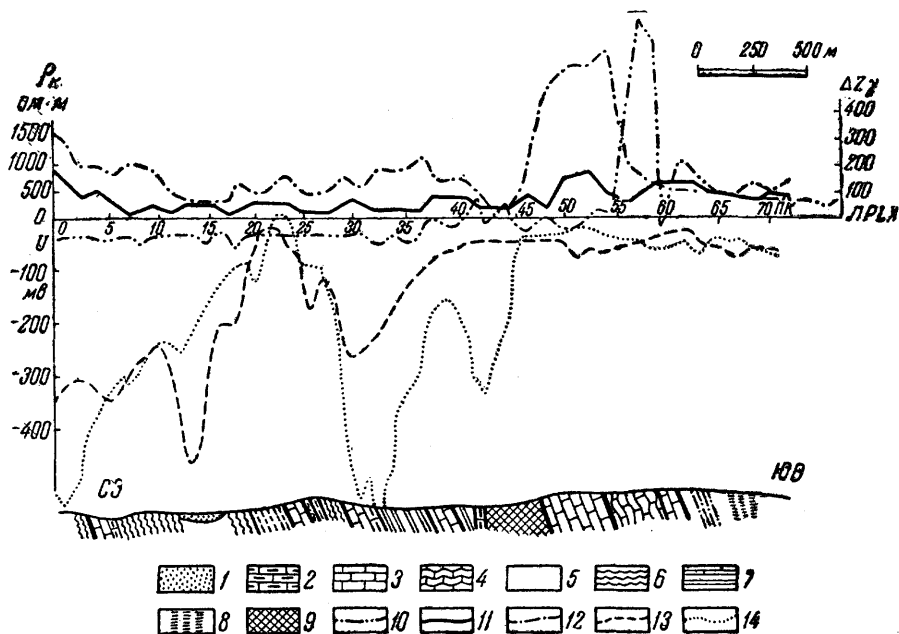


Рис. 163. Опорный геолого-геофизический профиль (по Ф. С. Монсеенко, 1957)

1 — четвертичные пролювиальные суглинистые отложения и аллювиальные пески и галечники; 2 — углистые и графитистые сланцы и известняки; 3 — известняки и доломиты с массивной текстурой; 4 — раздробленные, иногда оруденелые известняки; 5 — песчаники, часто ороговикованные; 6 — филлитовидные, серицитовые, глинистые и песчаные сланцы с прослоями песчаников; 7 — известняки, переслаивающиеся с серицито-хлоритовыми сланцами; 8 — метаморфизованные алевролиты; 9 — сильно выветрелые порфиры с ксенолитами известняков; 10 — кривая ΔZ ; 11 — кривая ρ_k симметричного профилирования ($AB=800$ м, $MN=100$ м); 12 — то же ($AB=300$ м); 13 и 14 — кривые потенциала естественного электрического поля по двум профилям, параллельным опорному

плексных геофизических наблюдений, выполненные по линиям сплошных обнажений, естественных или искусственных, пересекающие район съемки вкрест простирания основных толщ горных пород. Подобный профиль представлен на рис. 163. Как видно на рисунке, результаты геофизических и геологических исследований, выполненных под руководством геофизика и геолога, позволяют видеть конкретное отображение особенностей геологического разреза в аномалиях физических полей.

На основании анализа геолого-геофизического разреза района и параметрических профилей геологи должны определять те основные задачи, которые будут решаться геофизическими методами, или место этих методов в комплексе других работ при геологическом картировании.

1. Геофизические исследования при крупномасштабном картировании эффузивных пород и туфовых отложений

Еще более 25 лет тому назад геофизики отмечали возможность эффективного изучения толщ эффузивных пород и туфовых отложений с целью геологического картирования. Так, например, на первой Всесоюзной геофизической конференции в Свердловске весной 1932 г. В. С. Красулин (1933) совершенно правильно поставил вопрос о том, что при поисках месторождений полезных ископаемых, которые не выделяются резко по своим физическим свойствам, геофизические методы в первую очередь должны использоваться не для прямых поисков, а для изучения геологического строения района, составления геологических карт и выделения зон, перспективных для выявления месторождений того или иного типа.

В своем сообщении В. С. Красулин привел результаты магнитометрических съемок на Южном Урале, в результате которых были четко выделены порфириды и железистые сланцы, а также оконтурены гранитный интрузив, разделены зоны распространения осадочных пород и область развития змеевиков, установлено положение контактов всех этих разновидностей горных пород между собой и даже характер контактов в некоторых более простых случаях. Таким образом, уже в первый период развития геофизических методов исследований в геологии была доказана эффективность использования метода магниторазведки для выделения и картирования, в частности, эффузивных пород, интрузивов и контактов пород с различными магнитными свойствами.

Мы относительно подробно остановились на этом факте вследствие его исторического интереса. В последующие годы в различных районах СССР были выполнены многочисленные магнитометрические работы в области распространения эффузивных пород и туфов. Основные выводы из опыта этих исследований, главным образом по результатам работ, проведенных на Урале и в Рудном Алтае, следующие.

Магнитные свойства эффузивных пород и туфов весьма разнообразны и значения их магнитной восприимчивости располагаются в широких пределах от $0 \cdot 10^{-6}$ до $88000 \cdot 10^{-6}$ CGS $_{\mu}$. Различия эти определяются присутствием в породах ферромагнитных минералов. Более высокими магнитными свойствами обладают основные эффузивы — базальты, диабазовые порфириды, порфириды и их туфы, магнитная восприимчивость которых в среднем оказывается в пределах сотен, а иногда и тысяч единиц 10^{-6} CGS $_{\mu}$. Менее магнитоактивны эффузивы кислых магм — кварцевые порфиры, альбитофиры, липариты, трахиты и их туфы, значения магнитной восприимчивости для которых в большинстве случаев не превышают $100 \cdot 10^{-6}$ CGS $_{\mu}$.

При сопоставлении этих пород с другими участвующими в геологическом строении районов развития эффузивных и туфовых толщ выясняется, что магнитные свойства эффузивов и туфов кислой магмы по существу не отличимы от свойств многих осадочных пород и кислых интрузивов, а свойства основных эффузивов оказываются близкими к магнитным характеристикам многих интрузивных пород основного состава и метасоматических сланцев. Таким образом, эффузивные породы обычно не обладают магнитными свойствами, исключительными в исследуемых разрезах. Однако это обстоятельство не предопределяет невозможности использования магниторазведки для изучения и картирования эффузивов, потому что часто основное значение имеет не абсолютная величина физического свойства той или иной породы, а сочетание ее в разрезе со свойствами других пород, относительно которых физическая характеристика данной породы оказывается достаточно отличной и позволяет выделить и проследить эту породу.

Вероятность подобных сочетаний пород тем выше, чем более контрастны по своим физическим свойствам изучаемые комплексы. Как мы

отметили, магнитные свойства эффузивов и туфов достаточно разнообразны. В широких пределах изменяются магнитные свойства и других толщ, развитых наряду с эффузивами и туфами. Поэтому такое положение оказывается справедливым во многих случаях картирования эффузивов с использованием магниторазведки.

Изучение магнитных аномалий и магнитных свойств пород показало также, что магнитные свойства эффузивов и туфов существенно изменяются при динамометаморфизме и экзоконтактных изменениях, которые они претерпели в результате внедрения интрузива. Особое внимание на

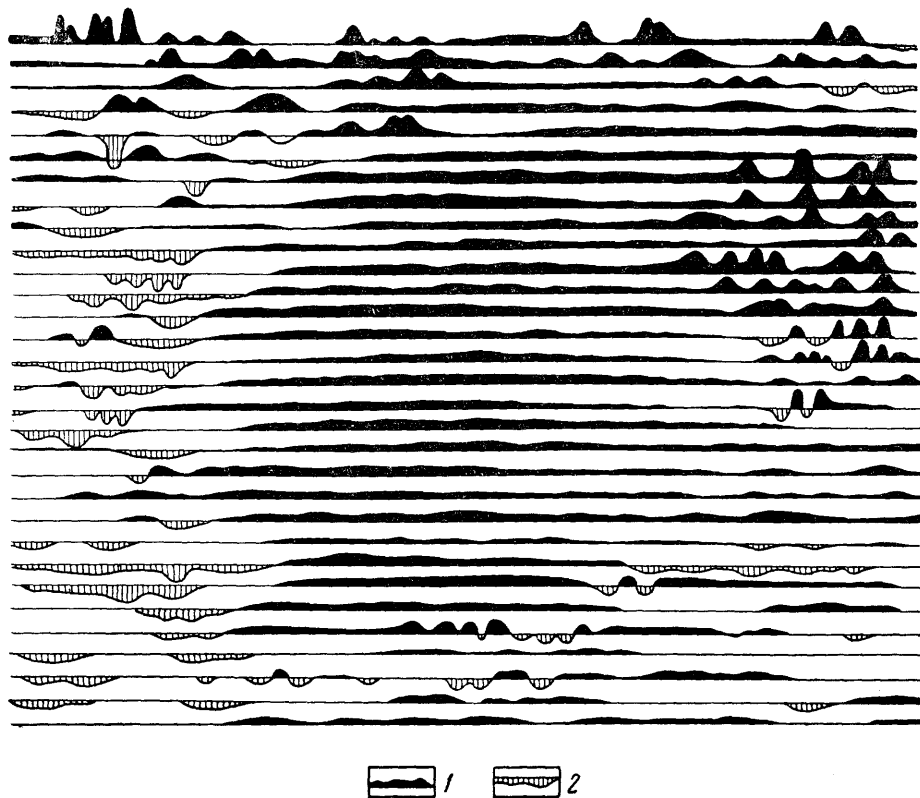


Рис. 164. Результаты аэромагнитной съемки изучаемого района (по А. А. Логачеву, 1955)
1 — положительные магнитные аномалии ΔZ , 2 — отрицательные аномалии ΔZ

это обратили, в частности, С. Я. Лиогенький и П. Ф. Иванкин (1956), изучившие вопросы использования магниторазведки при геологическом картировании в районах Рудного Алтая, где они наблюдали многочисленные случаи интенсивных магнитных аномалий, приуроченных к экзоконтактам крупных интрузий.

Следовательно, как показывает опыт, магниторазведка может с успехом использоваться для выделения, прослеживания и изучения многих разностей эффузивных пород, а также зон их вторичных изменений. Результаты применения магниторазведки с этими целями мы иллюстрируем следующими примерами.

На ряде рисунков показаны случаи выделения общих зон распространения эффузивов и туфов и характеристики их контактов с другими изверженными и осадочными породами по данным аэромагнитной и наземной магнитной съемок. На рис. 164 изображено магнитное

поле произвольно выбранного участка, а на рис. 165 — его схематическая геологическая карта. При сопоставлении этих двух рисунков видно, что массиву докембрийских и кембрийских пород на магнитной карте соответствует зона спокойных положительных аномалий в 300—500 гамм. Окружающим этот массив полосам диабазов и туфов диабазов и порфиритов соответствует полоса нормальных значений магнитного поля. В северо-западной и восточной частях, в зоне распространения тех же диабазов и туфов, отмечаются участки со многими отдельными локальными положительными аномалиями, сильно осложняющими магнитное

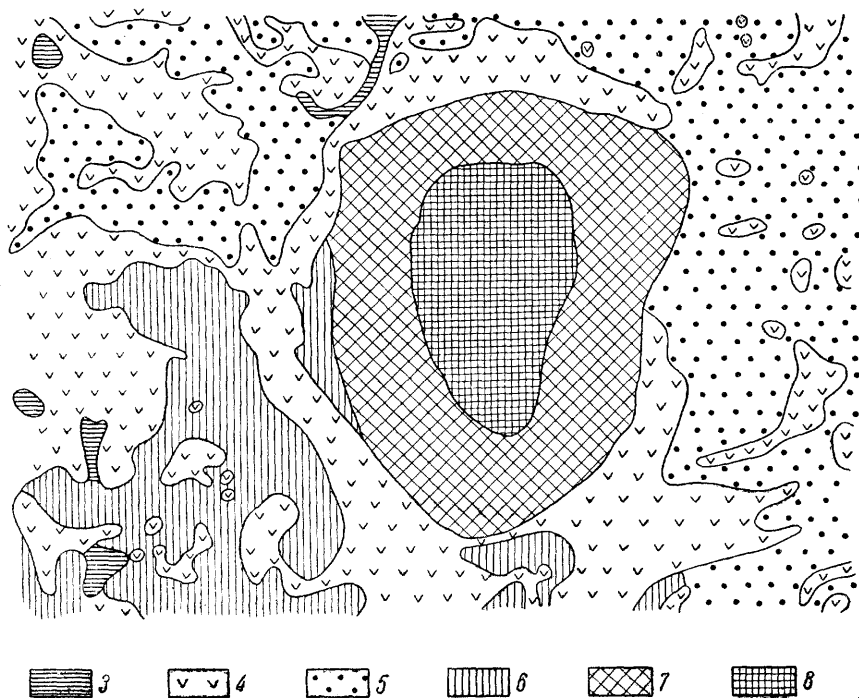


Рис. 165. Геологическая карта того же участка аэромагнитной съемки, что и на рис. 164:

3 — четвертичные отложения, 4 — траппы диабазы, габбро-диабазы, 5 — туфы диабазов и порфиритов, 6 — песчаники, сланцы, глины, 7 — кембрийские песчаники, известняки, доломиты, 8 — докембрийские породы

поле. Эти аномалии несомненно свидетельствуют о значительном различии отдельных петрографических разновидностей, объединяемых в этой толще.

В юго-западной части характеризуемой территории зона распространения молодых песчаников, сланцев и глин на магнитной карте выделяется преимущественным развитием отрицательных аномалий с амплитудой до нескольких сот гамм. На этом примере видно, что зона развития эффузивных пород и туфов достаточно четко отделяется как от более древних, сильно метаморфизованных докембрийских и нижнепалеозойских пород, так и от молодых осадочных отложений.

На рис. 166 показан пример четкого выделения по данным магнитных измерений эффузивов от основных интрузий. На представленном профиле изменения вертикальной составляющей магнитного поля Земли (ΔZ) основным интрузивам соответствуют интенсивные магнитные максимумы, напряжение в которых в зависимости от глубины залегания и формы поверхности достигает 8 и даже 20 тыс. гамм. Зонам развития эффузивных пород в этом примере так же, как и в предыдущем, соответствуют небольшие магнитные поля, положительные в крайних зонах и от-

рицательные для средней зоны. Напряжения этих полей не превышают нескольких сот гамм.

Качественно совершенно такой же вид имеют результаты геофизических работ (рис. 167) по разделению с помощью магниторазведки толщи основных эффузивов и комплекса осадочных метаморфических пород и основных интрузий. Эффузивным породам соответствует область довольно спокойного магнитного поля, изменяющегося в пределах от 200

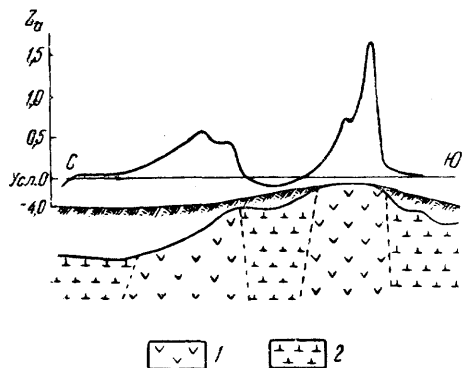


Рис. 166. Разделение основных интрузий и эффузивов (по А. А. Логачеву, по А. И. Кацкову)
1 — перидотиты; 2 — диабазы

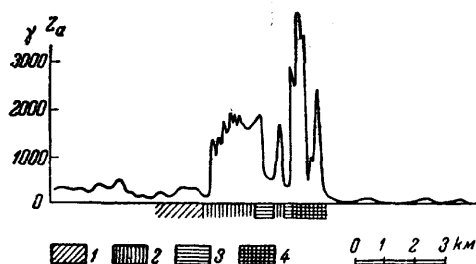


Рис. 167. Разделение по данным магнитной съемки основных эффузивов, осадочных метаморфических пород и интрузий основного состава (по О. Ю. Солодухо)
1 — основные эффузивы; 2 — листвениты, вторичные кварциты; 3 — осадочные породы; 4 — серпентиниты, габбро, пироксениты

до 600 гамм, а комплекс осадочных и интрузивных пород характеризуется резко переменным магнитным полем. Осадочным породам соответствуют относительные магнитные минимумы, напряжение в которых приближается к таковому над эффузивами, отдельным метаморфическим разностями, и основным интрузивам соответствуют максимумы напряжения магнитного поля, интенсивность которых достигает 2—4 тыс. гамм. Контакт основным эффузивов и лиственитов при этом соответствует резкое изменение напряжения магнитного поля с амплитудой более 1000 гамм.

Результаты съемки, представленные на рис. 168, показывают возможность применения магниторазведки для расшифровки строения самой толщи эффузивов и туфов. На этом рисунке представлено несколько параллельных разрезов сложной толщи, в строении которой принимают участие туфы, эффузивные и метаморфические породы и соответствующие этим разрезам профили изменений вертикальной составляющей магнитного поля. Как легко заметить, максимумами магнитного поля характеризуются диабазы, меньшими напряжениями поля отличаются порфириты и порфиритовые туфы, еще меньшими — метаморфические сланцы, яшмы и туфы, причем в местах развития этой пестрой толщи магнитное поле имеет беспокойный характер; наконец, спокойные, самые глубокие минимумы магнитного поля соответствуют местам развития альбитофиров и их туфов. Эта картина достаточно однообразна на всех профилях и данные магниторазведки по профилям хорошо коррелируются между собой.

Увязка профилей с геологическими разрезами также очень хороша. Только в западной части профилей по всем линиям можно заметить очевидное несоответствие данных геологического картирования и магниторазведки, поскольку там мощной полосе альбитофиров, показанной по геологическим данным, соответствует не минимум, а, наоборот, значительный максимум ΔZ .

А. А. Логачев (1951) высказал весьма вероятное предположение о неточности в этом интервале геологической карты. По его мнению, альби-

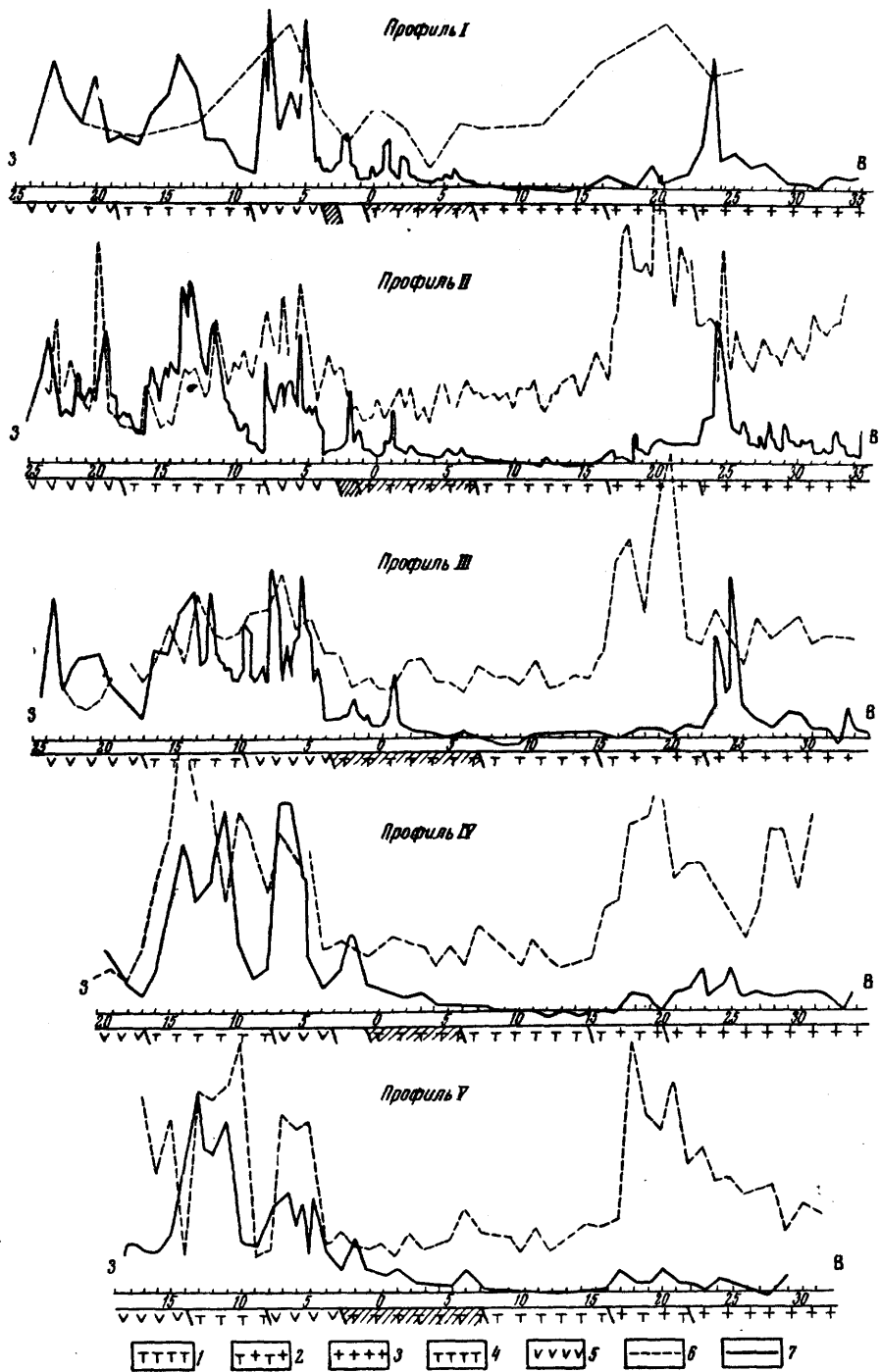


Рис. 168. Графики ΔZ и ρ_K по профилям вкостр направления эффузивно-осадочной толщи (по М. В. Юневу, 1948)

1 — кремнистые сланцы, яшмы и туфы; 2 — туфы порфиритов; 3 — порфириты; 4 — альбитофиры и их туфы; 5 — диабазы; 6 — графики ΔZ ; 7 — графики ρ_K

тофиры здесь не образуют сплошной толщи, а располагаются более тонкими слоями, положение которых совпадает с минимумами магнитного поля. В восточной полосе порфиристов обращают на себя внимание отмеченные на всех профилях максимумы напряжения магнитного поля. Они видимым образом приурочены к приконтактовой зоне этой толщи. Как было отмечено выше, такие максимумы, приуроченные к контактам, встречаются довольно часто и, по-видимому, отображают приконтактовые изменения минералогического состава пород в этой зоне.

В условиях Рудного Алтая (Лиогенький и Иванкин, 1956) по характеру магнитного поля в качестве элементов первого порядка выделяются: центральная рудно-алтайская структурно-фациальная зона — как область положительных магнитных аномалий, к западу и востоку от нее — иртышская и северо-восточная зоны смятия, которые характеризуются отрицательными значениями магнитных аномалий и спокойным характером поля. На фоне этих элементов первого порядка по локальным особенностям магнитного поля выделяется много более мелких структурных и стратиграфических элементов. Так, в пределах иртышской зоны смятия и частично Калбы узкими полосами положительных магнитных аномалий на фоне отрицательного поля всей зоны выделяются кристаллические сланцы и гнейсы. В Лениногорском районе, характеризующемся спокойным магнитным полем со значениями ΔZ от 140 до 160 гамм, четко выделяются породы белоубинской свиты — аргиллиты и алевролиты с подчиненными прослоями альбитофинов.

Наиболее четкие и интенсивные аномалии связаны с зонами вторичного изменения пород, произошедшего в результате динамометаморфизма и постмагматических процессов. Вместе с тем, большая пестрота состава вулканогенно-осадочных толщ этой провинции, частая смена фаций осадков, разнородный характер метаморфизма в различных участках района, обилие интрузивов, различных по возрасту и составу, создают сложный характер магнитного поля.

Значительное большинство пород, принимающих участие в геологическом строении района, характеризуется небольшими значениями магнитной восприимчивости, разница между которыми не превышает $50 \cdot 10^{-6}$ CGS μ . Такая разница может обусловить лишь очень небольшие магнитные аномалии, которые нельзя с уверенностью интерпретировать при достигаемой в настоящее время точности магнитных съемок. Поэтому эффективно использовать магниторазведку в этом районе развития эффузивов и туфов можно только при непосредственном сочетании магнитных измерений с геологическими наблюдениями, горными и буровыми работами.

Интересным примером использования магниторазведки для установления деталей строения отдельных горизонтов эффузивов могут служить результаты работ, проведенных на одном золоторудном месторождении. На рис. 169 изображен график ΔZ , где минимумом интенсивностью до 250 гамм отмечается зона измененных порфиристов, рассланцованных, серицитизированных и обохренных, к которой приурочены кварцевые жилы. Выявление и прослеживание таких зон методом магниторазведки не представляет труда даже при наличии значительного покрова более молодых пород.

Магниторазведка также может быть с успехом использована для выявления и прослеживания тектонических зон разрывов, пересекающих толщи эффузивов. На таких зонах автору приходилось наблюдать магнитные аномалии, подобные представленным на рис. 169, иногда даже с еще большими амплитудами.

С помощью магниторазведки можно выявлять и прослеживать дайки, залегающие среди эффузивов и туфов, особенно если у них более основной состав. Как известно, такие дайки имеют важное значение в процессе рудообразования и формирования структуры рудных тел. Так,

например, на рис. 36. (см. I раздел книги) представлены магнитные аномалии, соответствующие диабаз-порфиритовым дайкам, секущим эффузивные кварцевые породы. Как видно на рисунке, аномалии, вызванные дайками, превышают 200 гамм, и, следовательно, могут быть хорошо прослежены магниторазведкой.

Из других геофизических методов для изучения толщи эффузивов и туфов в значительном объеме применяется электроразведка. Гравиразведка и сейсморазведка почти не применяются, что является следствием малой дифференциации этих толщ по их плотности и упругим свойствам, а также некоторых тектонических причин.

Неизменные эффузивные породы и туфы обладают различным, но обычно высоким электрическим сопротивлением. Главным образом вследствие различного расположения в породах проводящих минералов при различных измерениях получены значення, различающиеся на несколько порядков. Измененные разности эффузивных пород и туфов, трещиноватые рассланцованные, более пористые, более влажные и зачастую более минерализованные породы характеризуются пониженными сопротивлениями. В табл. 9 приведены удельные электрические сопротивления этих горных пород по данным ряда авторов (Берч, 1949; Юнеев, 1943; Григорьева, 1950; Загармистр, 1937; Рейх, 1936; Нестеров, 1936, Якубовский, 1956).

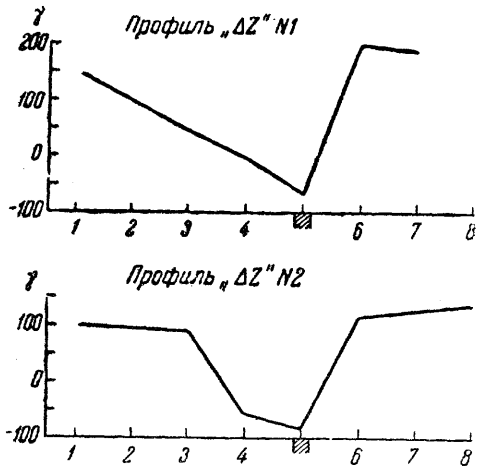


Рис. 169. Графики ΔZ по профилям, пересекающим кварцевую жилу (по А. М. Загармистру, 1937)

Таблица 9

Породы	Удельное сопротивление, ом · см		
	от	до	среднее
Базальты	х. 10^4	х. 10^9	х. 10^6
Диабазы	х. 10^4	х. 10^9	х. 10^6
Андезито-базальты	—	—	х. 10^6
Андезиты	х. 10^5	х. 10^6	х. 10^6
Андезиты измененные	х. 10^3	х. 10^5	х. 10^4
Траппы трещиноватые, увлажненные	—	—	х. 10^5
Порфириты	—	—	х. 10^4
Траппы	х. 10^5	х. 10^6	х. 10^5
Андезито-дациты	—	—	х. 10^6
Кварцевые порфиры	х. 10^3	х. 10^5	х. 10^4
Диабазовые порфириты	—	—	х. 10^4
Лавы	х. 10^4	х. 10^6	х. 10^5
Туфы	х. 10^3	х. 10^6	х. 10^4
Вулканические брекчии	Сопротивления аналогичны туфам		
Альбитофириты	х. 10^4	х. 10^6	х. 10^5

Учитывая, что многие интрузивные и метаморфизованные осадочные породы характеризуются близкими удельными электрическими свойствами, например сопротивления гранитоидов колеблются в пределах от

10^4 до 10^9 ом . см, сопротивления основных интрузивных пород — в пределах от 10^5 до 10^9 ом . см, сопротивления многих песчаников, кристаллических сланцев и известняков — от 10^4 до 10^{10} ом . см, можно сказать, что по электрическим свойствам эффузивы и туфы резко не выделяются из числа других кристаллических пород. Сопротивления измененных эффузивных пород видны в аналогичной табл. 10.

Таблица 10

Породы	Удельное сопротивление, ом · см		
	от	до	среднее
Разрушенные трещиноватые порфи- риты	$x \cdot 10^3$	$x \cdot 10^4$	$x \cdot 10^3$
Рассланцованные порфириты	—	—	$x \cdot 10^4$
Кварцево-серицитовые сланцы	—	—	$x \cdot 10^4$
Хлорито-серицитовые сланцы	$x \cdot 10^3$	$x \cdot 10^5$	$x \cdot 10^4$
Серицитовые сланцы с сульфидами	$x \cdot 10^0$	$x \cdot 10^2$	$x \cdot 10$
Сульфидные руды	$x \cdot 10^{-2}$	$x \cdot 10$	$x \cdot 10^{-1}$

Таким образом, измененные породы существенно отличаются от неизмененных, что используется при геофизических исследованиях. Вместе с тем, среди измененных интрузивных пород и среди осадочных отложений можно отыскать такие разности, которые по своим электрическим свойствам близки к измененным эффузивным породам. Следовательно, так же, как и в случае с магнитными свойствами этих пород, электрическая характеристика эффузивов и интрузивов в абсолютном большинстве случаев не представляет исключения в изучаемых разрезах. Но это обстоятельство также не может помешать использованию метода электроразведки для изучения эффузивных и туфовых толщ, поскольку рядом расположенные породы, которые сочетаются в разрезах этих толщ, могут оказаться вполне достаточно различными для образования весьма контрастной картины электрического поля. Это обстоятельство предопределяет возможность эффективного применения метода электроразведки для крупномасштабного геологического картирования районов развития эффузивных пород и туфов.

Приведем несколько примеров эффективного применения различных методов электроразведки из практики работ в различных районах СССР. До настоящего времени с этой целью используются главным образом методы постоянного тока. Методы переменного тока также могут оказаться весьма эффективными, как то отмечал, например, А. Г. Тархов (1954).

В процессе поисковых работ на медноколчеданные и другие руды электрометрические работы были проведены на большей части территории распространения эффузивных и туфовых толщ Урала. При этом, как указывалось в работах С. А. Петропавловского (1939; 1946), П. Ф. Родионова (1936), М. И. Анчугова и других, полосы видоизмененных эффузивных пород и туфовых отложений, известных под общим термином зеленокаменных пород, выявляются и прослеживаются на сотни километров как области пониженных электрических сопротивлений по отношению к неизмененным изверженным и осадочным метаморфизованным породам. В пределах этой общей зоны во многих случаях удается выделять отдельные горизонты или сочетания нескольких горизонтов.

На рис. 168 приведены результаты электрического профилирования по нескольким профилям, заданным вкrest простирания толщи эффузивно-осадочных пород на Южном Урале. На всех этих профилях зона измененных туфов, кремнистых сланцев, яшм и альбитофиров очень четко выделяется как область относительно низких электрических сопротивле-

ний по сравнению с восточными и западными частями профилей, где развиты неизменные породы—диабазы, порфириты и порфиритовые туфы, характеризующиеся высокими электрическими сопротивлениями. При сопоставлении этих данных с графиками ΔZ по тем же самым профилям легко заметить, что результаты электроразведки качественно весьма близки к тем, которые получены магнитометрией. Отличием результатов, полученных по методу профилирования, является более четкая характеристика контактов в восточных частях профиля. При этом толща туфов порфиритов, слабо выделенная по данным магнитной съемки в виде полосы несколько повышенных значений вертикальной составляющей магнитного поля по отношению к зоне альбитофиров, по данным электрического профилирования выделяется очень резким мак-

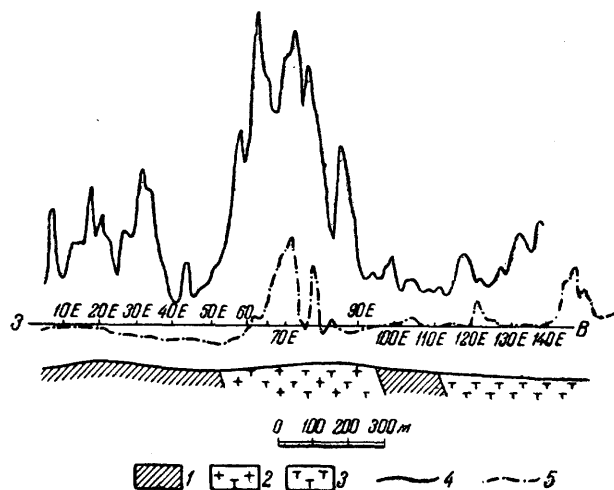


Рис. 170. Разделение туфов основного состава и осадочных пород методами электрического профилирования и магниторазведки (по М. В. Юнееву, 1948)

1 — кремнистые сланцы и яшмы; 2 — туфы диоритового порфирита; 3 — туфы авгитового порфирита; 4 — график ρ_K ($AB=200$ м, $MN=20$ м), 5 — график ΔZ

симумом кажущихся сопротивлений, даже более высоким чем те, которыми характеризуются зоны развития неизменных порфиритов и диабазов.

Таким образом, на рассматриваемых профилях резкими изменениями кажущихся сопротивлений отображаются контакты альбитофиров и туфов порфиритов — на востоке и кремнистых сланцев и туфов с диабазами — на западе. Данные электроразведки также указывают на неоднородность полосы альбитофиров, показанной на геологических разрезах в западной части участка, на что было обращено внимание при анализе результатов магнитной съемки того же участка.

Результаты использования электрического профилирования для разделения разреза, сложенного туфами основного состава, кремнистыми сланцами и яшмами, представлены на рис. 170. Здесь хорошо видно, что основная полоса туфов диоритового порфирита и полоса туфов авгитовых порфиритов в восточной части профиля четко выделяются максимумами кажущегося сопротивления. Полосам кремнистых сланцев и яшм соответствуют участки пониженных сопротивлений. В западной части профиля кривая над осадочными породами образует несколько резких максимумов и минимумов; это обстоятельство позволяет предполагать, что толща сланцев и туфов здесь не так однородна, как это показано на геологическом разрезе.

Данный пример также иллюстрирует необходимость комплексного изучения районов. Как легко заметить, результаты электрометрии в этом случае оказались более эффективными по сравнению с результатами магнитной съемки по тому же профилю, как то видно из сопоставления изображенных на рисунке кривых кажущегося сопротивления и вертикальной составляющей магнитного поля. Для выделения других объектов в пределах той же площади, наоборот, может оказаться более эффективной магнитная съемка.

Очень хорошие результаты по выделению и прослеживанию проводящих разностей эффузивных пород и других слоев разреза получены методом комбинированного профилирования. На рис. 171 приведен разрез, где представлена зона кварцево-серицитовых сланцев, вмещающих сульфидное рудное тело, и контакты этих сланцев с порфиритами. Как видно на рисунке, сланцы четко отображаются на этих разрезах интервалами пониженного электрического сопротивления, а рудные тела — пересечением кривых ρ_k для различных установок.

На рис. 172 изображены результаты использования комбинированного профилирования в довольно сложном случае залегания рудного тела на значительной глубине (более 100 м) в контакте альбитофиров с вулканическими брекчиями и агломератовидными туфами диабазовых порфиритов и частично спилитов. По результатам электрометрических работ вулканические брекчии отчетливо выделяются, как участок минимума, в средней части профиля. На фоне этого минимума более резко выделяются два экстремума, соответствующие глубоко залегающему рудному телу и зоне тектонического нарушения.

Очень хороший пример использования метода комбинированного профилирования для крупномасштабного геологического картирования на значительной площади в условиях Рудного Алтая имеется в статье А. В. Вешева, А. Ф. Фокина и М. А. Очкура (1957). Авторы отмечают, что при не слишком большой мощности наносов и соответственном выборе разносов приемных и питающих электродов кривые комбинированного профилирования оказываются достаточно контрастными; особенности их, отображающие петрографические разности пород, сохраняются от профиля к профилю и могут прослеживаться на значительные расстояния. На заимствованном из этой статьи рис. 173 видно, как на кривых кажущихся сопротивлений выделяются зоны высоких и более низких сопротивлений, и как они коррелируются от профиля к профилю. Области наиболее низких сопротивлений в восточных частях профилей соответствует зона широкого развития рыхлых отложений, в пределах которой трудно произвести расчленение коренных пород. В западной части профилей мощность наносов значительно меньше, и в коренных породах различаются зоны различной проводимости, которые хорошо прослеживаются. Полосам более высокого сопротивления соответствуют главным образом микрокварциты и роговики, зоны пониженного сопротивления совпадают преимущественно с серицито-хлоритовыми сланцами и иногда с порфироидами и туфоидами.

Путем сопоставления кривых кажущихся сопротивлений по профилям составляются структурно-корреляционные карты (рис. 174, Б). На рис. 174, А изображена геологическая карта участка в таком виде, как она была представлена до проведения геофизических работ и без учета их результатов. На рис. 174, В приведена модернизированная карта того же участка, составленная с учетом данных комбинированного профилирования. Расхождение на картах весьма значительны для крупномасштабного картирования и вполне оправдывают постановку геофизических работ.

Электроразведка может также с успехом применяться для выявления и прослеживания измененных и минерализованных зон в толще эффузи-

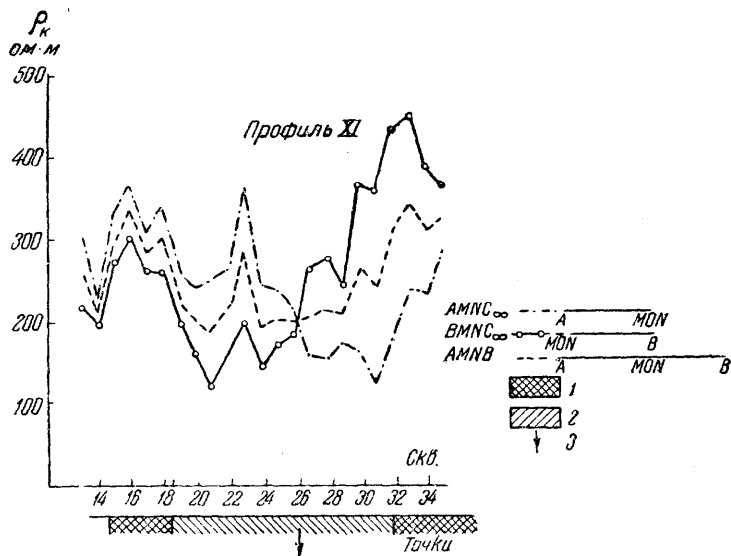


Рис. 171. Выделение кварцево-серicitовых сланцев среди порфиров методом комбинированного профилирования (по Н. П. Григорьевой, 1950)
 1 — порфиры, 2 — кварцево-серicitовые сланцы, 3 — положение рудного тела

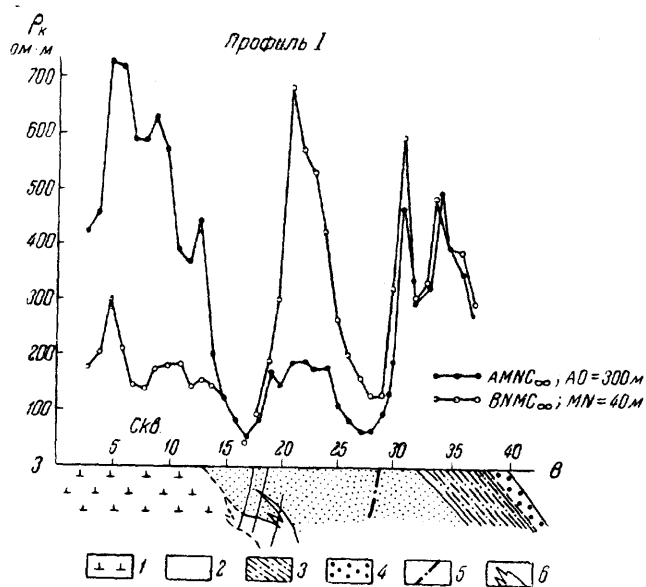


Рис. 172. Использование комбинированного профилирования для расчленения сложного разреза (по Н. П. Григорьевой, 1950)
 1 — альбиты, 2 — вулканическая брекчия, 3 — туфы, 4 — известковый конгломерат, 5 — линии смещений, 6 — рудное тело

вов и туфов, участков трещиноватости, разрывных дислокаций и связанных с ними зон дробления, а также кварцевых и пегматитовых жил.

Возможность выявления и картирования минерализованных, пиритизированных и пирротинизированных пластов отмечает, например, А. С. Семенов (1955), который указывает, что в этом случае особое значение имеет характер минерализации. Для благоприятного случая необходимо, чтобы горные породы содержали хорошо проводящие минералы, желательны с высокой химической активностью, и при этом чтобы мелкие выделения проводящих минералов в горной породе были непрерывно связаны между собой. В таких случаях минерализованные зоны проявляются как участки высокой электропроводности и электрически

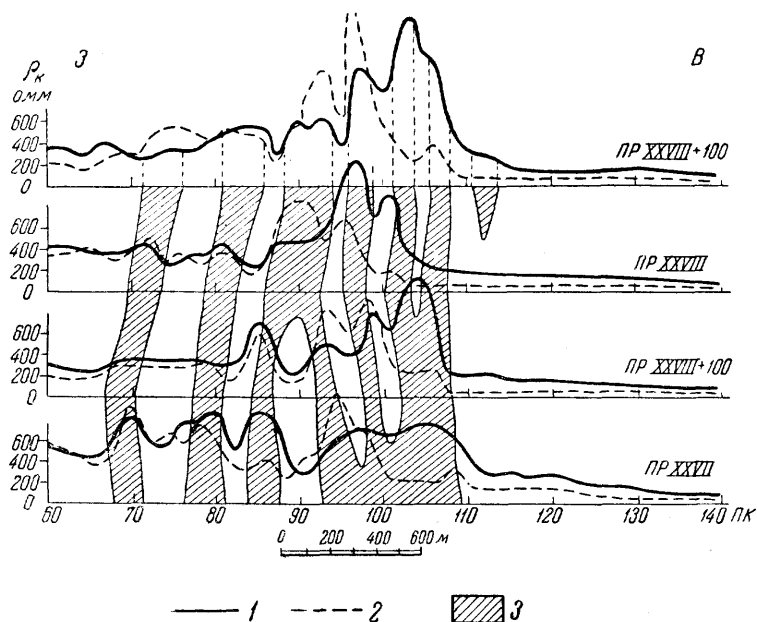


Рис. 173. Корреляция горизонтов по графикам комбинированного профилирования (по А. В. Вешеву и др. 1957)

1—2 — графики кажущегося сопротивления, 3 — зоны высоких сопротивлений

активные, характеризующиеся значительными естественными электрическими полями. Эти соображения в полной мере справедливы для случаев изучения минерализованных зон в толще эффузивов.

Еще в 1935 г. К. П. Козин (1935) приводил убедительные примеры выделения и прослеживания кварцевых жил в толще туфогенных и осадочных отложений. За счет трещиноватости жил и частичного изменения вмещающих пород, их серицитизации и хлоритизации образуется зона повышенной электрической проводимости, которая и выделяется при электрометрических исследованиях. На рис. 175 показаны результаты выделения кварцевой жилы методом профилирования.

Мы уже приводили выше примеры выделения подобных жил по данным изучения магнитного поля. Следует отметить, что во многих случаях данные электроразведки и магниторазведки при этом совпадают, но имеются и расхождения. В частности, кварцевая жила, электрическая аномалия которой представлена на рис. 175, как раз не выделяется по данным магнитной съемки. Это еще раз указывает на желательность проведения комплексных исследований. Несомненно, могут иметь место и

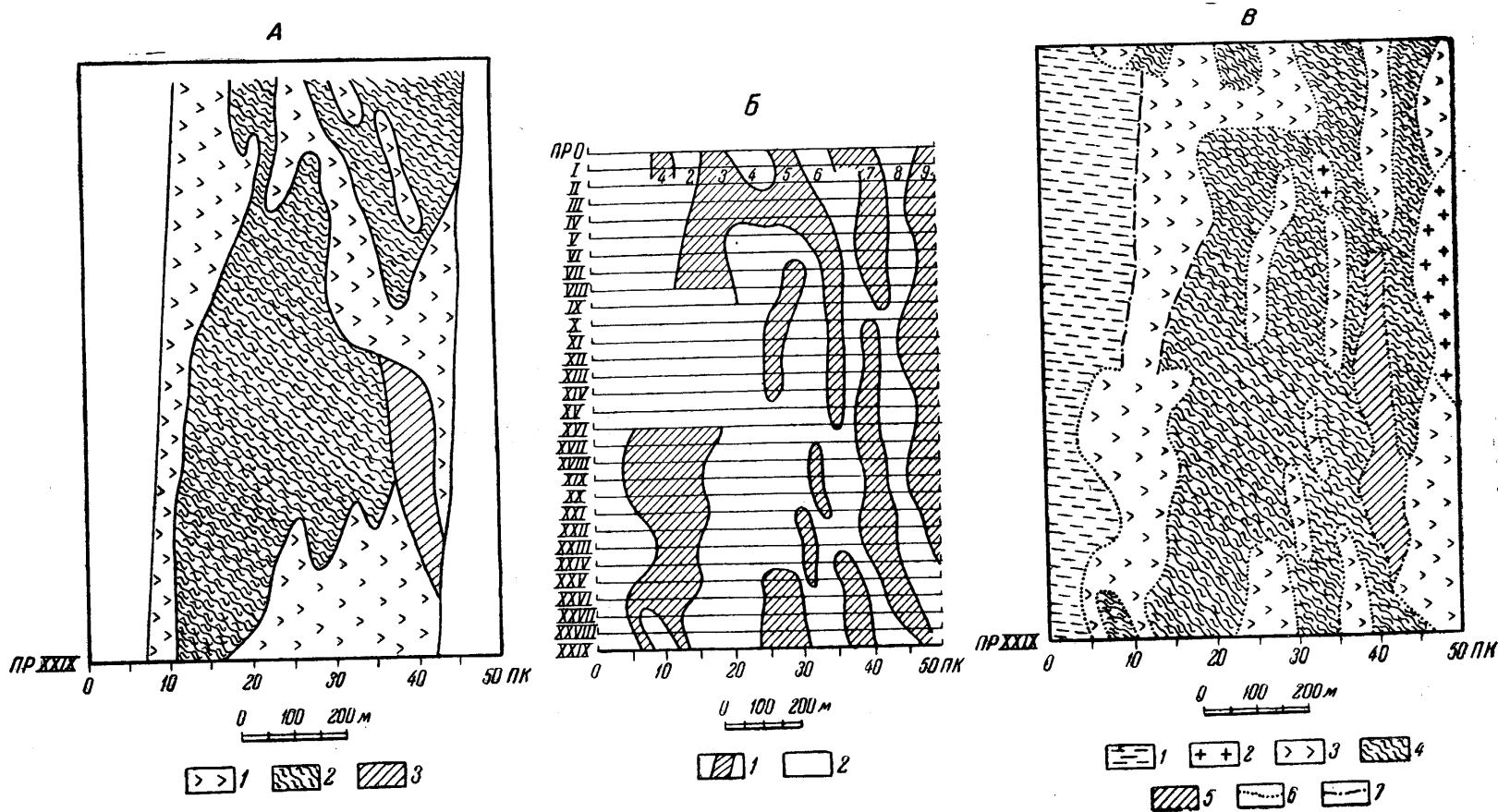


Рис. 174. Уточнение геологических карт геофизическими методами. Геологические карты в масштабе 1 : 5000 (по А. В. Вешеву и др., 1957)
 А — карта, составленная без геофизических данных: 1 — порфириды; 2 — хлорито-серцитовые сланцы; 3 — глинистые серицитизированные сланцы; В — структурно-корреляционная геофизическая карта того же района: 1 — зоны высоких сопротивлений; 2 — зоны низких сопротивлений; В — карта того же района, составленная с учетом результатов геофизических исследований: 1 — четвертичные отложения; 2 — кварцевые порфиры; 3 — порфириды; 4 — хлорито-серцитовые сланцы; 5 — глинистые серицитизированные сланцы; 6—7 — границы пород

другие такие случаи, когда жилы, не отмеченные одним методом, будут успешно выделены и прослежены при применении другого.

Как объекты, характеризующиеся более высокой проводимостью, обычно выделяются зоны трещиноватости и дробления. При работах по методу профилирования им также будут соответствовать пониженные значения кажущихся сопротивлений, похожие на представленные на рис. 175.



Рис. 175. Результаты электрического профилирования над кварцевой маломощной жилой (по А. М. Загармистру, 1937)
 На графиках представлена кривая ρ_k ; цифры на оси абсцисс — точки профиля; заштриховано рудное тело

На рис. 176 показано, как плотная кварцевая жила значительной мощности выделяется своим повышенным электрическим сопротивлением и отмечается на графике профилирования в виде резкого максимума. Заметим, что эта жила, расположенная вблизи контакта интрузива в неспокойном магнитном поле, также не была выделена по данным магнито-

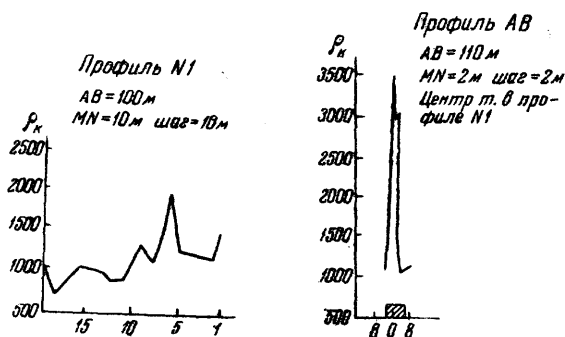


Рис. 176. Выделение методом электрического профилирования мощной кварцевой жилы (по А. М. Загармистру, 1937)

Обозначения те же, что и на рис. 175

метрии. Аналогичным образом резкими максимумами кривых кажущегося электрического сопротивления выделяются обычно и пегматитовые жилы, которые в абсолютном большинстве отличаются крайне малой электрической проводимостью.

Описанные примеры положительного решения поставленных задач, число которых в практике выполненных к настоящему времени работ весьма велико, как мы полагаем, убедительно подтверждают общий тезис о несомненной эффективности применения геофизических методов при крупномасштабном геологическом картировании эффузивных пород

и туфовых отложений. Использование этих методов позволяет решать разнообразнейшие вопросы, начиная от определения общего положения свиты и вплоть до детального прослеживания отдельных ее петрографических разностей, а также выявлять осложнившие эту толщу структуры, нарушения, интрузивы, дайки и жилы.

2. Геофизические исследования при крупномасштабном геологическом картировании районов развития интрузий

Вопросы использования геофизических методов при крупномасштабном картировании районов развития интрузий частично уже затрагивались выше, поскольку интрузивные породы достаточно широко распространены в областях развития эффузивных пород и туфов. В настоящем разделе мы остановимся на некоторых примерах эффективного использования геофизических методов при изучении интрузивов, их выявлении, оконтуривании, изучении формы и контактов с окружающими породами, при выявлении их строения и тектоники, обнаружении зон трещиноватости в интрузивах и жилах, а также при изучении даек и малых интрузий.

Анализ физических свойств интрузивных пород прежде всего позволяет установить значительное их отличие от пород осадочных, метаморфических и эффузивных, это в большинстве случаев позволяет уверенно выделять интрузивные массивы геофизическими методами. Общая характеристика физических свойств интрузивных пород в сравнении с другими породами приведена в табл. 11. При составлении таблицы, наряду с указанными выше источниками и материалами автора, использованы работы многих других геофизиков (Старик, 1956; Андреев, 1941; Лукавченко, 1956; Сорокин, 1949; Гурвич, 1954 и др.). В пояснение к табл. 11 следует сказать, что экстремальные значения ряда физических свойств метаморфических пород, которые приближаются к таковым для пород интрузивных, отмечаются для небольшого числа их разностей и относятся к определенным районам особо активного метаморфизма. Поэтому случаи близкого совпадения физических свойств интрузивных и других пород оказываются достаточно редкими и выделение геофизическими методами значительных по размерам интрузивных тел не представляет особенно больших трудностей.

Таблица 11

Физические свойства	Породы			
	интрузивные	эффузивные	метаморфические	осадочные
Плотности, $г/см^3$	2,5—3,6	2,3—3,3	2,2—3,0	1,2—2,1
Магнитная восприимчивость $I \cdot 10^{-6} CGS_{\mu}$	15—28000	15—10000	0—6400	0—480
Уд. сопротивление, $ом \cdot м$	$10^2—10^5$	$10^2—10^5$	$10—10^3$	$10—10^3$
Скорость распространения продольных упругих колебаний, $м/сек$	4500—8000	3900—7000	3500—6500	300—3500
Радиоактивность, эквивалентное содержание урана, $10^{-6} г/г$	от 0,5 для основных до 200,0 для кислых.	от 0,6 для основных до 7,9 для кислых	неактивны, за исключением битуминозных сорбирующих отложений и некоторых химических осадков, отличающихся повышенными концентрациями	

Вследствие значительных различий физических свойств отдельных петрографических разновидностей и существования определенных закономерностей в распределении этих свойств геофизические методы могут быть эффективно использованы для расчленения интрузивных пород. Так, плотности интрузивных пород закономерно возрастают от кислых к основным и далее к ультраосновным. В том же направлении возрастают магнитные свойства. Удельное электрическое сопротивление, вообще весьма высокое для интрузивных пород, оказывается довольно однообразным, за исключением разрушенных и вторично измененных частей массивов. Скорости распространения упругих волн также возрастают в сторону ультраосновных пород. Наоборот, радиоактивность пород возрастает в обратном направлении — от основных пород к кислым.

Физические свойства интрузивных пород меняются не только в зависимости от их вещественного состава, но также от стадий тектоно-магматического цикла и возраста интрузий; возраст особенно отчетливо отражается на радиоактивных свойствах пород. Молодые интрузии, относящиеся к наиболее поздним, заключительным стадиям цикла, характеризуются наибольшей активностью пород. Установлены значительные различия физических свойств интрузивных пород в зависимости от их структур и характера включения ферромагнитных, проводящих и радиоактивных минералов. Сведения о физических свойствах некоторых интрузивных пород приводятся в табл. 12.

Таблица 12

Породы	Наиболее часто встречающиеся значения				
	плотность, $г/см^3$	скорость упругих волн, $м/сек$	магнитная восприимчивость, $10^{-6}°C$	удельное электрическое сопротивление, $см/м$	содержание урана и тория $10^{-6} г/г$
Перидотиты	3,25	5000	6500	10^4	1,5/3,1
Дуниты	3,15	7000	100	10^4	0,8/3,3
Дуниты серпентинизированные	2,65	—	2000	10^4	—
Серпентиниты	2,5	—	3000	10^5	—
Пироксениты	3,1	5500	4000	10^6	—
Габбро	3,0	6200	3000	10^4	1,0/3,9
Нориты	2,9	6200	1800	10^5	—
Диориты	2,8	5600	100	10^4	—
Сиениты	2,75	5400	1100	10^4	—
Кварцевые диориты	2,8	—	220	—	1,4/4,4
Гранодиориты	2,7	4600	1100	10^4	—
Граниты	2,65	5500	650	10^4	5,0/28,0

Следует отметить, что частные значения тех или иных свойств для отдельных практических случаев могут оказаться еще более различными. Так, например, магнитная восприимчивость ультраосновных пород в некоторых случаях достигает $60-70 \cdot 10^3 CGS_m$ (Логачев, 1951), а содержание радиоактивных элементов в гранитах (по урану и торию) может достигать сотен единиц $10^{-6} г/г$ (Старик, 1956). В этих случаях выделение интрузивных пород еще более облегчается.

Таким образом, физическая характеристика интрузивных пород достаточно благоприятна для широкого использования геофизических методов при крупномасштабном геологическом картировании и решении возникающих задач. Успешное использование геофизических методов с целью выявления интрузивных массивов и определения их формы можно иллюстрировать следующими примерами.

На рис. 177 приводится пример выделения интрузивов основного состава в одном из районов СССР по данным аэромагнитной съемки. На общем пониженном или весьма небольшом положительном магнитном поле, значения вертикальной составляющей в котором изменяются в пределах 600—700 гамм, в северо-восточной части планшета четко выде-

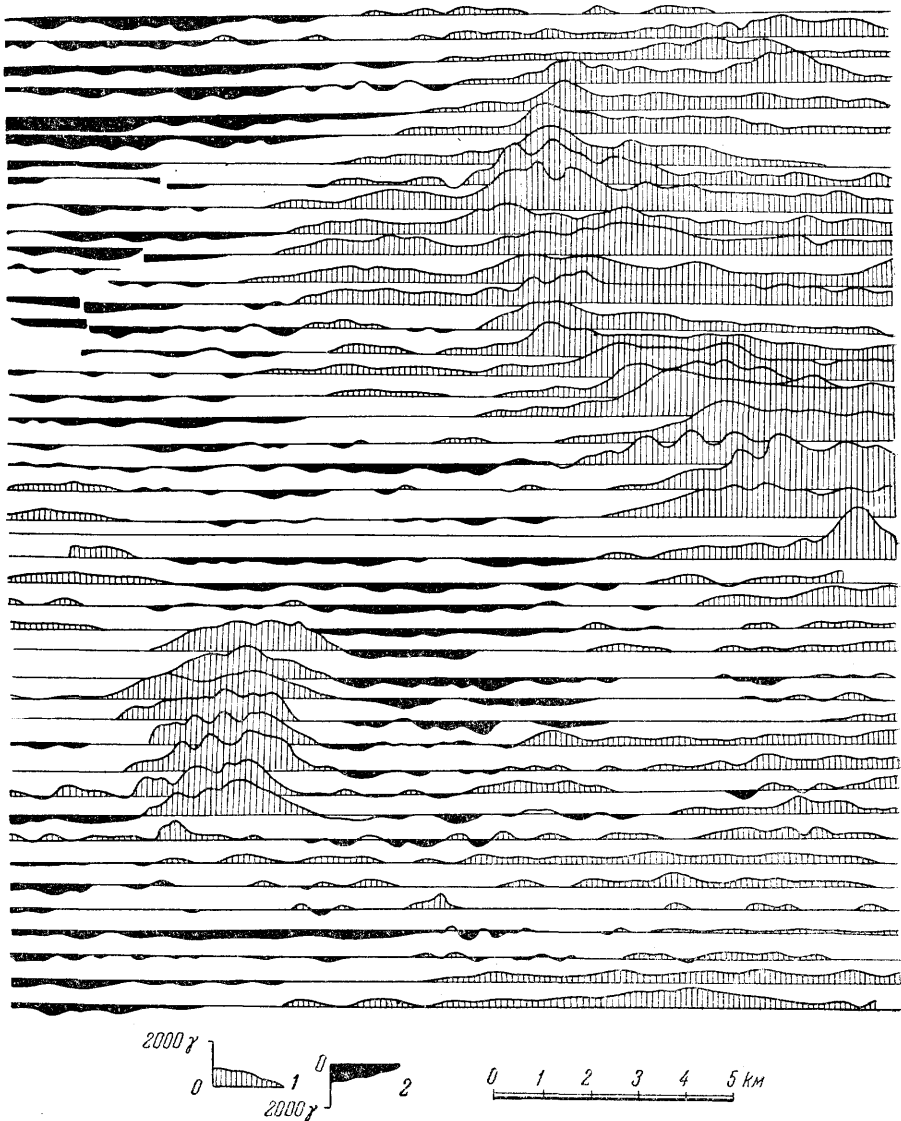


Рис. 177. Выделение основных интрузивов аэромагнитной съемкой (по А. А. Логачеву, 1951)
1 — положительные магнитные аномалии; 2 — отрицательные магнитные аномалии

ляется полоса основных интрузивов, протягивающаяся в северо-северо-западном направлении. Она отображается повышенными значениями ΔZ , достигающими 2000 гамм и более. Небольшая локальная интрузия основного состава не менее четко выделяется в юго-западной части планшета.

Аэромагнитная съемка может применяться пока при картировании в относительно мелких масштабах не крупнее 1 : 25 000. В последнее время на участках с относительно небольшой мощностью покрывающих пород в комплексе с магниторазведкой успешно используются также аэро-

метрические исследования. При выявлении массивов основных пород, аналогичных представленным на рис. 177, соответствующие этим массивам пониженные значения радиоактивности являются существенным подтверждением правильного истолкования природы обнаруженной магнитной аномалии. При изучении районов развития кислых интрузий, магнитное поле которых нередко трудно отличить от районов развития осадочных метаморфических пород, результаты аэрорадиометрических съемок позволяют выделить и оконтурить интрузии гранитов по характерным для них полям повышенной радиоактивности. В ряде случаев при этом удается уже при воздушных съемках устанавливать участки с мелкозернистыми разностями гранитов по более повышенным аномалиям радиоактивности, а также выявить разного рода дайки и зоны дробления, секущие массивы.

При крупномасштабных работах широкое применение получают методы наземных геофизических съемок соответствующих масштабов. Учи-

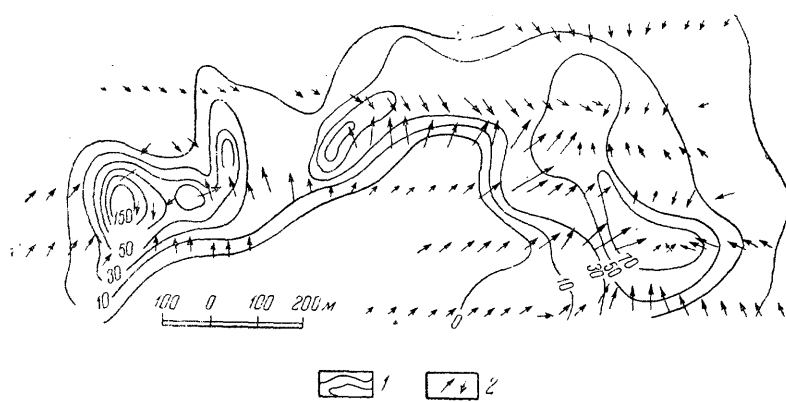


Рис. 178. Выделение перidotитового массива как участка положительной магнитной аномалии (по А. И. Кацкову, из работы Л. Д. Берсудского и др., 1940)

1 — изолинии Z_a , 2 — векторы H_a

тывая относительную дешевизну наземных магнитометрических и радиометрических работ, эти исследования следует производить как минимум в том же масштабе, что и геологическое картирование, а в тех случаях, когда выделяемые аномалии имеют сложный характер, в более крупном.

На рис. 178 представлены результаты изучения перidotитового массива методом наземной магнитной съемки. На рис. 166 уже был проведен соответствующий этому случаю разрез, на котором хорошо видны соответствие положительных аномалий ΔZ перidotитовым зонам и четкая магнитная характеристика контактов этих зон с вмещающими их диабазами. На рис. 178, по данным площадной съемки, также хорошо выделяются в виде системы положительных аномалий расположение, форма и размеры массива перidotитов.

Примером выделения по данным магниторазведки интрузий основных пород, залегающих среди эффузивов и метаморфизованных осадочных пород, может также служить разрез, представленный на рис. 167. По интенсивности наблюдаемых магнитных аномалий пироксениты, серпентиниты и габбро на этом разрезе резко отличаются от лиственитов и измененных пород, основных эффузивов и осадочных пород, а потому прослеживание их методом магнитной съемки не составляет труда.

Очень интересный пример выделения и оконтуривания серпентинитового массива представлен на рис. 179. В этом районе интрузия основ-

ных пород прорывает толщу тальковых сланцев. Большие различия магнитных свойств интрузива и вмещающих пород получают отображение в резком характере изменения напряжений магнитного поля в зоне контактов, что позволило очень точно оконтурить массив.

Возможность эффективно-го применения гравиразведки для выявления и оконтуривания интрузивных массивов была доказана еще в первые годы развития геофизических методов. На рис. 180 приводятся результаты гравиметрических исследований, выполненных под руководством П. М. Никифорова в районе одного из дунитовых массивов. Данные вариометрической съемки позволили установить форму массива по характерным изменениям градиентов над окружающими дуниты пироксенитами, выделить контакты пироксенитов и габбро, установить наличие значительной серпентинизации близ поверхностной части дунитового массива и приблизительную мощность этой зоны.

Поучителен опыт изучения геофизическими методами Кемпирсайского массива ультраосновных пород, проведенного А. А. Непомнящим (1958). Используя комплекс магнитных и гравитационных измерений,

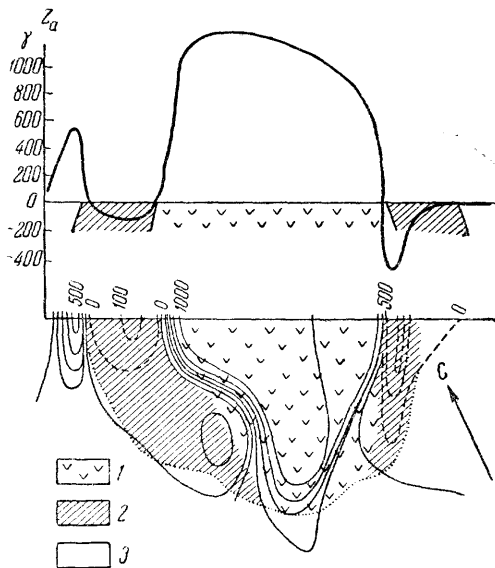


Рис. 179. Выделение серпентинитового массива методом магнитной съемки, кривая Z_a и план изолиний Z_a (по Д. С. Микову, из работы Л. Д. Берсудского и др., 1940)
1 — серпентиниты; 2 — тальковые сланцы, 3 — граниты

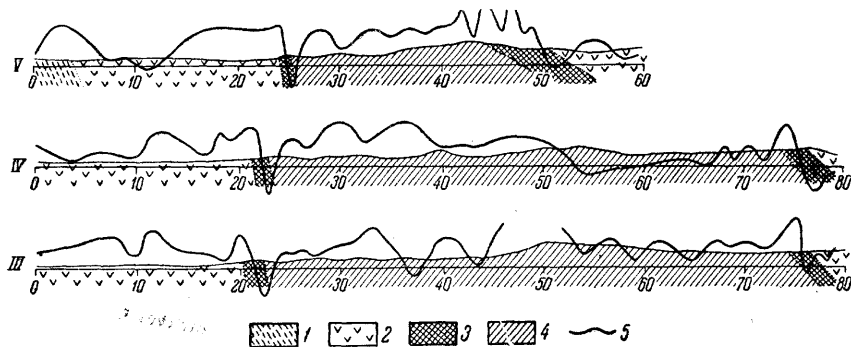


Рис. 180. Гравиметрическая съемка дунитового массива. Кривые аномальных значений $\frac{\partial g}{\partial S}$ и разрезы (по П. М. Никифорову, 1930)
1 — сланцы; 2 — габбро; 3 — пироксенит; 4 — дунит; 5 — кривая $\frac{\partial g}{\partial S}$

этот автор смог полностью оконтурить весь массив, установить его лакколитовую структуру и определить местоположение подводящего магматического канала.

В некоторых случаях молодые интрузивы гранитов, для которых характерны низкие значения магнитных свойств, можно выделить как

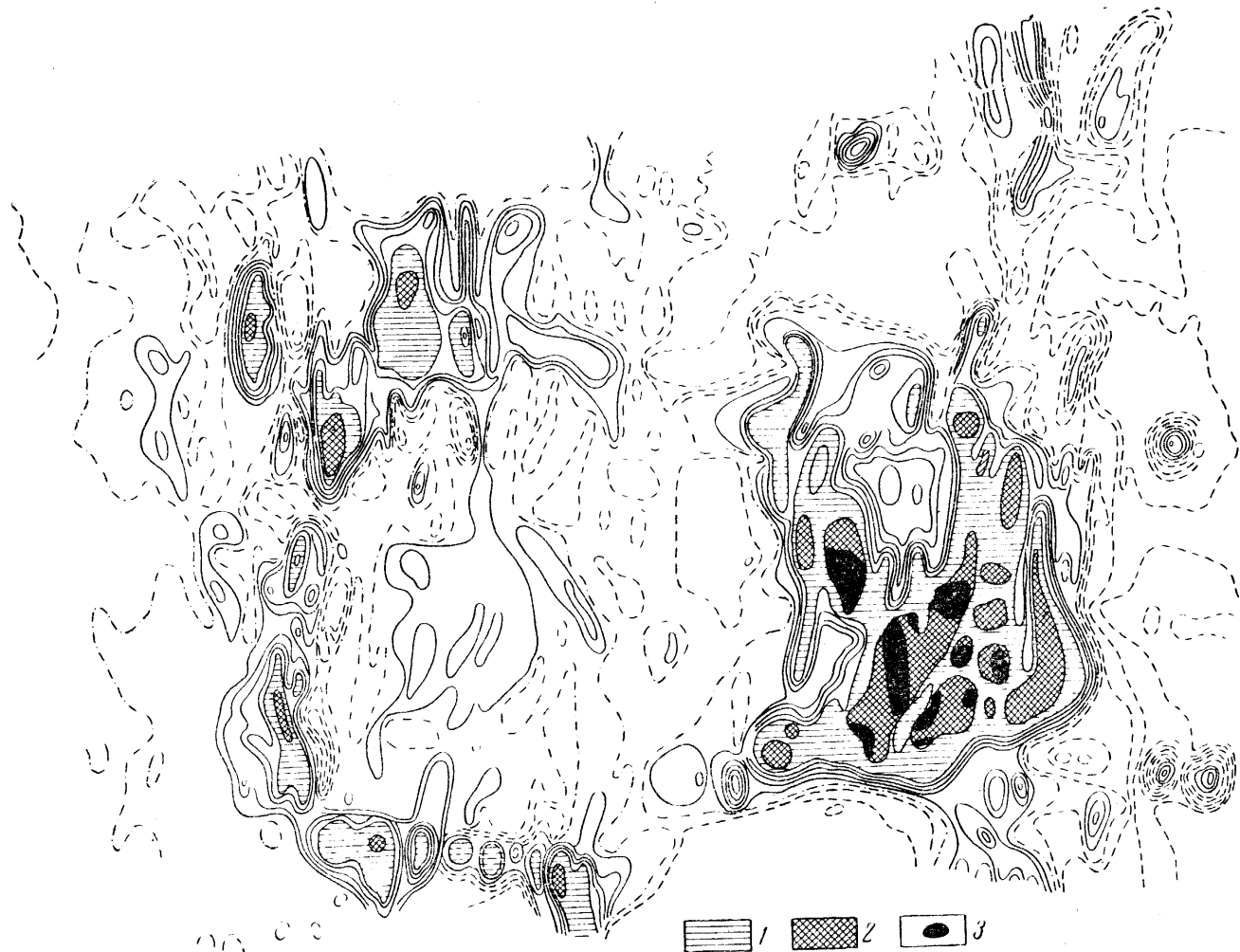


Рис. 181. Детальное картирование района интрузивного массива магниторазведкой (по А. А. Логачеву, 1951)

1 — аномалии более 500 гамм;
 2 — аномалии от 500 до 1000 гамм; 3 — аномалии более 1000 гамм.

участки относительно пониженных значений магнитного поля. Нередко такие участки бывают окаймлены интенсивными магнитными аномалиями, соответствующими приконтактовым минерализованным зонам. Весьма наглядной иллюстрацией такого случая может служить пример, приведенный А. А. Логачевым (1951) и представленный на рис. 181. В центре этого рисунка очень четко выделяется почти круговой контур интрузива, характеризующейся слабым знакопеременным магнитным полем, окруженный интенсивными магнитными аномалиями, обусловленными зонами активных контактов.

Для выяснения конфигурации интрузива можно также успешно использовать сейсморазведку (Троянский, 1957). На рис. 182 показано,

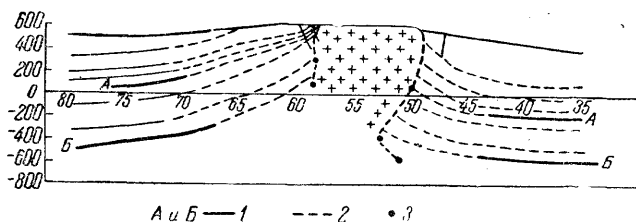


Рис. 182. Определение конфигурации интрузивного массива сейсморазведкой (по В. Т. Троянскому, 1957)

1 — преломляющие границы; 2 — предположительные стратиграфические границы; 3 — точки дифракции

что путем изучения преломленных и диффрагированных волн удалось установить характер погружения интрузива. Границы интрузива удалось установить на довольно большой глубине от поверхности (1200 м). Описываемый интрузив залегает в осадочных породах. Скорость распространения упругих волн в интрузиве приблизительно равна 5600 м/сек, а во вмещающих осадочных породах — от 2300 до 3600 м/сек.

В случае сложного строения района и присутствия разнообразных комплексов пород с близкими значениями отдельных физических свойств выделение интрузий и определение характера интрузивных пород требуют применения комплекса геофизических методов. Так, например, в районах Курского железорудного бассейна, в толще метаморфических пород докембрия, интрузивы основных пород выделяются как локальные магнитные и гравитационные аномалии положительного знака, в пределах которого развиты породы со скоростями упругих волн, изменяющимися в пределах 5—8 тыс. м/сек. На рис. 183 представлена магнитная и гравитационная аномалии, соответствующие одной из таких интрузий.

Интрузивы кислых пород в том же районе и тем же комплексом методов были выделены как участки локальных магнитных и гравитационных минимумов, в пределах которых установлены высокие скорости распространения упругих волн в породах докембрия порядка

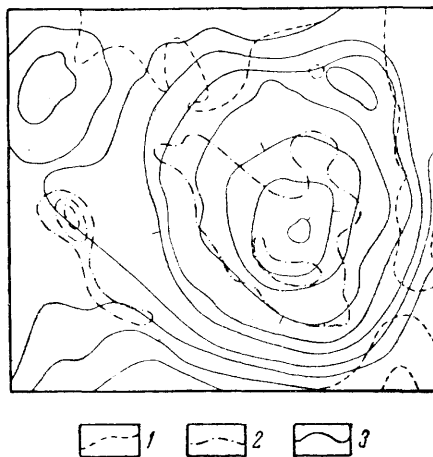


Рис. 183. Выделение основного интрузива в районе КМА по данным магнитной и гравитационной съемок

1 — изолинии отрицательных значений Z_a ;
2 — изолинии положительных значений Δg ;
3 — изолинии положительных значений Z_a

5—8 км/сек. Такое сочетание геофизических данных, соответствующее породам слабо магнитным с небольшой плотностью, по отношению к широко распространенным там метаморфическим толщам, обладающим также высокими скоростями распространения упругих волн, наиболее соответствует кислым интрузивным породам. Присутствие гранитов на таких участках зафиксировано последующим бурением. На рис. 184 приведена картина магнитного и гравитационного полей на участке одной из таких интрузий кислого состава.

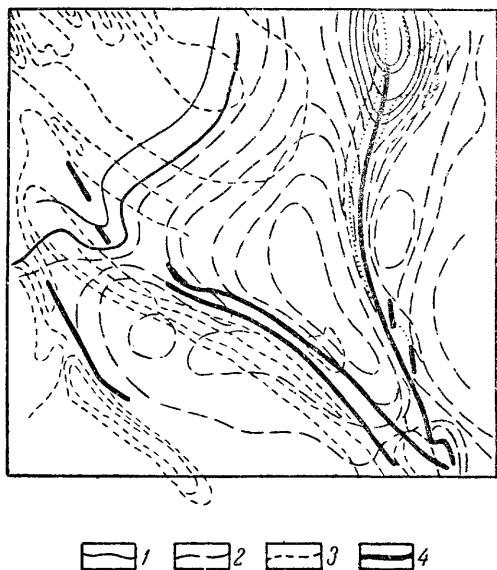


Рис. 184. Выделение кислого интрузива по данным магнитной и гравитационной съемок

1 — изолинии положительных значений Δg ; 2 — изолинии отрицательных значений Δg ; 3 — изолинии положительных значений Za ; 4 — пласты железистых кварцитов

лей строения интрузивных массивов при геологическом картировании. Результаты геофизических исследований, представленные на рис. 167 и 180, показывают возможность разделения геофизическими методами пород, слагающих интрузивный массив. Отдельные наиболее активные разности, как серпентиниты и пироксениты на рис. 167 и пироксениты на рис. 180, выделяются интенсивными аномалиями и в дальнейшем используются как реперные горизонты для картирования и расчленения массива в целом. Выше также упоминалось о возможности эффективного использования с такой целью радиометрических методов. Геофизические методы можно также использовать для выделения небольших по мощности образований в интрузивных массивах, как-то: даек, жил, тектонических зон, трещин, выявление и прослеживание которых является важным разделом крупномасштабного геологического картирования. Наибольшие возможности в этом смысле представляют методы магнито-разведки, радиометрии и в некоторых случаях электроразведки.

На рис. 185 изображена кривая ΔZ по профилю, пересекающему дайку серпентинитов, которые характеризуются более высоким намагничением, чем рассекаемый дайкой массив габбро. Значительная по мощности дайка характеризуется интенсивной положительной аномалией ΔZ , напряжение которой превышает 4 тыс. гамм. На основании анализа кривой изменения ΔZ по профилю установлено положение контактов.

Рассмотренные примеры достаточно раскрывают возможности отдельных геофизических методов и комплексных исследований при решении задачи выделения и оконтуривания интрузивных массивов различного состава. Методы электроразведки в основном используются при этих работах для определения мощности наносов и характера погружения интрузивов под толщи покрывающих пород. В толще осадочных пород, путем электрического профилирования удается обычно также обнаруживать и прослеживать интрузивные тела, выделяющиеся своим высоким электрическим сопротивлением. Однако вследствие более высокой стоимости работ этот метод предпочитают применять как вспомогательный.

Важное значение имеет использование геофизических методов с целью изучения дета-

горизонтальная мощность дайки, направление и угол падения, которые получили подтверждение при последующем бурении.

Противоположный в методическом отношении случай представлен на рис. 186. Здесь магниторазведкой обнаружена дайка слабо магнитных диоритов в серпентинитах, характеризующихся существенно большим намагничиванием. Дайке соответствует магнитный минимум с понижением поля более чем на 1000 гамм.

Возможность аналогичного использования радиоактивных методов показывает результат гамма-профилирования (рис. 187). Положительной аномалией гамма-излучения характеризуется дайка порфирита в

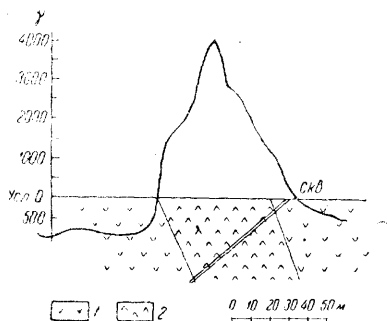


Рис. 185. Магнитная аномалия над дайкой серпентинитов, пересекающей массив габбро (по А. А. Логачеву, 1951)

1 — габбро; 2 — серпентинит

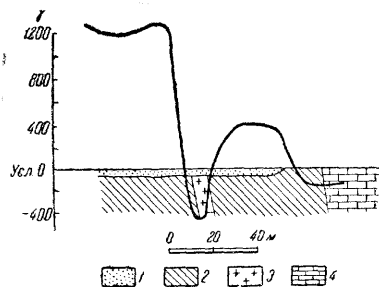


Рис. 186. Магнитная аномалия над дайкой диоритов в серпентинитах (по А. Г. Линькову, см. Берсудский Л. Д. и др., 1940)

1 — наносы, 2 — серпентинит плотный, 3 — диорит, 4 — известняк мраморизованный

гранодиоритах. Объяснением этому является обогащение гранодиоритов вблизи контактов с порфиритами вторичными минералами урана.

При наносах мощностью до нескольких метров для выявления и прослеживания тектонических контактов, сбросов, зон дробления, трещин с успехом можно использовать эманационную съемку. Эти ослабленные более рыхлые зоны часто являются благоприятными путями для проникновения эманаций, а раздробленные породы характеризуются более высоким коэффициентом эманирования, вследствие чего над ними наблюдаются повышенные концентрации радиоактивных газов в почвенном воздухе. На рис. 188 приведен график концентрации радона над одним из сбросов.

В тех случаях, когда измененные интрузивные породы, жилы зоны дробления, дайки и другие образования в интрузивных массивах характеризуются пониженным электрическим сопротивлением, что резко отличает их от основной массы интрузивных пород, для которых характерно высокое сопротивление. Такие объекты с успехом могут быть обнаружены методами электроразведки. Это, прежде всего, относится к высоко проводящим рудным жилам с сульфидным оруденением. Наиболее эффективно их удастся обнаружить методом электрического профилирования, в частности методом комбинированного профилирования. Аномалии такого рода весьма выразительны, и пересечение кривых кажущегося сопротивления при различных установках электродов точно показывает местонахождение жил.

Кварцевые жилы нередко могут быть успешно выявлены и прослежены различными приемами электрического профилирования. Благоприятными случаями являются те, когда более трещиноватый и разрушенный материал жилы, а также измененные боковые породы, подвергшиеся пиритизации, серицитизации и другим процессам, оказываются

более электропроводными, чем измененные интрузивные породы. При таких условиях жилы характеризуются минимумами сопротивления, аналогично тому, как это уже указывалось при характеристике способов выявления жил в эффузивных породах. Характер аномалий в этом случае аналогичен представленному на рис. 175.

Если кварцевые жилы представлены малоразрушенным сливным кварцем с плотными зальбандами, т. е. сами характеризуются высоким электрическим сопротивлением и залегают в интрузивных породах также имеющих высокое сопротивление, то условия для их выявления не благоприятны. Такие жилы выделить очень трудно. Более известны случаи вы-

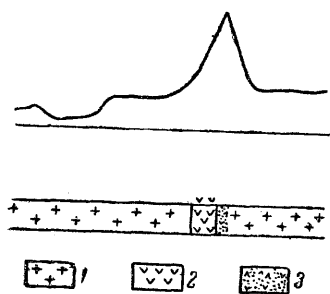


Рис. 187. Аномалия гамма-излучения над дайкой порфирита в гранодиоритах (по Г. В. Горшкову, см. А. П. Кириков и др., 1934)

1 — гранодиорит; 2 — порфирит; 3 — зона обогащенная вторичными минералами урана

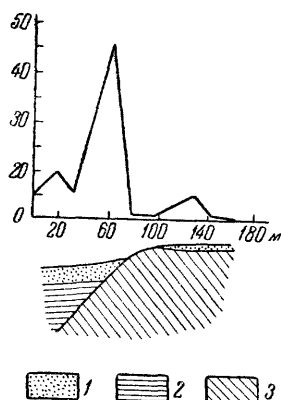


Рис. 188. Профиль эманиционной съемки над сбросом (по А. П. Кирикову, 1934)

1 — аллювий; 2 — третичные породы; 3 — девон

деления в основных интрузивах пегматитовых жил крупно- и среднезернистой структуры, характеризующихся, как уже было отмечено, очень высоким электрическим сопротивлением. На такую возможность указывает, в частности, С. И. Лиогенький (1958). Таким образом, при исследовании разного рода локальных объектов в интрузивных породах геофизические методы могут быть использованы с несомненной пользой.

Приведенные данные о физических свойствах интрузивных пород и описанные примеры в целом показывают, что при крупномасштабном геологическом картировании интрузивных пород современный геолог должен самым широким образом использовать геофизические методы, что несомненно повысит качество съемки и позволит существенно сократить трудоемкие буровые и горные работы.

3. Геофизические исследования при крупномасштабном геологическом картировании метаморфических пород

Геофизические работы в связи с картированием метаморфических пород широко применяются в СССР начиная с двадцатых годов XX столетия, т. е. с первых лет применения геофизических методов в геологических исследованиях. Наиболее крупные работы такого рода были выполнены в связи с изучением Курских магнитных аномалий и Криворожского железорудного бассейна.

В Курском железорудном бассейне сложно дислоцированные метаморфические породы докембрийского возраста залегают на значитель-

ной глубине под толщей почти горизонтально залегающих осадочных отложений палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов.

Физические свойства покрывающих осадочных пород, представленных преимущественно песчано-глинистыми фациями, характеризуются следующими данными: 1) магнитная восприимчивость даже наиболее активных разностей не превышает $100 \cdot 10^{-6} \text{CGS}\mu$; 2) плотности не превышают 2 г/см^3 , за исключением известняков, у которых эта величина достигает $2,5 \text{ г/см}^3$; 3) скорости распространения упругих волн не более 2500 м/сек , также за исключением известняков и некоторых прослоев песчаников, для которых получены значения порядка $3500\text{—}4700 \text{ м/сек}$. Вследствие малой магнитности и почти горизонтального залегания покрывающие породы не оказывают заметного влияния на магнитные и гравитационные поля района.

Метаморфическую толщу района КМА подразделяют на три отдела: нижний, верхний и средний. В составе нижнего отдела установлены глубоко метаморфизованные гнейсы, амфиболиты и силикатные сланцы. Средний отдел метаморфической толщи сложен железистыми кварцитами и силикатными сланцами, верхний — сланцами и кристаллическими известняками. Помимо метаморфических пород, среди докембрийских образований КМА широко распространены кислые интрузивные породы — граниты и их мигматиты. Отмечено наличие основных интрузий габбро и габбро-диоритов, а также средних пород — диоритов и порфиритов.

В комплексе метаморфических пород железистые кварциты выделяются своей высокой намагниченностью и большой плотностью. По магнитным свойствам они подразделяются на две группы — магнетитовые и гематитовые; последние развиты в зоне окисления. Магнетитовые кварциты характеризуются магнитной восприимчивостью от 3000 до $200\,000 \cdot 10^{-6} \text{CGS}\mu$. Магнитная восприимчивость гематитовых кварцитов находится в пределах $10\,000\text{—}60\,000 \cdot 10^{-6} \text{CGS}\mu$. Из других пород только амфиболиты и основные интрузивы выделяются несколько повышенной магнитностью, однако значительно более низкой, чем для кварцитов.

Именно железистые кварциты являются основной причиной знаменитых Курских магнитных аномалий; их пласты могут быть четко выделены по этим аномалиям. Высокие плотности железистых кварцитов (от $3,4$ до $3,8 \text{ г/см}^3$) обуславливают высокую избыточную плотность их пластов по отношению к вмещающим породам верхнего и среднего отделов метаморфической толщи (плотности от $0,5$ до $1,0 \text{ г/см}^3$). Поэтому пластам железистых кварцитов соответствуют значительные гравитационные аномалии, которые также выделяют их из других докембрийских пород. Несколько повышенными значениями плотности по отношению к породам верхнего и нижнего отделов метаморфической толщи характеризуются также основные интрузии. Граниты, мигматиты, гнейсы и сланцы в большинстве случаев имеют минимальные значения плотности и магнитной восприимчивости, что также отделяет их от других пород докембрия в этом районе.

Докембрийские породы КМА характеризуются высокими граничными скоростями распространения упругих волн, значения которых изменяются в довольно широких пределах, от 5100 до 6500 м/сек и более. Из кристаллических пород в этом отношении выделяются сланцы, для которых граничные скорости не превышают 5000 м/сек .

Особые физические свойства железистых кварцитов позволяют хорошо их картировать на основании анализа магнитных и гравитационных аномалий района (Дюков, 1935; Дюков, 1937; Шмидт, 1956). Тем самым устанавливается положение в толще докембрия среднего отдела метаморфической толщи. На основании детальных магнитометрических и гравиметрических работ, дополняемых сейсмическими исследованиями методом преломленных волн, оказывается возможным выделение пластов железистых кварцитов и разделяющих их сланцев, определение

мощностей, направления и углов падения пластов, а также рельефа кровли докембрийских отложений. Положение маркирующих пластов среднего отдела метаморфической толщи докембрия и их детальная характеристика позволяют установить общую тектоническую структуру этой толщи. Как было указано выше, геофизические исследования в районе КМА позволяют также обнаруживать и очертанивать массивы кислых и основных интрузивных пород.

Итак, на основании комплексных геофизических работ оказывается возможным составление структурно-литологических схем докембрийского фундамента этого района в масштабе от 1 : 50 000 до 1 : 10 000, в зависимости от детальности геофизических исследований. При дополнении геофизических данных относительно небольшим количеством буровых скважин такая структурно-литологическая схема получает необходимое фактическое обоснование правильности интерпретации геофизических данных и может рассматриваться как кондиционная структурно-геологическая карта данного района в соответствующем масштабе.

Аналогичные результаты были получены при геофизических исследованиях, проведенных в пределах развития метаморфических пород в Украинском кристаллическом массиве, в районах Криворожской, Кременчугской и других магнитных аномалий этой области. В качестве примера кратко охарактеризуем опыт использования геофизических методов для картирования толщи метаморфических пород в пределах Кременчугской магнитной аномалии (Доброхотов, 1955; Крутиховская, 1956).

Физические свойства метаморфических пород в этом районе подобны описанным выше для районов КМА. Породы эти также подразделяются на три отдела: нижний, представленный в основном аркозовыми песчаниками и филлитами; средний — железистые кварциты и сланцы; верхний, сложенный арко-

зовыми песчаниками, микрокварцитами и сланцами. Метаморфические породы в районе Кременчугской магнитной аномалии залегают под толщей осадочных пород, мощность которой уступообразно изменяется от 5—10 м на юге до 800—700 м на севере.

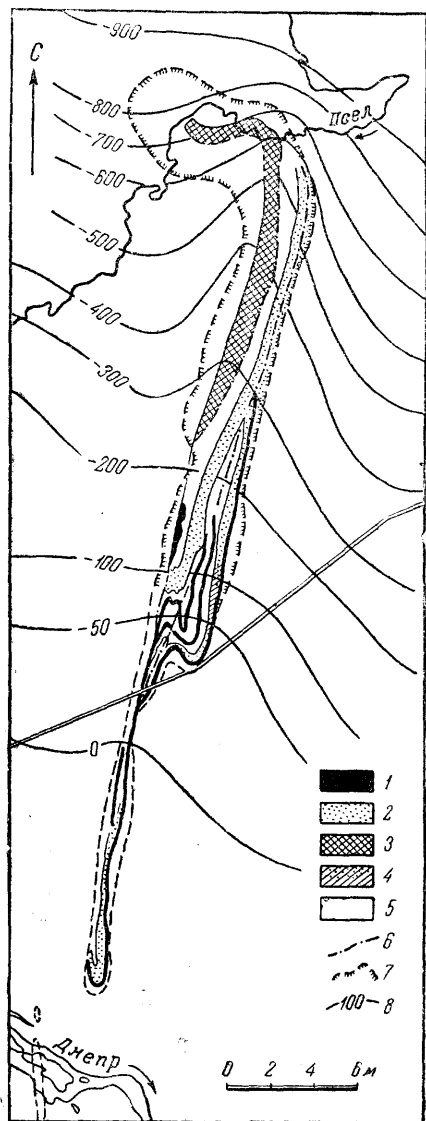


Рис. 189. Карта распространения железистых пород в районе Кременчугской полосы магнитной аномалии (по З. А. Крутиховской, 1956)

1 — железистые кварциты, 2 — слабожелезистые железистые кварциты, 3 — железистые кварциты нерасчлененные (с прослоями сланцев), 4 — зона интенсивной магнетизации железистых кварцитов, 5 — различные сланцы криворожской свиты, 6 — разломы, 7 — контур магнитной аномалии, 8 — изоhipsсы поверхности фундамента

На основании анализа магнитных и гравитационных аномалий района, произведенного с учетом данных электроразведочных и сейсморазведочных работ по характеру рельефа поверхности докембрийских пород, а также результатов поисково-разведочного бурения, оказалось возможным: 1) составить детальную карту распространения железистых пород, характеризующую структуру всей метаморфической полосы, 2) выделить основные полосы пород железорудной формации в погребенной гряде докембрийских отложений, которая возвышается над общим уровнем погребенной поверхности докембрия до 50—80 м; 3) определить вероятную глубину распространения железистых кварцитов (их нижнюю границу) от 1,7 км на юге до 3,4 км на севере; 4) выделить зоны интенсивной мартитизации железистых кварцитов, являющиеся наиболее благоприятными для поисков богатых руд.

На рис. 189 приведена карта распространения железистых пород Кременчугской магнитной аномалии, на которой видна структура этой полосы метаморфических пород, имеющей вид синклинальных складок, осложненных крупными разрывами и складчатостью второго порядка. Представленные на рисунке изогипсы поверхности кристаллических пород отчетливо отображают приуроченность зоны развития железистых кварцитов в гряде, возвышающейся над общим рельефом. Следует отметить, что аналогичное явление установлено также для полос железистых кварцитов в районе КМА.

В последние годы существенно расширилось использование геофизических методов при геологическом картировании метаморфических пород в связи с поисками полиметаллических и других рудных месторождений в восточных районах Союза. Эти районы отличаются значительной обнаженностью, при которой возможно широкое использование параметрических замеров на обнажениях с целью обоснования интерпретации геофизических данных, а следовательно — широкое применение электрометрических методов.

Примером эффективного использования геофизических методов при геологическом картировании в таких условиях могут служить работы, выполненные в Восточном Забайкалье, результаты которых недавно опубликованы (Моисеенко, 1957). В районе, исследованном этим автором, распространены нижнепалеозойские сланцы, песчаники, доломиты и известняки. Небольшие площади занимают интрузивы гранодиоритов, кварцевых диоритов и порфиоров. Встречаются также дайки порфиритов. Значительно развит покров четвертичных отложений, в результате чего более 80% площади нельзя изучить без применения горных работ.

Для выявления геофизической характеристики горных пород района и определения возможности различных геофизических методов при геологическом картировании были выполнены опорные параметрические профили по наиболее хорошо обнаженным участкам. Один из таких профилей был показан выше, на рис. 163. По таким профилям были выполнены особо тщательные геологические наблюдения с целью увязки геофизических аномалий с разрезами.

На основании изучения этих профилей было выяснено, что наилучшие возможности для изучения и картирования горных пород района дают измерения кажущихся электрических сопротивлений (ρ_k) методом электрического профилирования, измерения естественных электрических полей и измерения магнитных аномалий. По повышенным значениям удельного электрического сопротивления (ρ) в районе выделяются массивные толщи доломитов и известняков, по сильно пониженным — углистые породы, по средним — глинистые сланцы, песчаники и другие породы.

Крупные аномалии естественного электрического поля отмечаются над пачками углистых пород. Интенсивные магнитные аномалии соответствуют зонам скарнирования пород. Небольшими характерными магнит-

ными аномалиями линейного простираения выделяются дайки порфиритов основного состава.

Путем тщательного сопоставления результатов геофизических исследований и геологических наблюдений в пределах района работ были установлены значительные изменения физических свойств одних и тех же пород в зависимости от их обводненности, текстурных особенностей, мощности и проводимости наносов и других факторов. Особенно это относится к удельному электрическому сопротивлению, что необходимо учитывать при анализе результатов геофизических исследований и сопоставлении данных по соседним геофизическим маршрутам для выделения и прослеживания тех или иных горизонтов. В особо трудных и сложных случаях для окончательного уточнения результатов при крупномасштабном геологическом картировании необходимо рекомендовать проведение отдельных горных выработок с целью обоснования принятого варианта интерпретации.

Путем такой корреляции данных по каждому из методов по всем профилям была построена сводная структурно-корреляционная карта, на которую были нанесены результаты всех геофизических работ, выполненных по картируемому району. Для более полной характеристики этого процесса приводим на рис. 190 карту результатов электрического профилирования с корреляцией отдельных горизонтов по их кажущемуся сопротивлению. На рис. 191 представлена карта съемки по тому же району естественного электрического поля с изображением осей аномалий разной интенсивности и выходов углистых пород, на рис. 192 — приведены результаты магнитометрической съемки с выделением аномалий, соответствующих магнетитовому оруденению контактово-метасоматического типа, роговикам и дайкам порфирита.

Согласованные и увязанные между собой и с геологическими наблюдениями данные всех геофизических месторождений, как указано, были нанесены на общую структурно-корреляционную карту (рис. 193), которая явилась основой для составления геологической карты.

На основании материалов геологических маршрутов, изучения обнажений и горных выработок все выделенные геофизические зоны, горизонты и другие объекты получили тот или иной геологический смысл, соответствующий их физической характеристике. Очень важным фактором при этом явилось взаимное влияние геофизических данных на оценку геологических материалов, собранных в процессе съемки. На основании комплексного анализа всего материала уже и составлялась геологическая карта.

На рис. 194 приведена геологическая карта этого района, составленная Ф. С. Моисеенко и У. И. Данилло по геофизическим и геологическим данным. Для сравнения на рис. 195 приводится геологическая карта той же территории, в том же масштабе, но составленная на несколько лет раньше и без использования геофизических методов. Как видно при сопоставлении этих карт, использование геофизических данных позволило не только детализировать геологическое строение района, но привело к совершенно новому пониманию его стратиграфии, тектоники и структуры.

Значительные успехи при детальном картировании осадочных отложений в результате применения геофизических методов были достигнуты при изучении многих угленосных бассейнов (Донбасс, Кузбасс, Караганда, Челябинский, Сучанский и Артемовский и др.), причем в некоторых случаях положительные результаты были получены при значительной мощности более молодых пород, покрывающих картируемую толщу. Наиболее эффективными из геофизических методов при этих исследованиях оказались электроразведка (различные виды профилирования) и магниторазведка. С целью выявления и трассирования крупных структурных элементов и форм погребенного рельефа с большим успехом использова-

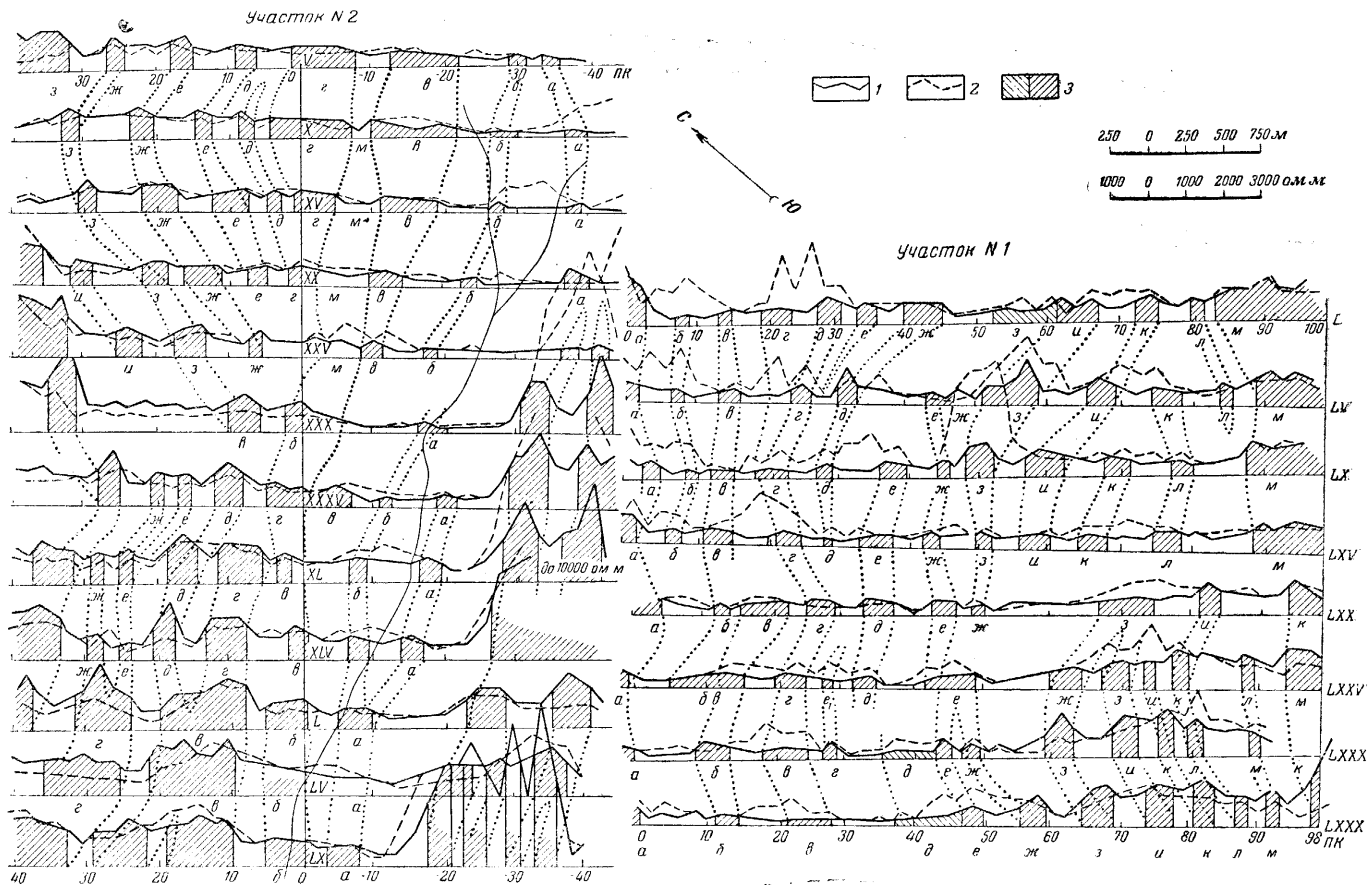


Рис. 190. Карта графиков P_K электрического профилирования (по Ф. С. Моисеенко, 1957)
 1 — графики P_K при $AB=800$ м; 2 — графики P_K при $AB=300$ м; 3 — зоны повышенных сопротивлений

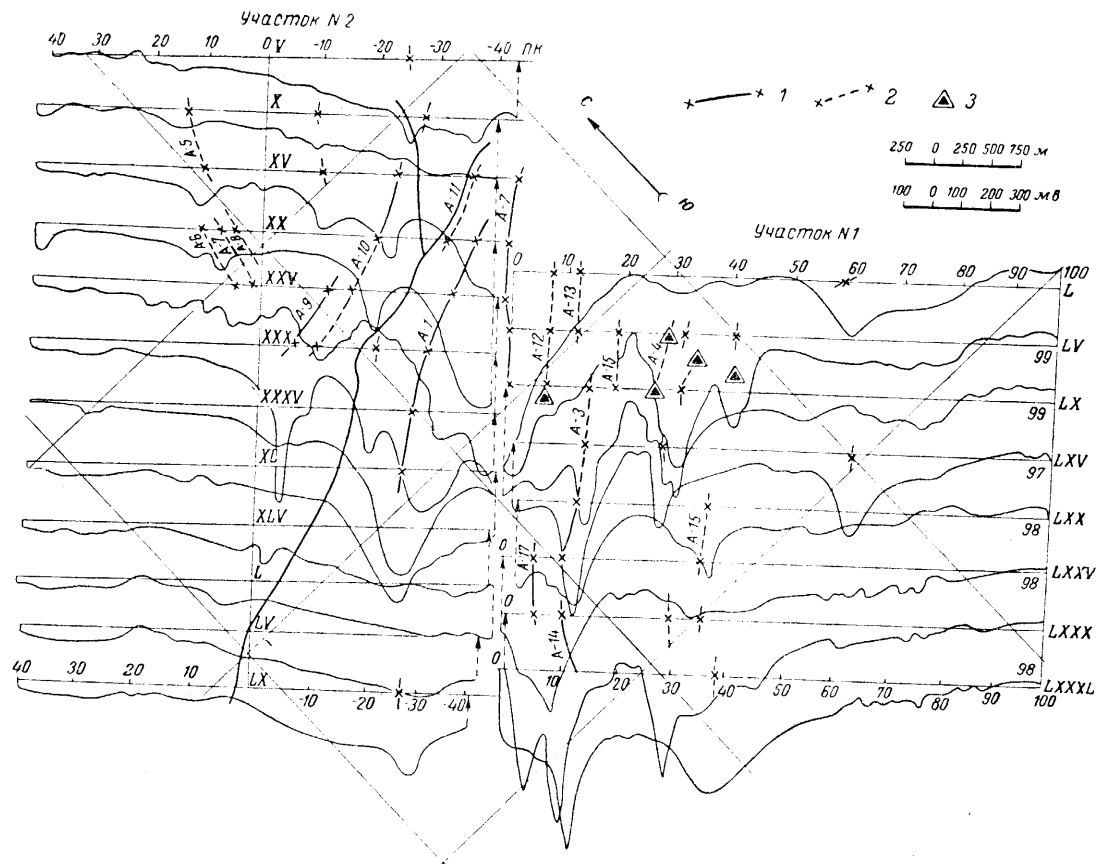


Рис. 191. Карта профилей потенциала естественного электрического поля
(по Ф. С. Моисеенко, 1957)

1 — оси аномалий большой интенсивности; 2 — оси аномалий малой интенсивности; 3 — выходы углистых известняков

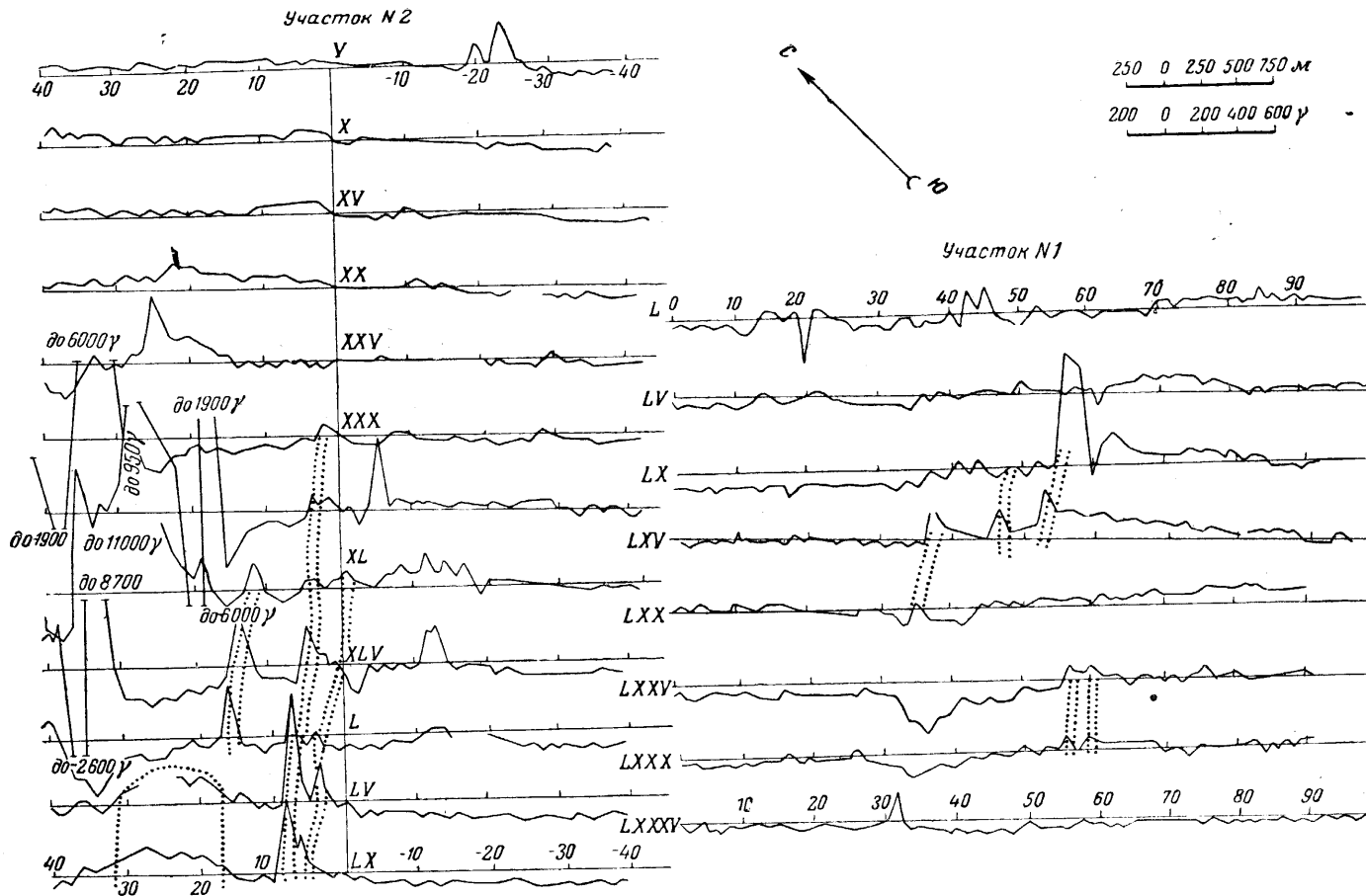


Рис. 192. Графики ΔZ по профилям магнитной съемки на участках (по Ф. С. Моисеенко, 1957)
 Пунктиром ограничены дайки магнитных пород

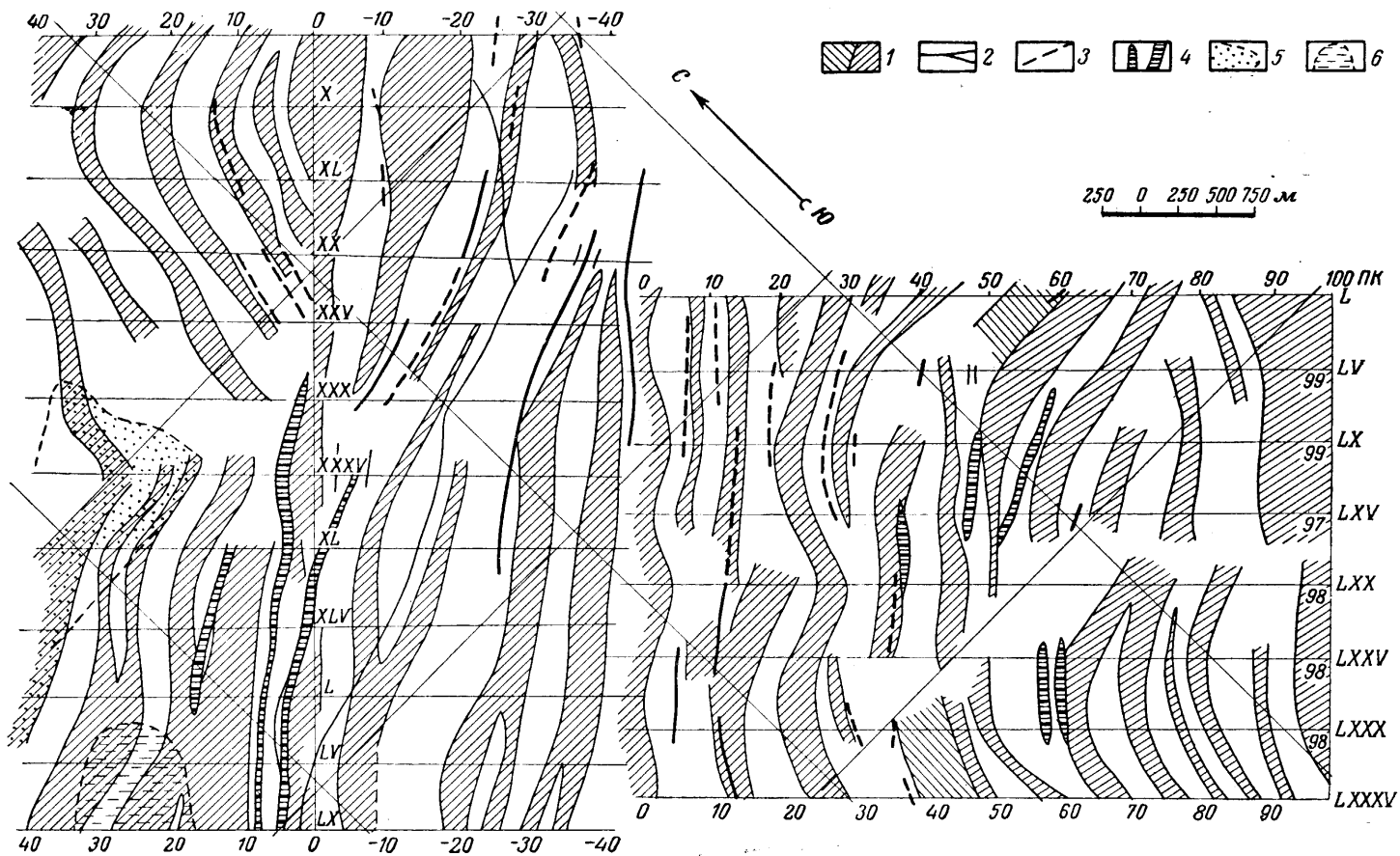


Рис. 193. Структурно-корреляционная карта результатов комплексных геологических работ на площади картирования (по Ф. С. Моисеенко, 1957)

1 — зоны повышенных кажущихся сопротивлений при $AB=800$ м; 2 — оси аномалий естественного электрического поля; 3 — оси аномалий естественного электрического поля малой интенсивности; 4 — магнитные аномалии, выдержанные по простиранию; 5 — зона интенсивных магнитных аномалий, не выдержанных по простиранию; 6 — зоны повышенных значений магнитного поля

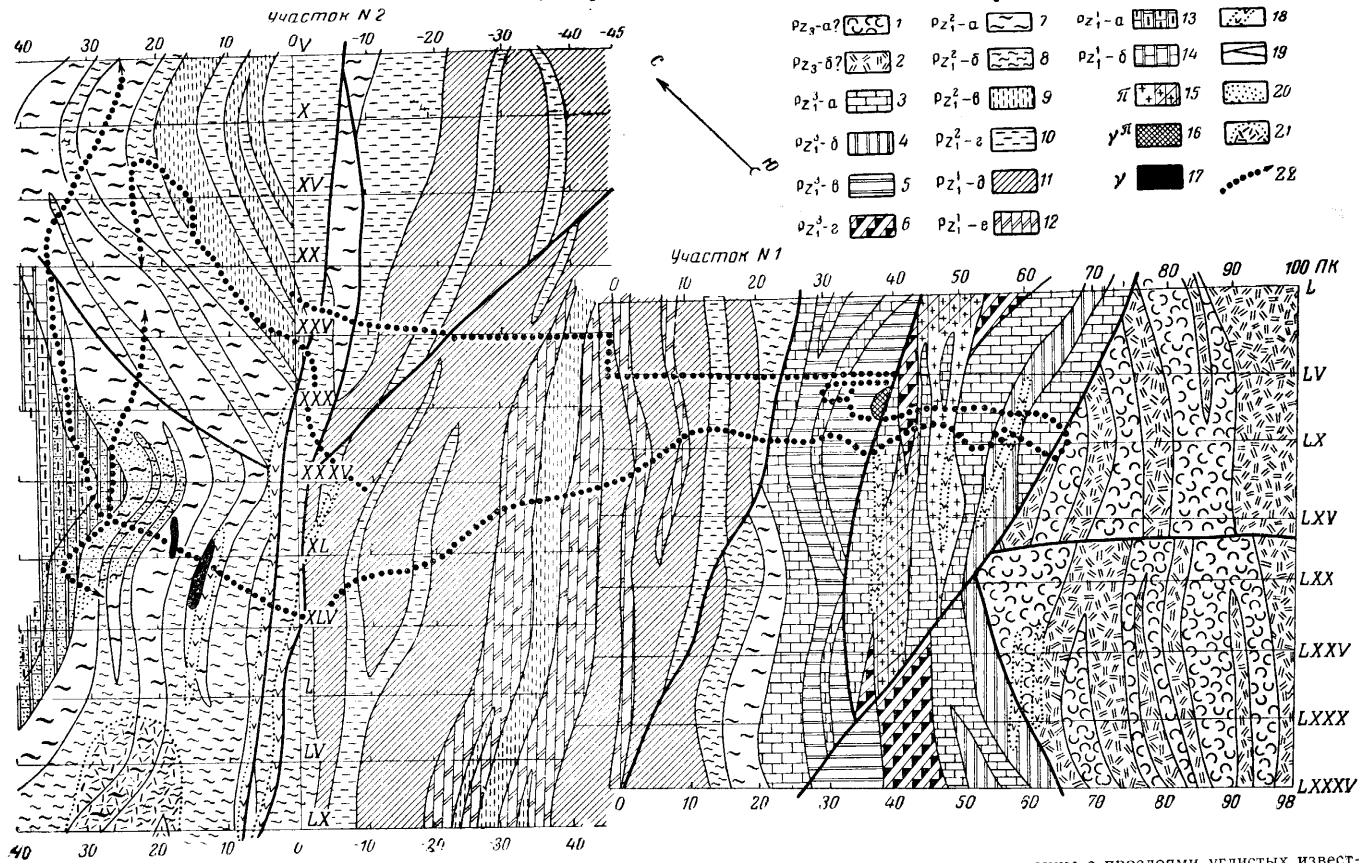


Рис. 194. Геологическая карта, составленная по геофизическим и геологическим данным (по Ф. С. Моисеенко, 1957)

Эффузивно - осадочная толща верхнего палеозоя (?): 1 — песчаные и глинистые сланцы и туфы кислых эффузивов (?); 2 — песчанки и песчанистые сланцы и туфы кислых эффузивов. Нерчинско-заводская свита: 3 — доломиты и известняки; 4 — слоистые и рассланцованные доломиты и известняки с прослоями глинистых сланцев, нередко ожелезненные и озмеевикованные; 5 — глинистые и песчанистые серпичитовые сланцы с линзами и прослоями доломитов, углистых сланцев и известняков; 6 — углистые, глинисто-карбонатные и карбонатные сланцы. Длтачинская свита: 7 — ороговикованные глинистые и песчанистые сланцы, 8 — ороговикованные песчанистые сланцы и песчанки; 9 — песчаные и глинистые серпичитовые сланцы, редко с линзами углистых известняков; 10 — полимиктовые песчанки и песчанистые сланцы (углистых сланцев); 11 — серпичитовые сланцы изредка с прослоями углистых пород; 12 — доломиты и известняки. Кличкинская свита: 13 — окварцованные сланцы (?), известняки (?), 14 — доломиты. Интрузивные породы: 15 — порфиры с участками развития порфировых даек, 16 — гранодиорит-порфиры, 17 — алякитовые граниты и гранодиориты, 18 — дайки андезитовых порфиров и микродиоритов; 19 — тектонические разрывы; 20 — области развития магнетитовых скарнов; 21 — участки развития магнитных роговиков; 22 — геологические маршруты

серпичитовые сланцы изредка с прослоями углистых пород; 11 — песчаные и глинистые серпичитовые сланцы с прослоями углистых известняков (углистых сланцев); 12 — доломиты и известняки. Кличкинская свита: 13 — окварцованные сланцы (?), известняки (?), 14 — доломиты. Интрузивные породы: 15 — порфиры с участками развития порфировых даек, 16 — гранодиорит-порфиры, 17 — алякитовые граниты и гранодиориты, 18 — дайки андезитовых порфиров и микродиоритов; 19 — тектонические разрывы; 20 — области развития магнетитовых скарнов; 21 — участки развития магнитных роговиков; 22 — геологические маршруты

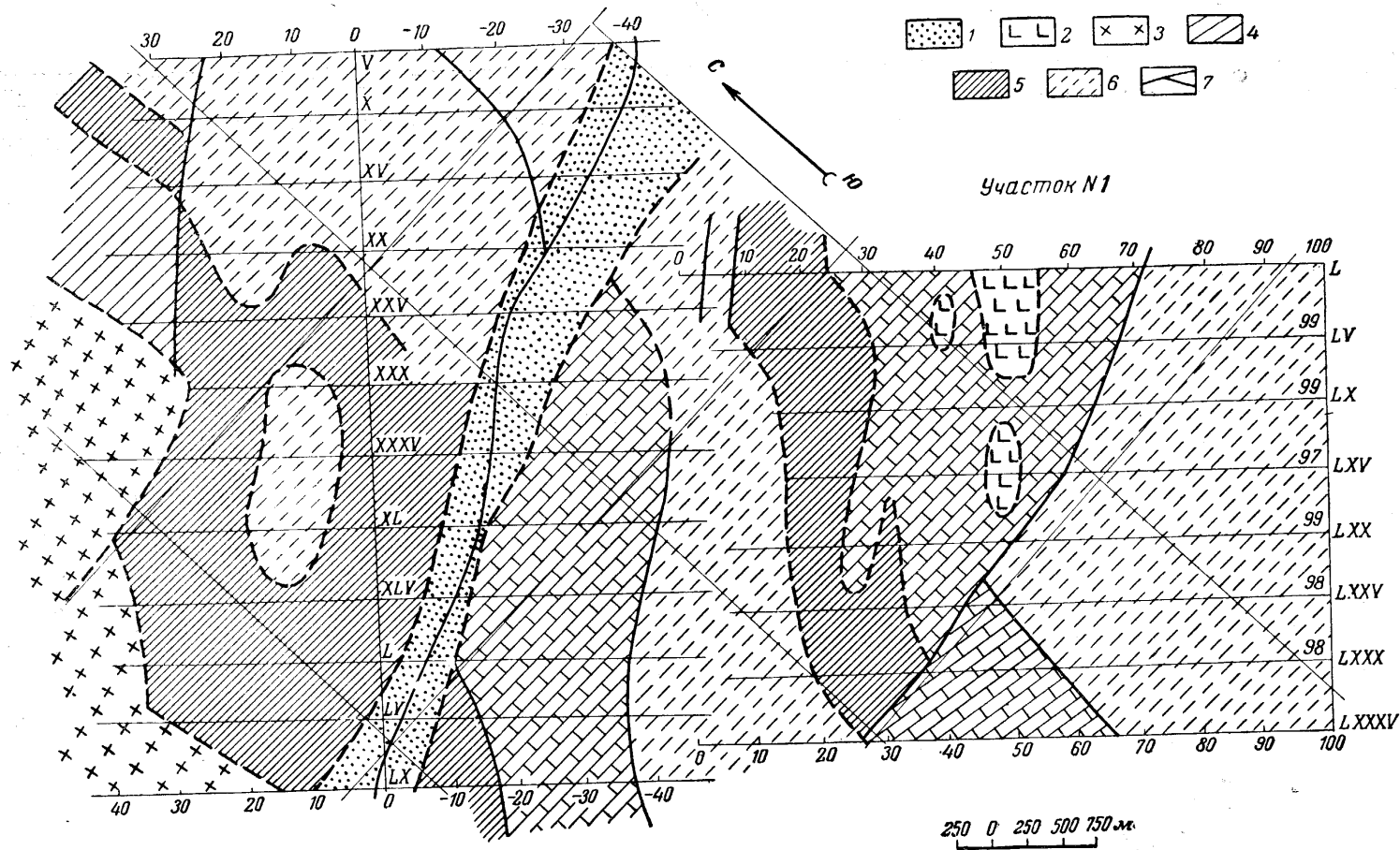


Рис. 195. Геологическая карта того же района в масштабе 1 : 50 000, составленная без геофизических данных (по Г. В. Митичу и Н. И. Лебедеву, см. Ф. С. Моисеенко, 1957)

1 — четвертичные отложения; 2 — порфиры; 3 — гранодиориты, кварцевые диориты; 4 — домиоценовые известняки нерчинско-заводской свиты; 5 — пелитовые эзевролиты с прослоями известняков; 6 — глинистые метаморфические и филлитовидные сланцы, песчаники, известняки; 7 — зоны тектонических нарушений

лись также гравиметрические съемки и сейсмические профили, прострелянные по корреляционному методу преломленных волн (КМПВ).

В качестве примера успешного использования электроразведки на такого рода объектах приводим результаты детального геологического картирования с применением электроразведки в Донбассе. На рис. 196 показаны результаты электрического профилирования по системе профилей, ориентированных вкрест простирания структур, и корреляции горизонтов песчаников на основании этих данных, как горизонта высоких сопротивлений. Выделяются и коррелируются также основные горизонты известняков, являющихся в условиях бассейна основными маркирующими горизонтами при геологическом картировании. На рис. 197 представлена геологическая карта каменноугольных отложений Донбасса, составленная по результатам электроразведочной съемки с учетом, конечно, всех имеющихся геологических данных и материалов тщательного геологического обследования участка в процессе геофизических работ. На рис. 197 отображены результаты геологической съемки участка, произведенной только геологическими способами в крупном для Донбасса масштабе 1 : 42000. Как видно на рисунке, использование геофизических данных позволило существенно уточнить положение большинства горизонтов и детали структуры, что весьма важно для проведения разведочных работ и последующей эксплуатации. Используя метод заряженного тела, удалось даже выявить и проследить один из пластов антрацита.

Широкие возможности эффективного использования геофизических методов выявления и структурно-геологического картирования различных типов структур, сложенных осадочными породами, в пределах предгорных прогибов и платформ, хорошо известны из практики поисков и разведки месторождений нефти и газа. Используя методы гравиметрии, электроразведки и особенно сейсморазведки отраженными волнами (МОВ), можно выявить и закартировать перспективные структуры на территории обширных нефте-газоносных провинций, даже в сложных условиях, при наличии нескольких структурных этажей, относительно малых амплитудах изучаемых структур и больших глубинах их залегания.

Сделанный краткий обзор возможностей использования геофизических методов при крупномасштабном геологическом картировании, по нашему мнению, достаточно убедительно показывает те большие возможности, которые включает в себе широкое их внедрение в практику работ, проводимых с целью изучения структур рудных полей. Результаты геофизических работ могут иметь решающее значение при определении структурно-геологических позиций рудных полей в металлогенических провинциях.

В результате выявления, прослеживания и оконтуривания по их геофизическим характеристикам многих горизонтов, крупных интрузивов и малых интрузий, даек, зон нарушений, дроблений, повышенной трещино-

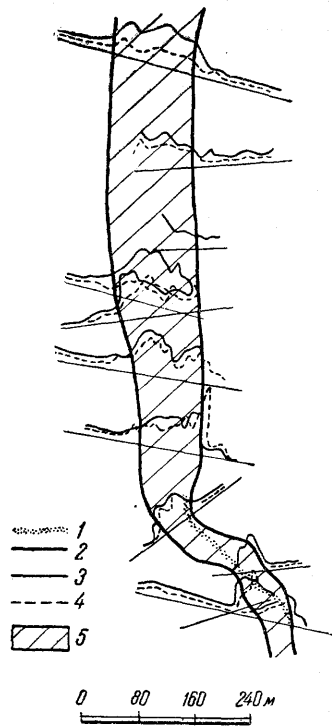


Рис. 196. Корреляция горизонта песчаников в Донбассе по данным электрического профилирования

1 — известняк, 2 — песчаник в обнажении, 3 — границы пласта песчаников по данным профилирования, 4 — кривая ρ_k ($AB=100$ м; $MN=20$ м), 5 — то же ($AB=20$ м; $MN=5$ м)

ватости и изменений пород, жил и рудных залежей в распоряжении геологов оказывается большой материал для наиболее обоснованного выделения главных контролирующих структур, характерных для изучаемого поля.

Как следует из приведенных примеров, эти весьма важные результаты в основном получены с применением магниторазведки, электроразведки и радиоактивных методов, т. е. методов наиболее дешевых и простых в организационном отношении, которые поэтому и получили пока наибольшее распространение в основных рудных районах. Следует указать, что более широкое внедрение методов гравиразведки и особенно сейсморазведки несомненно откроет большие, пока еще совершенно не

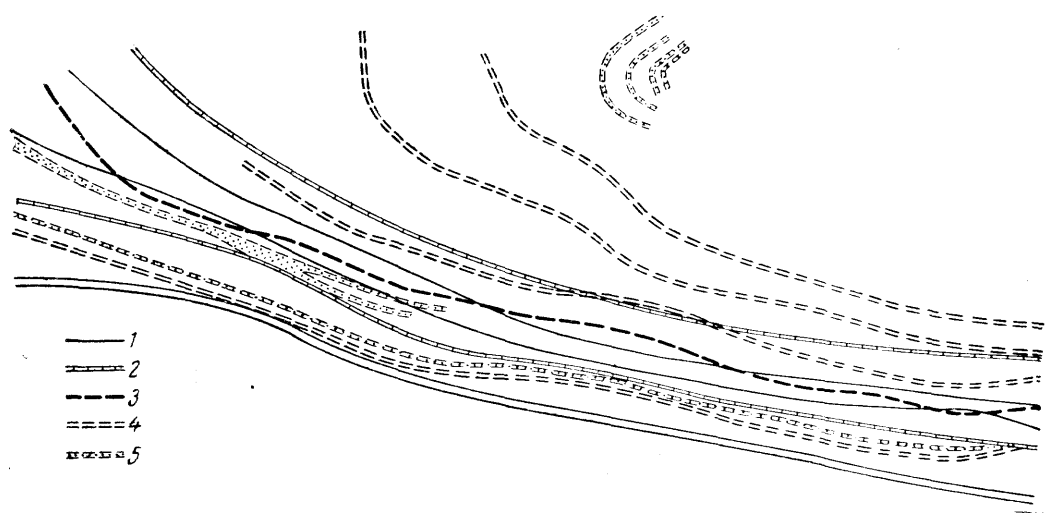


Рис. 197. Геологическая карта одного из участков Донбасса по данным комплекса геолого-геофизических исследований

1 — угольные пласты; 2 — известняки (по геологической карте Л. И. Лутугина и др., м-б 1 : 42 000);
3 — угольный пласт; 4 — известняки; 5 — песчаники (по данным геофизических съемок)

используемые возможности для изучения рудных месторождений, которые, как мы думаем, вполне окупят связанные с этим более значительные затраты.

При детальном изучении рудных районов геофизические исследования могут быть успешно использованы и для изучения структур отдельных месторождений. При проведении таких работ возможны два направления. Первое направление предусматривает использование геофизических методов для выявления и изучения основных рудоконтролирующих структур. При этом само оруденение геофизическими методами может и не выделяться. Второе направление предусматривает изучение непосредственно самих рудных тел, которым соответствуют четкие геофизические аномалии.

В соответствии с первым направлением можно высказать следующие соображения о применимости геофизических методов при изучении ведущих типов структур, обуславливающих образование основных морфологических типов эндогенных месторождений (по классификации В. М. Крейтера, 1956). Геофизические методы, в абсолютном большинстве случаев, будут весьма эффективными при изучении складчатых структур, определяющих месторождения 1-го типа. При благоприятном соотношении основных параметров, с помощью геофизических методов могут быть выделены следующие характерные структурные элементы: 1) горизонты, благоприятные для рудообразования, 2) местоположе-

ния крыльев складок, к которым приурочены месторождения, что может указывать на их межпластовый характер, 3) местоположения шарнирных частей антиклиналей и куполов, к которым могут быть приурочены месторождения, 4) участки дробления диапировых складок.

Для месторождений 2-го типа геофизические методы могут быть успешно использованы с целями установления положения крупных надвиговых и сбросовых перемещений, а также малоамплитудных перемещений разных типов, с которыми связаны изучаемые месторождения и которые могут определять их структурные позиции в рудном поле.

При изучении трещинных структур, как контролирующих для месторождений 3-го типа, геофизические методы также могут быть весьма эффективными при выяснении систем трещиноватости и непосредственном изучении структур жильных месторождений, приуроченных к таким трещиноватым зонам.

Более ограничены перспективы использования геофизических методов при работах по изучению структур месторождений 4-го и 5-го типов, связанных с микротрещинными и кливажными структурами, а также месторождений сложных трубчатых и других структур. Только в исключительно благоприятных случаях, при весьма резких отличиях физических свойств пород в зоне оруденения от вмещающих пород, могут быть получены положительные результаты. При проведении работ по этому направлению геофизические исследования по существу не отличаются от связанных с крупномасштабным геологическим картированием и применяемых при изучении структур рудных полей, только проводятся эти исследования в существенно более крупных масштабах.

По второму направлению, как указано выше, геофизические методы используются непосредственно для изучения самого рудного тела, в первую очередь — для определения его формы. Поскольку форма месторождения, существующая в настоящее время, в основном определяется совокупностью структурных элементов, повлиявших на локализацию оруденения, путем детального изучения особенностей формы рудных тел можно пытаться выяснить эти элементы, составляющие основу структуры месторождения.

Непременным условием проведения геофизических работ по этому направлению является наличие обусловленных рудными телами геофизических аномалий, достаточно интенсивных для детального их изучения при существующей технике методов. Такими «рудными» аномалиями могут быть локальные магнитные и гравитационные максимумы, аномалии естественного электрического поля, зоны радиоактивных излучений повышенной активности, аномалии искусственных электрических и электромагнитных полей, а также полей распространения упругих волн.

Следовательно, рудные аномалии могут быть выявлены и изучены всеми существующими в настоящее время геофизическими методами. Но достаточно интенсивные, четко локализованные аномалии, анализ которых может дать надежные количественные данные, характеризующие рудное тело, вызывают обычно только достаточно крупные тела, при том залегающие в относительно благоприятных условиях. Задача несколько упрощается тем, что, как правило, структура месторождения изучается тогда, когда оно уже обнаружено и в известной мере охарактеризовано по данным поисковых или разведочных выработок и, следовательно, соответствие геофизической аномалии рудному телу уже установлено.

Все же вследствие этих обстоятельств круг объектов, на которых удается проводить такого рода исследования, пока еще не широк. К числу таких объектов относятся: 1) крупные железорудные месторождения магнетитовых руд, резко отличающихся по своим магнитным свойствам и соответствующим им интенсивным магнитным аномалиям от всех других пород в изучаемых разрезах; 2) крупные железорудные месторождения, отличающиеся высокой плотностью их руд; 3) относительно

крупные залежи хромитов, также отличающихся очень высокой плотностью; 4) крупные залежи медистых колчеданов, отличающиеся повышенной плотностью и малым электрическим сопротивлением; 5) некоторые также относительно крупные сульфидные тела полиметаллических руд, особенно пирротинсодержащие, характеризующиеся высокой магнитностью и сложенные рудами высокой электрической проводимости и электро-химической активности; 6) некоторые залежи бокситов; 7) рудные тела, руды которых содержат радиоактивные минералы.

Очень большое значение для успешного выполнения исследований структуры рудных месторождений имеет комплексирование нескольких геофизических методов, а также включения в комплекс геохимических методов, тщательного геологического обследования объектов и, наконец, минимально необходимого объема буровых и горнопроходческих работ.

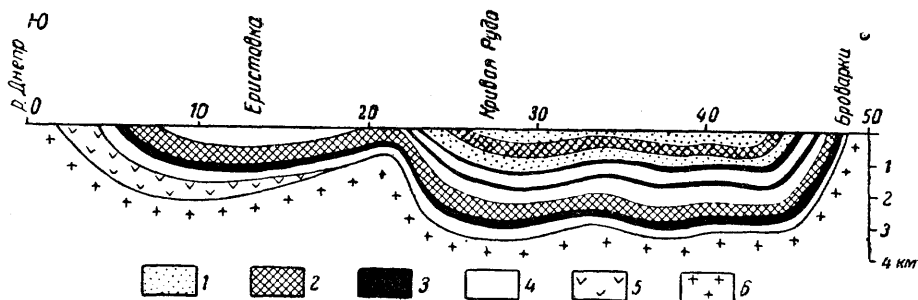


Рис. 198. Геологический разрез по простиранию Кременчугского железорудного месторождения (по З. А. Крутиховской)

1 — сланцы, песчаники, доломиты и микрокварциты верхнего отдела протерозоя ($\rho_{\text{изб}} 0,1-0,2 \text{ г/см}^3$); 2 — грубообломочные железистые кварциты с прослоями сланцев ($\rho_{\text{изб}} 0,2-0,5 \text{ г/см}^3$); 3 — железистые кварциты среднего отдела протерозоя ($\rho_{\text{изб}} 0,8-1,0$); 4 — сланцы среднего и нижнего отделов протерозоя ($\rho_{\text{изб}} 0,1-0,2 \text{ г/см}^3$); 5 — амфиболиты того же возраста ($\rho_{\text{изб}} 0,2 \text{ г/см}^3$); 6 — граниты и гнейсы

В абсолютном большинстве случаев положительные результаты такого рода работ были получены именно в результате комплексных исследований.

Для более наглядной характеристики возможностей геофизических методов при изучении структур месторождений по аномалиям, вызываемым этими рудными телами, приводим несколько примеров.

На рис. 189 приведена карта, отображающая результаты комплексной магнитно-гравитационной съемки Кременчугского железорудного месторождения. По этой пластовой карте можно составить достаточно ясное представление о структуре месторождения, выраженного несколькими пластами железистых пород, смятыми в изоклинальные складки, осложненные нарушениями типа разломов и вторичной складчатостью. Еще более полно эта структура выясняется в результате дополнения указанной карты несколькими поперечными и продольными разрезами, один из которых изображен на рис. 198. Разрезы составлены З. А. Крутиховской (1957) путем количественной интерпретации гравитационных данных с учетом результатов магнитных съемок, а также определений глубины залегания кристаллических пород, которые были выполнены частично электроразведкой (ВЭЗ) и частично — сейсморазведкой. Этот пример хорошо показывает широкие возможности изучения геофизическими методами структуры такого рода месторождений, которые поэтому и были поставлены нами на первое место.

То же подтверждает рис. 199, где показаны результаты изучения также пластового железорудного месторождения в Криворожском бассейне. Полосе железистых кварцитов, контуры которой показаны на ри-

сунке, соответствует полоса положительных магнитных аномалий интенсивностью до 0,2 э. Эта аномалия полностью определяет положение данного рудного тела и его пластовый характер. Пример интересен в том отношении, что, как показано на чертеже, пласт этот разбит на систему блоков разрывными нарушениями по нескольким тектоническим линиям, положение которых приведено по разведочным данным. Как легко заметить, рассматривая изолинии магнитного поля, эти деформации осложнившие строение рудного тела, весьма четко выражаются в данных геофизической съемки, так как каждому блоку железистых пород соответствует свой замкнутый контур аномалий, превышающих 0,12 э. Кроме того, положения всех тектонических линий в местах пересечений ими пласта железистых пород, отмечаются резкими изломами изолиний.

Возможности геофизических методов в случае более сложной структуры магнетитового месторождения показаны на рис. 200, Б, где приведена схематическая геологическая карта железорудного месторождения, руды которого выражены массивными магнетитовыми телами и породами с вкрапленностью магнетита. Изучение месторождения со столь сложной структурой потребовало густой сети разведочных выработок и было очень трудным. На рис. 200, А представлена карта месторождения с нанесенными на ней результатами площадной магнитной съемки. Сопоставление этих двух карт показывает, как много дополнительных сведений о структуре месторождения дают в этом случае результаты геофизических исследований и насколько они облегчают задачу рационального размещения разведочных выработок. Обобщая имеющийся опыт, можно сказать, что при изучении железорудных месторождений указанных типов с помощью геофизических методов можно уверенно выявить основные элементы их структуры и решать разведочные задачи.

На рис. 201 представлены результаты гравиметрических измерений на месторождении хромита. Как видно на рисунке, рудное тело характеризуется интенсивной гравитационной аномалией.

Еще в тридцатых годах работами Б. А. Андреева (1937) и А. А. Юнькова (1937) была доказана возможность эффективного изучения рудных тел на месторождениях хромита, установления их формы путем оконтуривания в горизонтальной плоскости и определения ряда сечений в вертикальных разрезах, один из которых представлен на рис. 201. В настоящее время на основании комплексных магнитных и гравитационных измерений такие задачи решаются в производственных условиях на Южно-Уральских месторождениях, а результаты их используются для первоначальной промышленной оценки обнаруживаемых месторождений.

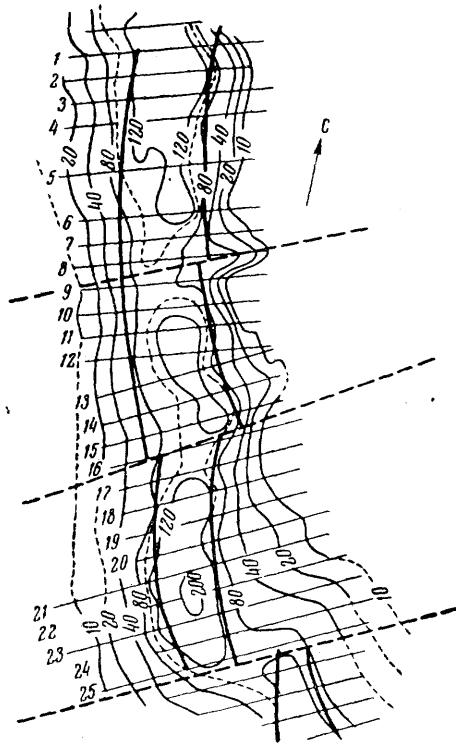


Рис. 199. Выделение пласта железистых кварцитов магнитразведкой (по А. А. Логачеву). Изолинии Z_a . Значения изолиний указаны в миллиэрстедах

Некоторые сведения о структуре месторождений бокситов удается получать на основании результатов магнитных съемок, при которых используется повышенная магнитность этих руд. На рис. 202 представлена небольшая магнитная аномалия, интенсивностью всего лишь около 100 гамм, соответствующая пластовому месторождению боксита геосинклинального типа. В связи с возможностью существования аналогичных

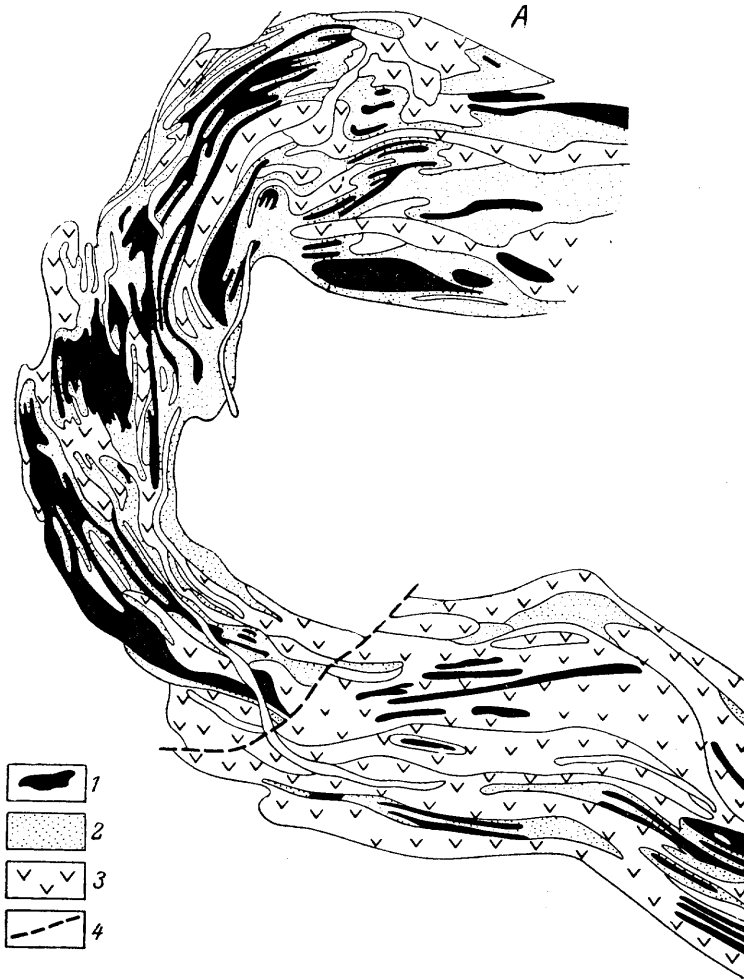


Рис. 200 А. Результаты геологоразведочных работ на магнетитовом месторождении
 1 — магнетитовые тела; 2 — породы с вкрапленностью магнетита; 3 — немагнитные породы; 4 — тектонические нарушения

аномалий, вызванных неоднородностью отложений в наносах или присутствием магнитных разностей в толще вмещающих пород, столь слабые аномалии бывает трудно использовать для поисковых целей, но для установления пластового характера залежи и прослеживания рудного пласта, уже установленного в одном из разрезов по результатам буровых или горных работ, этот метод оказывается вполне эффективным.

На рис. 203 приведены графические результаты магнитной съемки, проведенной на месторождении боксита платформенного типа, рудные тела которого представлены залежами линзообразного типа, приуроченными к карстовым воронкам в известняках вблизи контакта их с порфири-тами. Контакт четко отображается полосой общего повышения напря-

женности магнитного поля более чем на 400 гамм, имеющей в пределах рисунка почти меридиональное простирание. В области пониженных значений магнитного поля, в зоне развития известняков, линзы боксита выделяются и оконтуриваются локальными магнитными аномалиями интенсивностью до 300 гамм. Контуры этих аномалий, как видно на рисунке, весьма близко совпадают с контурами рудных тел, установленных раз-



Рис. 200 Б. Результаты магниторазведки на том же магнитном месторождении (рис. 200 А)
 5 — площади со значениями Z_a от 50 до 100 тыс. гамм; 6 — площади со значениями Z_a более 100 тыс. гамм; 7 — изолинии положительных значений Z_a (через 0,01 эрстед)

ведочными работами и показанных пунктирами. Таким образом, данные геофизических работ в этом случае полностью определяют основные структурные позиции месторождения.

Примером возможности применения геофизических методов при изучении медноколчеданных месторождений может служить месторождение Кабан 1 (Урал). Исследования на этом объекте проводились методами изолиний, гравиметрии и заряженного тела. Как видно на рис. 204, А, съемка по методу изолиний позволила выявить аномалию, по которой легко обнаружить месторождение, однако трудно высказать какие-либо определенные соображения о его расположении и форме. На основании гравиметрических измерений (рис. 204, Б), устанавливается линзооб-

разный характер объекта; эти же данные могут быть использованы для определения элементов залегания и вероятной формы сечения этой залежи.

Связь гравитационной аномалии именно с рудным телом отлично подтверждается результатами съемки по методу заряженного тела; путем сопоставления изолинии устанавливается их полная качественная идентичность. Связь аномалии потенциала с рудным телом несомненна, как вследствие того, что заряд был произведен в руде, так и потому, что в

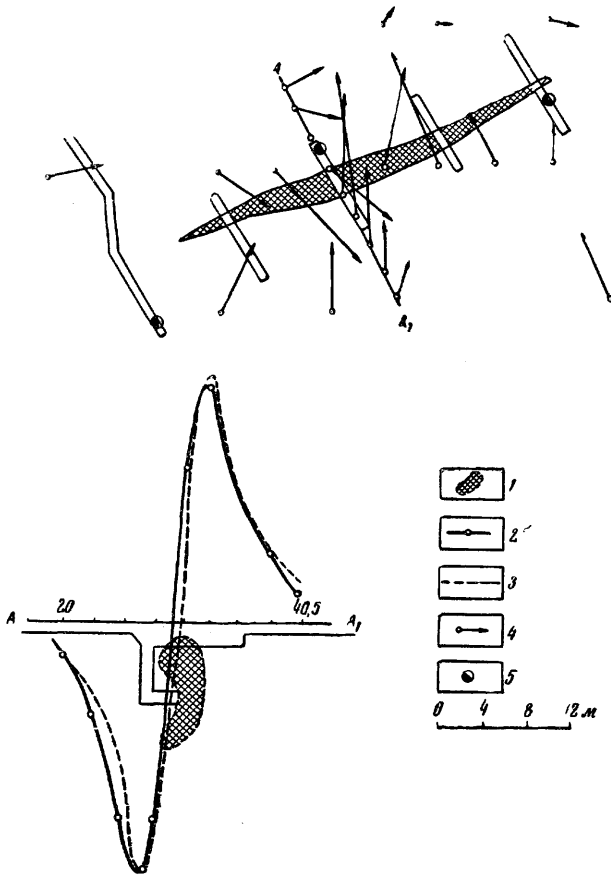


Рис. 201. Результаты гравиразведочных работ и геологический план залежи хромита, открытой гравиразведкой (по Б. А. Андрееву)

1 — векторы градиента; 2 — контур и разрез рудного тела; 3 — кривая градиента наблюдения; 4 — кривая градиента теоретически вычисленная, соответствующая разрезу; 5 — дугки

разреze нет других пород столь высокой проводимости, как массивные вкрапленные руды медистого колчедана. Как видим, и в этом случае геофизические исследования позволяют установить основные черты структуры месторождения.

Примером использования геофизических методов для изучения структуры сульфидного полиметаллического месторождения могут служить результаты работ, выполненных под руководством Б. С. Подобина на Алтае (рис. 205). В результате работ методом естественного электрического поля была выявлена, как видно на рисунке, цепочка аномалий, самое расположение которых уже намечает некоторую структурную общ-

ность. Аномалии А-1, А-3, А-4 (рис. 206) подтверждены также методом комбинированного профилирования, результаты которого представлены на рис. 205 в виде аномальных осей и на рис. 206 в виде пересечений гра-

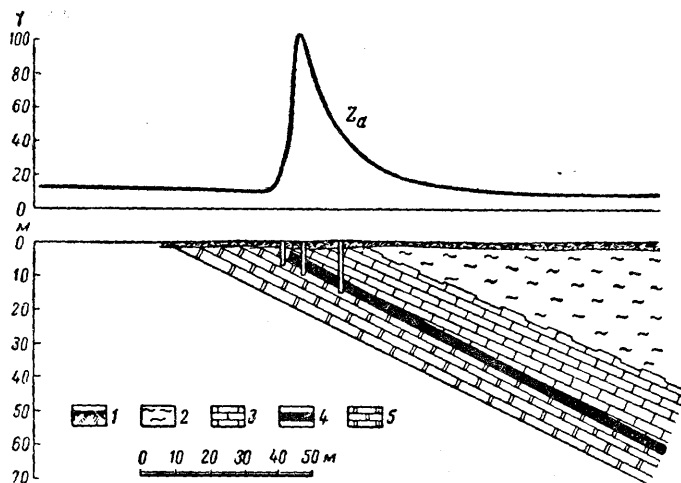


Рис. 202. Кривая Z_α над месторождением боксита геосинклинального типа (по А. А. Логачеву)

1 — наносы; 2 — глины; 3 — известняки; 4 — бокситы; 5 — известняки

фиков ρ_k . Приблизительно параллельное простирание осей проводимости всех этих аномалий как бы продолжает подтверждать единство их структурных позиций. Исследования по методу заряженного тела, которые были проведены на наиболее интенсивной аномалии А-1, установили наличие там нескольких зон проводимости. Более детальные работы, проведенные на этой аномалии методом естественного электрического поля, результаты которых показаны на рис. 207, также подтверждают существование нескольких объектов поляризации, соответствующих нескольким рудным залежам жильной формации, типичным для района. Результаты буровых работ подтверждают правильность такой интерпретации результатов геофизических исследований. Таким образом, и на этом объекте геофизические данные позволяют наметить основные структурные позиции месторождения: принадлежность нескольких рудных тел к одной общей структуре, жильный характер основных рудных тел месторождения и видимую приуроченность их к одной системе тре-

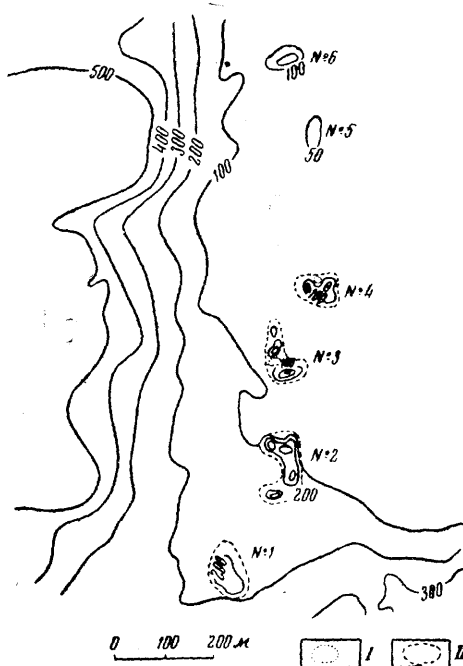


Рис. 203. Магнитные аномалии над бокситовыми залежами платформенного типа (по А. А. Логачеву). Изолинии Z_α проведены через 100 гамм

I — отрицательные аномалии; II — контуры бокситовых тел по разведочным данным

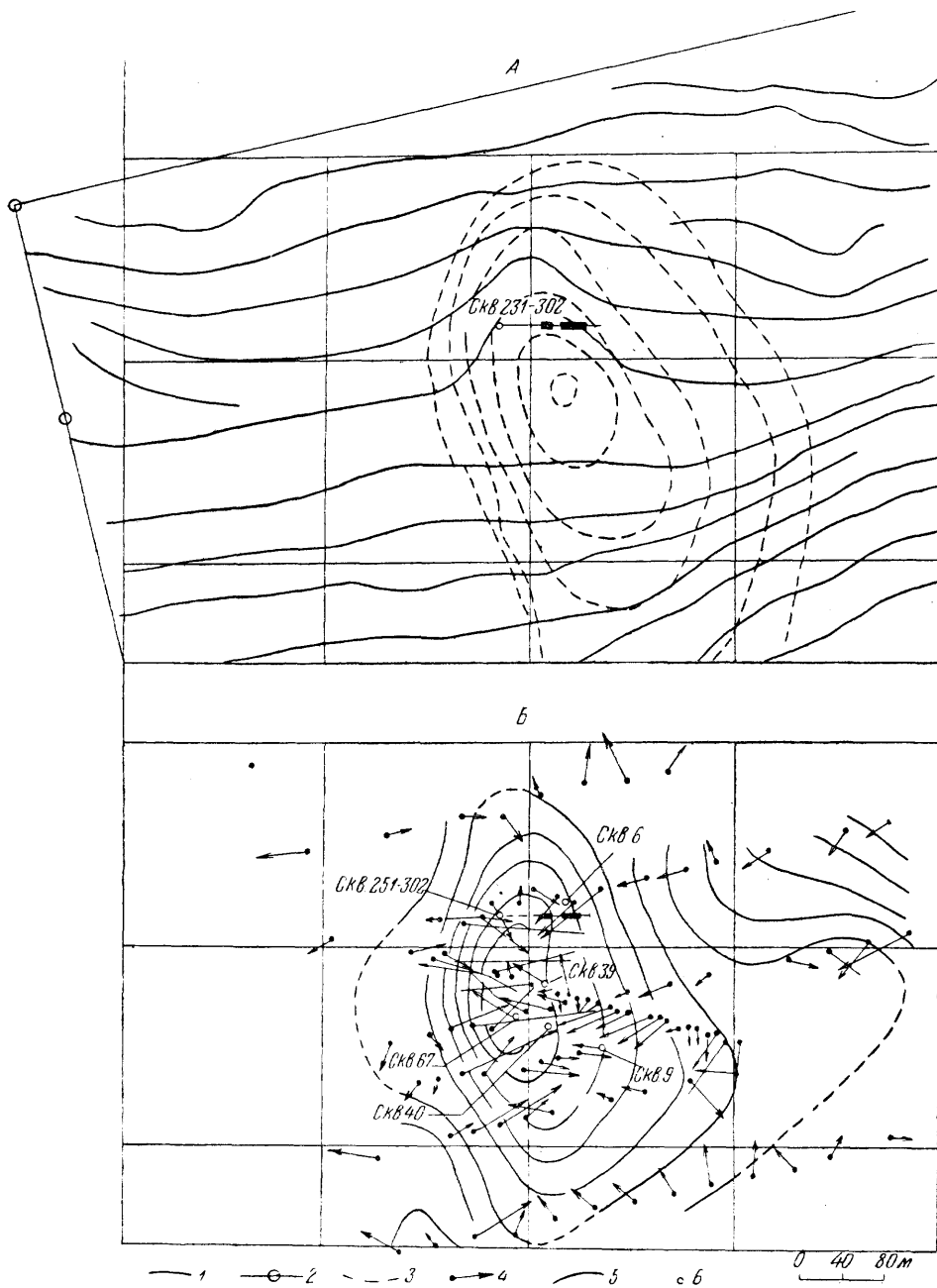


Рис. 204. Результаты электроразведочных работ и гравиразведочных измерений на месторождении медистого колчедана (по М. И. Анчугову)

1 — изолинии электрического поля по методу изолиний; 2 — границы планшета; 3 — изолинии потенциала, полученные в результате съемки по методу заряженного тела, при заземлении в скв. 251—302; 4 — векторы градиента; 5 — изолинии Δg ; 6 — буровые скважины

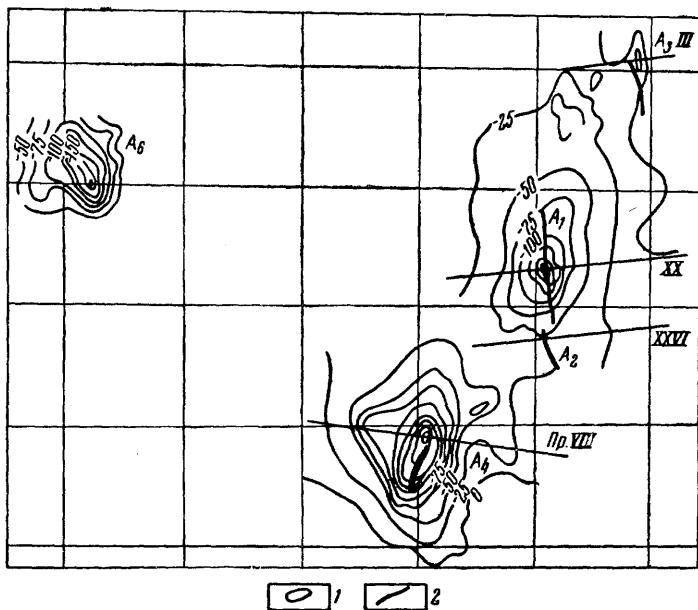


Рис. 205. Изолинии потенциала естественного электрического поля над медно-полиметаллическими жилами (по Б. С. Подобину)
1 — изолинии потенциала; 2 — аномалии комбинированного профилирования

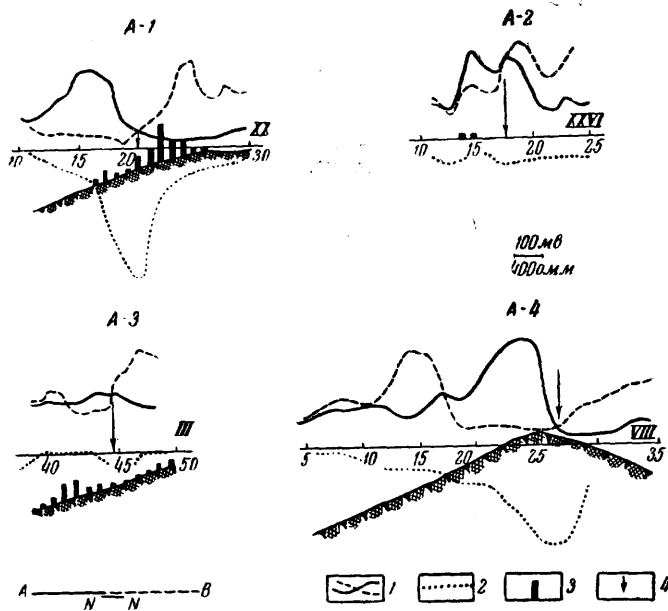


Рис. 206. Кривые потенциала естественного электрического поля и графики кажущегося сопротивления над полиметаллическими жилами (по Б. С. Подобину)

1 — кривые сопротивления, полученные комбинированным профилированием; 2 — кривые потенциала естественного электрического поля; 3 — повышенные содержания свинца в делювии по данным металлометрической съемки; 4 — прямое пересечение кривых сопротивлений

щидности, в пользу чего свидетельствует параллельность осей проводимости.

Значительное распространение получили радиоактивные методы геофизики при изучении структур месторождений руд редких и радиоактивных элементов. Особенно велики эти возможности на участках, характеризующихся небольшими мощностями наносов, а также там, где поверхность коренных пород обнажена, как то: при исследованиях в горных выработках — канавах, шурфах и рассечках, штольнях, карьерах. В этих случаях геофизические методы весьма эффективны при малой визуальной контрастности руд и сложной структуре месторождений.

На рис. 208, А приводится схематическая карта линий равной интенсивности гамма-излучения, на которой четко выделяется зигзагообразная полоса аномалий с повышенными значениями этой величины. Характер аномалий ясно показывает, что оруденение консолидировалось по двум

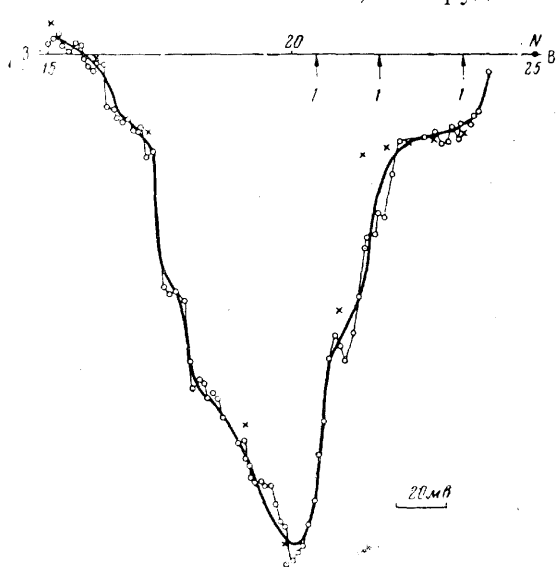


Рис. 207. Кривая потенциала естественного поля, полученная в результате детализации над аномалией А-1 (по А. Ф. Фокину)

1 — рудные тела; N — точка стоянки неподвижного электрода; x — результаты наблюдений при обратном ходе

Считается, что на стадии детальных исследований, когда окончательно раскрывается структура месторождений, результаты геофизических работ не могут существенно дополнить результаты обязательных на этой стадии больших объемов буровых и горнопроходческих работ. При этом геологи обычно упускают из вида два важных обстоятельства. Во-первых, качественно отличный характер результатов геофизических исследований, всегда отображающих значение некоторого параметра не только в точке измерения, но и на значительном расстоянии от нее. Это позволяет проводить обоснованную интерполяцию данных на значительных интервалах и следовательно, получать дополнительные данные о промежуточных интервалах более точные, чем в любой горной выработке. Во-вторых, геофизические методы на стадии разведочных работ будут сочетаться с проходкой горных выработок, данные которых используемые как опорные, наряду с возможностью самого тщательного изучения физических свойств горных пород и руд обследуемого участка, во много раз повысят разрешающую способность методов и точность расчетов, сделанных на их основании.

Мы уверены в том, что при систематическом внедрении геофизических методов в исследования такого рода методика и техника работ су-

системам пересекающихся трещин. На рис. 208, Б показана зарисовка того же участка, на которой выделена рудоносная зона этого редкометального месторождения, представленная альбититами с рудной минерализацией.

Приведенные примеры подтверждают высказанные нами выше соображения о больших возможностях геофизических методов при такого рода детальных исследованиях. К сожалению, опыт подобных работ все еще весьма невелик. В значительной мере это обусловлено распространенным среди геологов убеждением, что геофизические методы исследования имеют важное значение только на стадии поисков месторождений.

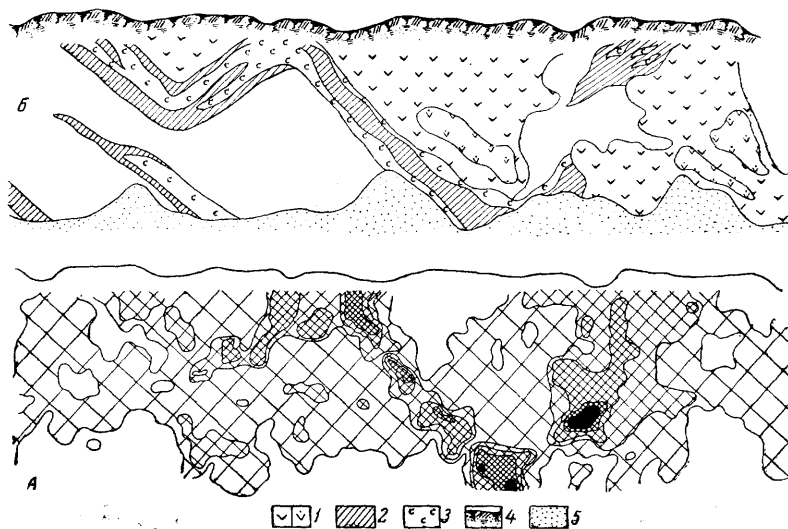


Рис. 208. Пример использования радиометрической съемки для выявления структуры редкометального месторождения

1 — сильно и слабо измененные основные породы; 2 — ожелезненные альбититы; 3 — слюдяные породы; 4 — почва; 5 — осыпи

щественно улучшатся, как это наблюдалось во всех других случаях широкого применения геофизических методов для решения других задач. Это даст значительный экономический эффект за счет сокращения других дорогостоящих видов работ и повысит качество исследований в целом.

4. Заключение

В заключение считаем нужным остановиться еще на одном важнейшем вопросе: на взаимоотношениях и взаимоувязке геофизических и геологических исследований при работах по изучению структур рудных полей и месторождений, и в целом при крупномасштабном геологическом картировании. В известной мере следует также затронуть большой вопрос об организации геофизических исследований в системе геологоразведочных работ. От решения этих вопросов в большинстве случаев прямым образом зависит геологическая эффективность геофизических методов.

Оценивая имеющуюся практику и результаты проведенных работ такого рода, мы пришли к следующим выводам.

При разрешении задач изучения структуры рудных полей и месторождений при крупномасштабном геологическом картировании в целом геофизические работы должны частично предшествовать геологическим и частично проводиться параллельно с ними. При современном уровне техники геофизических исследований предшествующими должны быть аэромагнитные и аэrorадиометрические съемки, выполняемые в масштабе порядка 1 : 25 000, а также общая гравиметрическая съемка района в масштабе порядка 1 : 100 000 — 1 : 50 000.

Наличие материалов этих съемок, наряду с результатами предварительного дешифрирования аэрофотоснимков, предопределяет наиболее правильную ориентацию геологических наблюдений и детальных геофизических исследований в районе работ. Желательно выполнение некоторого объема электроразведочных работ по методу ВЭЗ для определения мощности наносов на участке и проведения опорных сейсмических профилей, характеризующих строение и структуру больших глубин.

Детальные геофизические работы должны выполняться параллельно с геологическими исследованиями, при условии обязательной взаимной

увязки результатов геофизических измерений, геологических наблюдений, бурения скважин и проходки горных выработок, и систематической совместной обработки и комплексного анализа получаемых результатов уже в процессе поисковых работ.

Очень большое значение для правильного сочетания геофизических и геологических работ и повышения эффективности геофизических методов имеет изучение физических свойств горных пород района. Геологи должны систематически проводить такое изучение, начиная его при предварительном сборе материала и не прекращая в течение всего процесса работ; необходимо как опробовать образцы из собираемых коллекций, так и проводить специальные параметрические измерения на обнажениях и в горных выработках, сопровождая их тщательными геологическими наблюдениями. Эти определения следует увязывать с минералогическим и петрографическим изучением пород и руд месторождения или рудного поля. Только при такой методике работ можно полностью раскрыть возможности геофизических методов исследований и получить реальные положительные результаты. Предварительное проведение систематических детальных так называемых «по-планшетным» геофизических съемок в крупных масштабах», выполняемых в отрыве от геологических исследований с расчетом на последующее использование их результатов, нецелесообразно.

Для наиболее эффективного проведения такого рода исследований геофизические работы должны быть организационно увязаны с геолого-разведочными. Проведение систематических региональных геофизических работ целесообразно осуществлять силами крупных специализированных геофизических организаций. Для успешного решения поисковых задач в состав таких специализированных геофизических экспедиций следует включать достаточно мощные геолого-геофизические отряды по оперативной проверке наиболее перспективных аномалий. Геофизические работы по детальному изучению районов должны проводиться геофизическими отрядами комплексных геологических экспедиций. Только это может обеспечить единое методическое руководство геофизическими и геологическими исследованиями и их тесную повседневную увязку.

Лишь в особых случаях, когда включение геофизических работ в комплекс исследований представляет большие организационно-технические трудности, их лучше поручать специализированным геофизическим организациям. Но методическое руководство работами такой партии должно быть возложено на геологическую экспедицию.

При подборе примеров использования геофизических методов для решения задач, связанных с изучением структур рудных полей и месторождений и крупномасштабного геологического картирования, мы стремились к их наибольшей наглядности. На практике результаты нередко будут менее яркими, геофизические аномалии, соответствующие столь контрастно на фоне других аномалий, обусловленных прочими факторами. Однако это не должно служить поводом для отказа от широкого внедрения геофизических методов в практику такого рода работ. Несомненно, что путем максимальной увязки геофизических и геологических исследований будут получены положительные результаты и в целом работы будут подняты на новый, более высокий уровень.

ЛИТЕРАТУРА К I ЧАСТИ¹

- Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат, 1957.
- Ажгирей Г. Д. Месторождение Чукур-Джилга. В кн. «Материалы Первого Карамазарского съезда по цветным и редким металлам в гор. Ходженте». Сталинабад, 1933.
- Ажгирей Г. Д. Нерастворимые остатки. Труды МГРИ, т. III. Госгеолиздат, 1936.
- Ажгирей Г. Д. О возрасте кератофирового горизонта и геологической структуре Горной Осетии. Сов. геол., сб. 6, 1941.
- Ажгирей Г. Д. О расчленении мощных карбонатных толщ (Опыт детальной геологической съемки в районе Ачисайского свинцово-цинкового месторождения). Сб. «Рудничная геология», № 13. Металлургиздат, 1947.
- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, 1956.
- Андреев Б. А. и др. Курс гравитационной разведки. Госгеолиздат, 1941.
- Апродов В. А. Геологическое картирование. Госгеолиздат, 1952.
- Архангельская В. В. Гидротермальное изменение пород Каменского месторождения (Забайкалье). Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 18, 1959.
- Афанасьев Г. Д. Магматические комплексы и геологическое картирование. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.
- Баранов В. И. Радиометрия. 2-е изд. Изд. АН СССР, 1956.
- Бауман В. И. К вопросу о сбросах, сдвигах и других смещениях жил и пластов. Зап. Горн. ин-та, т. I, СПб, 1907.
- Беликов Б. П. Геолого-петрографическое и физико-механическое исследование Уллукамского гранита (Сев. Кавказ). Тр. ИГН АН СССР, вып. 89, сер. петр., № 28, 1948.
- Беликов Б. П. О методе изучения трещинной тектоники месторождений строительного и облицовочного камня. Изд. АН СССР, 1953.
- Белицкий А. А. Методика поисков смещенного крыла пласта в условиях Прокопьевского района Кузбасса. Изв. Томск. индустр. ин-та им. С. М. Кирова, т. 60, вып. I, 1939.
- Белицкий А. А. Классификация тектонических разрывов и геометрические методы их изучения. Госгеолиздат, 1953.
- Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолиздат, 1948.
- Белоусов В. В. и Кузнецова К. И. К вопросу о физических условиях образования тектонических разрывов. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 6, 1949.
- Белоусов В. В. О механизме образования тектонических разрывов. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 25(5), 1950.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В., Горячев А. В. О структуре Восточных Альп в связи с некоторыми общими тектоническими представлениями. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 26(2), 1951.
- Белоусов В. В. О механизме образования тектонических разрывов. Бюлл. МОИП, нов. сер., отд. геол., т. 26, вып. 2, 1951.
- Белоусов В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. Труды ГЕОФИАН, № 17, 1952.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Белоусов В. В. Основные вопросы общей геотектоники. Госгеолтехиздат, 1955.
- Берсудский Л. Д., Логачев А. А., Солодухо О. Ю. Курс магниторазведки. Госгеолтехиздат, 1940.
- Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Сб. «Хромиты СССР», т. I, АН СССР, 1937.
- Бетехтин А. Г. О метаморфизованных месторождениях марганца. Докл. АН СССР, т. 46, № 1, 1945.

¹ За время подготовки к печати настоящей работы был опубликован ряд статей, в той или иной мере касающихся вопросов, рассматриваемых в ее первой части; использовать их удалось лишь частично.

- Бетехтин А. Г. и др. Курс месторождений полезных ископаемых. Гостоптехиздат, 1946.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А. и Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, 1958.
- Беус А. А. О зональности гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1951.
- Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. Зап. Всерос. Мин. об-ва, т. 80, № 2, 1951.
- Биллингс М. П. Структурная геология. Изд. иностр. лит., 1949.
- Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород. Госгеолиздат, 1946.
- Бородаевская М. Б. и Бородаевский Н. И. Дорудные структуры Березовского месторождения на Среднем Урале. Сов. геол., сб. 29, 1948.
- Бородаевский Н. И. и Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. Металлургиздат, 1947.
- Буялов Н. И. Структурная и полевая геология. Гостоптехиздат, 1956.
- Бэрч Ф. и др. Справочник для геологов по физическим константам. Изд. иностр. лит., 1949.
- Варданянц Л. А. Молодые интрузивные породы Тырны-Ауза. Сов. геол., сб. 2—3, 1940.
- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Изд. АН Уз. ССР, 1952.
- Вебер В. Н. Методы геологической съемки. Горгеонефтеиздат, 1934.
- Вебер В. Н. Методы геологической съемки (полевая геология). 3-е изд., 1937.
- Вешев А. В., Фокин А. Ф., Очкур М. А. Использование комбинированного профилирования для геологического картирования в крупных масштабах. Сб. «Вопросы рудной геофизики». Госгеолтехиздат, 1957.
- Вольфсон Ф. И. и Кушнарев И. П. Некоторые особенности структур мышьяковых м-ний Мосрифской группы Зеравшано-Гиссарской горной системы. Сб. «Рудничная геология», № 19. Металлургиздат, 1947.
- Вольфсон Ф. И. Трещинные структуры и рудные столбы на Кансайском полиметаллическом руднике. Сов. геол., сб. № 20, 1947.
- Вольфсон Ф. И. и Луккин Л. И. Некоторые итоги в изучении структур рудных месторождений в СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1948.
- Вольфсон Ф. И. и Невский В. А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1949.
- Вольфсон Ф. И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений юго-западного Карамазара. Изд. АН СССР, 1951.
- Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.
- Вольфсон Ф. И. Некоторые закономерности размещения эндогенных месторождений различных генетических типов. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, сер. рудных м-ний, № 17, 1955.
- Воробьева О. А. К вопросу о генезисе лопаритовых месторождений Ловозерского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1938.
- Воробьева О. А. О первичной полосчатости Ловозерского щелочного массива. В кн. «Производительные силы Кольского полуострова», т. 1, 1940.
- Галдин Н. Е. Структурные особенности Белоусовского месторождения на Алтае. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1957.
- Гзовский М. В. и Черткова Е. И. Моделирование волнистости простираения крупных тектонических разрывов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1953.
- Гзовский М. В. Основные вопросы классификации тектонических разрывов. Сов. геол., сб. 41, 1954.
- Гзовский М. В. Соотношения между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре. Разв. и охр. недр, № 11, 1956.
- Гинзбург А. И. Поисковые признаки редкометалльных пегматитов. Разв. недр, № 3, 1949.
- Гинзбург А. И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях, и их оценке. Разв. недр, № 2, 1952.
- Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. Госгеолтехиздат, 1957.
- Гокоев А. Г. К сравнительной характеристике некоторых «пермских» интрузий Сары-арка. Изв. Каз. ССР, вып. II, 1949.
- Григорьев Ив. Ф. Грейзены, их минералогические типы и условия образования. Бюлл. МОИП, 1953.
- Григорьев И. Ф. Основные черты металлогении Рудного Алтая и Калбы. Большой Алтай, т. I, Изд. АН СССР, 1934.
- Григорьев А. Н. П. Метод комбинированного профилирования. Тр. ВИРГ, вып. 3. Госгеолиздат, 1950.

- Грубенман У. и Ниггли П. Метаморфизм горных пород, Георазведиздат, 1933.
- Гурвич И. И. Сейсморазведка. Госгеолиздат, 1954.
- Гуревич Г. И. О механическом анализе вопросов тектоники в его традиционном изложении. Изд. АН СССР, 1955.
- Дербигов И. В. О влиянии рудной тектоники на качественный состав месторождений. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 1, 1937.
- Доброхотова М. Н. Геология и генезис Кременчугского железорудного месторождения. Сб. «Геология и генезис Криворожского бассейна». АН УССР, 1955.
- Дубинский А. Я. Новые данные по тектонике восточной части Большого Донбасса. Тр. ВСЕГЕИ, № 14, (I), 1956.
- Дубровский В. Н. О соотношении даек и оруденения на Хрустальном оловяном месторождении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1957.
- Дюков А. И., Никонов В. С. Некоторые результаты геофизических работ на КМА. Разв. недр, № 9, 1935.
- Дюков А. И., Русинович И. А. К постановке геологопоисковых работ на участке КМА у сел. Панки. Разв. недр, № 14, 1937.
- Елисеев Н. А. и др. Геологическое строение и петрографический состав Ловозерских тундр. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1938.
- Елисеев Н. А., Нефедов Н. К. Лопаритовые месторождения Ляувурга. В кн. Производительные силы Кольского п-ова, т. I. Изд. АН СССР, 1940.
- Елисеев Н. А. О происхождении первичной полосчатости в Ловозерском плутоне. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. XX, № 1, 1941.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. ЛГУ, 1953.
- Елисеев Н. А. Составление диаграмм по структурному и микроструктурному анализу. Изд. ЛГУ, 1957.
- Ерофеев Б. Н. и Шаталов Е. Т. За неразрывную связь геологической съемки с поисками полезных ископаемых. Сов. геол.; сб. 53, 1956.
- Жариков В. А. Опыт классификации метасоматических образований на примере скарновых полей западного Карамазара. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 85, вып. 3, 1956.
- Жариков В. А. и Подлесский К. В. О поведении пироксена как минерала переменного состава в инфильтрационных скарновых зонах. Докл. АН СССР, т. 105, № 5, 1955.
- Завалишин М. А. и Львова Н. А. Стратиграфия и геологическое строение северо-восточной части Мамского района. Тр. Ин-та по проектированию и научно-исслед. работам в слюдяной пром-сти, вып. I (3). Промстройиздат, 1954.
- Заварицкий А. Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 122, ч. I, II, III, 1922—1927.
- Заварицкий А. Н. К вопросу о происхождении железных руд Бакала. Ин-т геол. наук АН СССР, вып. 13, сер. руд. м-ний, № 2, 1940.
- Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях. Сб. «Колчеданные месторождения Урала». Изд. АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н. Вулкан Голгат и его продукты. Изд. АН СССР, 1953.
- Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. Избранные труды, т. I, Изд. АН СССР, 1956.
- Загармистр А. М. Геофизическая разведка золоторудных кварцевых жил. Бюлл. нефт. геофиз., вып. 4, ОНТИ, 1937.
- Зенков Д. А. Рудничная геология на Дарасунском золото-мышьяковом месторождении в Забайкалье. Сб. «Рудничная геология». Госгеолиздат, 1946.
- Захаров Е. Е. и Королев Н. И. Структура рудного поля, минералогический состав и генезис Никитовского ртутного месторождения в Донецком бассейне. Изд. АН СССР, 1940.
- Захаров Е. Е. и Юшко С. А. Карпущинское медно-цинковое месторождение на Среднем Урале. Изд. АН СССР, 1936.
- Зенков Д. А. Интерминерализационная тектоника как критерий оценки рудных м-ний. Сб. «Рудничная геология». Госгеолиздат, сб. 19, 1947.
- Иванов С. Н. Колчеданные месторождения Урала и их метаморфизм. Изд. АН СССР, 1948.
- Казанский В. И. Некоторые особенности разрывных нарушений в известняково-сланцевых толщах. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, сер. рудн. местор., № 17, 1955.
- Кайкова Т. М. Применение ориентированных шлифов для установления относительного возраста даек. Зап. Всерос. минер. об-ва, ч. 78, вып. I, 1949.
- Кига́й В. А. О некоторых закономерностях формирования даек порфиритов в гранитном массиве бухты Тавайза (Южное Приморье). Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1957.
- Кига́й И. Н. Об одной внутриминерализационной дайке Лифудзинского оловорудного месторождения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1957.
- Кириков А. П., Тверской П. Н., Граммаков А. Г. и др. Радиоактивные геофизические методы в приложении к геологии, ОНТИ, 1934.
- Клубов В. А. Эффективность сейсморазведки в Западной Башкирии и Восточной Татарии. Геол. нефти, № 1, Гостоптехиздат, 1957.

- Князев И. И. Гидротермально измененные карбонатные породы, В кн. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». Госгеолтехиздат, 1954.
- Козин К. П. Электрическая разведка кварцевых жил. Сов. золотопромышленность, № 9, 1955.
- Коллектив авторов В И М С. К методике геологической съемки при поисках и разведках месторождений полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1955.
- Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. Сб. «Слюды СССР», ОНТИ, 1937.
- Коржинский Д. С. Образование контактовых месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1945.
- Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья, Тр. ИГН АН СССР, вып. 29, сер. петрогр., № 10, 1947.
- Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди, вып. 68, сер. руд. местор., № 10, 1948.
- Коржинский Д. С. Инфильтрационная метасоматическая зональность и образование жил. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1951.
- Коржинский Д. С. Различие инфильтрационной и диффузивной колонки в отношении минералов переменного состава. Докл. АН СССР, № 3, т. 86, 1952.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, 1953.
- Королев А. В., Поярков В. Э. Проявления гипогенной минерализации — индикаторы скрытого оруденения. Сов. геол., сб. 34, 1948.
- Королев А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1949.
- Королев А. В. Шехтман П. А. Шлиховая и пломбметрическая съемка при поисках и оценке месторождений свинцовых руд. Разв. недр. № 1, 1952.
- Королев А. В., Шехтман П. А. Постмагматические рудные тела и методы их геологического анализа. Госгеолтехиздат, 1954.
- Котляр В. Н. О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, ч. 69, вып. № 2—3, 1940.
- Котляр В. Н. О магматических комплексах и оруденении. Сов. геол., сб. 43, 1955.
- Котульский В. К. Общий обзор месторождений Монче-Тундры. В кн. «Хибинские апатиты». VI. Изд. АН СССР, 1933.
- Котульский В. К. Никелевые месторождения Монче-Тундры. Разв. недр., № 7, 1936.
- Котульский В. К. К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 51, № 5, 1946.
- Котульский В. К. Вопросы, стоящие перед рудничным геологом при изучении медно-никелевых сульфидных месторождений. Сов. геол., сб. 20, 1947.
- Красников В. И. Оценка месторождений в стадии предварительной разведки. Сов. геол., сб. 53, 1956.
- Красулин В. С. Дифференциация горных пород и контакты. Тр. 1-й Всес. геофиз. конф. ОНТИ, 1933.
- Крейтер В. М. К вопросу о методах геолого-разведочных операций при поисках рудных месторождений. В кн. «Материалы к методологии поисков и разведок полезных ископаемых». Георазведиздат, 1931.
- Крейтер В. М. Месторождения цветных металлов Восточно-Сибирского края. Госгеолиздат, 1933.
- Крейтер В. М. Поиски и разведки полезных ископаемых. Госгеолиздат, 1940.
- Крейтер В. М. Некоторые основные вопросы изучения структур рудных полей и м-ний. В кн. «Геология и горное дело», № 13. Металлургиздат, 1947.
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, (1) 1956.
- Крейтер В. М. Учение о поисках и разведках месторождений полезных ископаемых и его основные задачи, Сов. геол., сб. 3, (2), 1956.
- Кригер Н. И. Трещиноватость и методы ее изучения при гидрогеологической съемке. Мат. по ниж. геологии, вып. II. Metallurgizdat, 1951.
- Крутиховская З. А. Вопросы методики геофизических исследований с целью поисков богатых руд криворожского типа. Тр. ИГН АН СССР, сер. геофиз., вып. 1, 1956.
- Крутиховская З. А. Опыт расчета нижней границы железистых кварцитов по данным гравиразведки. Разв. и охр. недр, № 11, 1956.
- Кузнецов В. И. Развитие трещин и отношение к ним пегматитовых жил на одном из месторождений гранитных пегматитов. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, сер. руд. местор., № 17, 1955.
- Кузнецов Е. А. Тектоника Миасско-Сысертского района. В кн. «Геология СССР», т. 12, Госгеолиздат, 1944.
- Кузнецов Е. А. Тектоника Тагильского района. В кн. «Геология СССР», т. 12. Госгеолиздат, 1944.
- Кузнецов Е. А. Петротектонические особенности миаскитов. Вестн. МГУ, № 7, 1947.
- Кузнецов Е. А. О некоторых проблемах петрографии Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1951.

Кузнецов Е. А. Петрография магматических и метаморфических пород. Изд. МГУ, 1956.

Курек Н. Н. Серицитолиты Риддерских месторождений на Алтае. Мат. ВСЕГЕИ. Полезные ископ., сб. 4. Госгеоллиздат, 1948.

Курек Н. Н. (редактор). Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Сб. статей. Госгеолтехиздат, 1954.

Кушнарев И. П. К вопросу об этапах минерализации Джидинского молибдено-вольфрамового м-ния. В кн. «Геология и горное дело», № 16, Металлургиздат, 1947.

Кушнарев И. П. Об условиях образования трещин, вмещающих лестничные жилы Березовского м-ния на Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1949.

Кушнарев И. П. Особенности трещинной тектоники двух разновозрастных массивов гранитоидов. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, сер. рудн. местор. (№ 17), 1955.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб. Политехн. ин-та, т. XX, 1913.

Левицкий О. Д. Месторождения кварцево-касситеритовой формации. В кн. «Геология олова». Изд. АН СССР, 1947.

Леонтовский П. М. Маркшейдерские задачи. Элементы залегания пластов (горная геометрия). Изв. Екатеринбургского высшего горного училища, т. II, 1905.

Линдгрэн В. Минеральные месторождения, вып. 1—3, ОНТИ, 1933—1935.

Логачев А. А. Курс магниторазведки. Госгеоллиздат, 1951.

Логинов В. П., Павлов Н. В. и Соколов Г. А. Хромитоносность Кимперсайского ультраосновного массива на Южном Урале. Сб. «Хромиты СССР», т. II, Изд. АН СССР, 1940.

Логинов В. П. Метаморфизованные колчеданные гальки в верхнесилурийских конгломератах Левихи (Средний Урал). Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1956.

Лукавченко П. И. Гравиметрическая разведка на нефть и газ. Госполтехиздат, 1956.

Лукин Л. И. Некоторые особенности структуры Буронского месторождения. Сов. геол., сб. 20, 1947.

Лукин Л. И. и Кушнарев И. П. О методике изучения трещинной тектоники в интрузивах по Клоосу. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1951.

Лукин Л. И. О применении микроструктурного анализа при изучении рудных месторождений. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, сер. рудн. местор. (№ 17), 1955.

Лукин Л. И., Кушнарев И. П. и Чернышев В. Ф. О повторяемости направлений разновозрастных систем трещин. Сб. «Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений». Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, сер. рудн. местор. (№ 17), 1955.

Лялин П. В. Взаимоотношение рудных жил с тектоническими нарушениями и дайками на примере Мончегорского медно-никелевого месторождения. Сов. геол., сб. 53, 1956.

Малеев Е. Ф. О методике геологического картирования пирокластических и эффузивных горных пород. Разв. недр, № 1, 1951.

Материалы к детальной геологической карте Донецкого бассейна. Ред. Б. Ф. Мефферт. Изд. Геолкома, ЛНТО ВСНХ, 1926.

Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. Госгеолтехиздат, 1957.

Мерлих Б. В. Некоторые данные о геологии колчеданных месторождений им. III Интернационала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1945.

Методическое руководство ВСЕГЕИ по геологической съемке и поискам. Госгеолтехиздат, 1954.

Моисеенко Ф. С. Опыт геологической съемки в Нерчинско-Заводском районе Восточного Забайкалья с использованием геофизических данных. Сб. «Вопросы рудной геофизики». Госгеолтехиздат, 1957.

Молчанов И. А. Геометрический анализ поступательных дизъюнктивов. Маркшейдерский сборник, т. II, Изд. Зап.-Сиб. геол. треста, 1935.

Молчанов И. А. Геометрический метод исследования дизъюнктивов и его применение для поисков смещенной части месторождения. Изв. Томского индустр. ин-та, т. 60, 1939.

Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. Изд. иностр. лит., 1954.

Наковник Н. И. Грейзены. В кн. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». Госгеолтехиздат, 1954.

Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. II, Изд. АН СССР, 1956.

Наследов Б. Н. Карамазар. Тр. Тадж.-Памир. эксп., вып. 19, АН СССР, 1935.

Наследов Б. Н. Карамазар. В кн. «Геология Узбекской ССР», т. I. Госгеолтехиздат, 1939.

Невский В. А. Складчатые формы южного склона хребта Ишме. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1949.

Нестеров Л. И., Берсудский Л. Д., Донабедов А. Т., Биби-ков Н. С. Краткий курс разведочной геофизики для геологов. ГОНТИ, 1938.

Никифоров П. М., Гирин С. К. Краткий отчет о результатах гравиметрической разведки на месторождении коренной платины в Н.-Тагильском округе. Труды ин-та Прикл. геофиз., вып. 6. «Гостехиздат», 1930.

- Никольский И. И. Применение метода электропрофиллирования при геологическом картировании м-ба 1:5000. Разв. недр, № 2, 1949.
- Ньюхауз А. Отношение рудных месторождений к складчатым породам. ОНТИ, 1933.
- Обручев В. А. Полевая геология, тт. I и II, НКТП Гос. горное научно-техн. изд. 1932.
- Петропавловский С. А. Методика геофизических работ на сульфидах. Разв. недр, № 2, 1939.
- Петропавловский С. А. Практические приемы детальной геофизической разведки колчеданных месторождений Урала. Разв. недр, № 2, 1946.
- Петрусеви́ч М. Н., Казик Л. И. Цветная аэрофотосъемка при геологическом картировании. Сов. геол., сб. 42, 1955.
- Полякова О. П. О возрастных соотношениях даек лампрофиров и рудной минерализации на Кадаинском месторождении в Восточном Забайкалье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1957.
- Поярков В. Э. и Королев А. В. Некоторые особенности трещинных рудных жил и вопросы их глубинных поисков. Зап. Узбек. отд. Всес. минер. об-ва, вып. IV. Изд. АН Уз. ССР, 1953.
- Пронин А. В. Аксонометрические блок-диаграммы и их построение. Сов. геол., сб. 25, 1947.
- Пронин А. В. Статистическая обработка в стереографической проекции ориентированных величин. Сов. геол., сб. 37, 1949.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород ч. 1—2. Гостоптехиздат, 1940.
- Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд. АН СССР, 1939.
- Пэк А. В. О механизме возникновения сланцеватости. Изв. АН СССР, сер. геол. № 2, 1940.
- Пэк А. В. Основные особенности структуры и процессы минерализации месторождений Тырны-Ауз. Прир. ресурсы, Кабардинской АССР. Изд. АН СССР, 1946.
- Пэк А. В. и Лукин Л. И. Структура и генезис месторождения Кти-Теберда (Кургашин-чат). Тр. ИГН АН СССР, вып. 84, сер. петр. (№ 27), 1947.
- Пэк А. В. Структура и некоторые вопросы генезиса Левихинских колчеданных месторождений на Среднем Урале. Сб. «Колчеданные м-ния Урала». Изд. АН СССР, 1950.
- Радкевич Е. А. Метаморфизм руд Синанчи. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1948.
- Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Горлов Н. В. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости. Сов. геол., сб. 53, 1956.
- Ракчеев А. Д. Метаморфизм пород зеленокаменной полосы и его отношение к колчеданному и медно-цинковому оруденению в районе Южно-Кузнецихинского месторождения на Южном Урале. Сов. геол., сб. 51, 1956.
- Рейх Г. Геологические основы прикладной геофизики. Сб. «Прикладная геофизика», ОНТИ, 1936.
- Родионов П. Ф. и Прушинский Я. М. Электрометрия по методу эквипотенциальных линий на Урале. ОНТИ, 1936.
- Роненсон Б. М. Об объективных критериях для стратиграфического расчленения толщ докембрийских кристаллических сланцев. Тр. Ин-та по проектированию и научн. исслед. работам в слюдян. пром-сти, вып. I (3). Промстройиздат, 1954.
- Рыбалов Б. Л. О применимости эллипсоида деформации при изучении структур рудных полей и месторождений. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, 1955.
- Рыбалов Б. Л. О происхождении некоторых туфолоав юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Тр. лаб. вулканологии АН СССР, вып. 14, 1957.
- Саркисян С. Г. Опыт минералогической корреляции при крупно-масштабной геологической съемке. Изв. АН СССР, отд. техн. наук, № 7, 1947.
- Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Изд. ЛГУ, 1955.
- Смирнов В. И. Поиски и разведка сурьмы и ртути в Южном Тянь-Шане. Сов. геол., сб. 17, 1946.
- Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. Изд. МГУ, 1954.
- Смирнов В. И. О книге по методике геологической съемки при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. Разв. и охр. недр., № 4, 1955.
- Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья. Новосибирск. Гос. научно-технич. горно-геол. нефтяное издат., 1933.
- Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1937.
- Смирнов С. С. и др. Минералогический очерк Яна-Адычанского района. Тр. ИГН АН СССР, вып. 46, сер. минер., (№ 9), 1941.
- Смирнов С. С. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1946.
- Смирнов С. С. Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1946.
- Смирнов С. С. О современном изучении теории образования магматогенных рудных месторождений. Зап. Всеросс. мин. об-ва, 2 сер., ч. 76, вып. I, 1947.

- Соболевский П. К. О смещениях. Тр. Общесибирского маркшейдерского съезда. Томск, 1925.
- Сонюшкин Е. П. О происхождении некоторых плитообразных тел известняков в юго-западном Тянь-Шане. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, сер. рудн. местор. (№ 17), 1955.
- Сонюшкин Е. П. Опыт применения микроструктурного анализа к изучению жильных месторождений. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, сер. рудн. местор. (№ 17), 1955.
- Сорокин Л. В. и др. Общий курс разведочной геофизики. Госоптехиздат, 1949.
- Сорский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 18 (145), 1952.
- Справочная книга, геофизика-разведчика. Горгеонефтеиздат, 1933.
- Справочник укрупненных сметных норм на геологоразведочные работы (СУСН), Госгеолтехиздат, 1952 и 1955.
- Справочник единых норм выработки (ЕНВ) на геологосъемочные работы. Госгеолтехиздат, 1953.
- Степанов Д. Л. О швагериновом горизонте, сакмарском ярусе и границе карбона и перми. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1954.
- Суворов А. И. Некоторые признаки подземных разломов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1955.
- Суворов А. И. К тектонике Ангренской долины. Изв. АН СССР, сер. геол. № 10, 1956.
- Тархов А. Г. Геофизическая разведка методом индукции. Госгеолтехиздат, 1954.
- Тетяев М. М. Геотектоника, ОНТИ, 1934.
- Тетяев М. М. Основы геотектоники. ОНТИ, 1940.
- Тетяев М. М. Тектоника рудных полей жильного типа (к методике исследования). Сов. геол., сб. 9, 1940.
- Томсон И. Н. О тектонических условиях в период рудообразования и внедрения даек магматических пород на примере Пхусун-Ванчинского рудоносного района Приморья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1957.
- Троянский В. Т. К вопросу о возможности исследования интрузивов сейсмическими методами разведки. Разв. и охр. недр, № 2, 1957.
- Усов М. А. Формы дизъюнктивных дислокаций в рудниках Кузбасса. Сб. по геол. Сибири, посвящ. 25-летию научно-педагог. деят. М. А. Усова. Томск, Зап.-Сиб. геол. развед. трест. 3-я типогр., 1933.
- Фаворская М. А. О некоторых вторичных изменениях кислых эффузивов Южного Приморья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1956.
- Фаворская М. А. О взаимоотношении оловянного и полиметаллического оруденения с дайками в Южном Приморье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1957.
- Фаворская М. А. О проблеме генезиса даек и их взаимоотношения с оруденением. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1957.
- Фасталович А. И. и Петровская Н. В. Характер оруденения Лебединского золоторудного месторождения (Алдан) Сов. геол., сб. 2—3, 1940.
- Федоров Е. С. и Никитин В. В. Богословский горный округ. СПб, 1901.
- Ферберн Х. В. Структурная петрология деформированных горных пород. Изд. иностр. лит., 1949.
- Фролова Н. В. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки Алданских месторождений флогопита. Изд. Алдан. эксп. треста Сибгеолнеруд, 1945.
- Фролова Т. И. Структурный анализ рудоносных сланцев Карабашских колчеданных месторождений. Вестн. МГУ, № 2, 1952.
- Херасков Н. И. Некоторые вопросы методики геологического картирования в крупном масштабе. Уч. зап. МГУ, вып. 136, Геология, т. 3, 1949.
- Хиллс Е. Ш. Очерки структурной геологии. Изд. иностр. лит., 1954.
- Хорошилов Л. В. Пример изучения истории формирования рудоносного разлома. Сб. «Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений». Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, сер. рудн. местор., (№ 17), 1955).
- Хьюлин К. Д. Структурные условия отложения руд. Тр. МГРИ, т. XI, ОНТИ, 1938.
- Чернышев В. Ф. Методы построения перспективных блок-диаграмм. Сов. геол., сб. 37, 1949.
- Шадлун Т. Н. Об особенностях строения колчеданных руд некоторых месторождений Алтая. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1951.
- Шадлун Т. Н. Особенности строения колчеданных руд и их метаморфизм. Изд. АН СССР, 1954.
- Шевченко Е. В. Структурные и петрографические особенности некоторых пермских плутонов Ц. Казахстана. Тр. Львовск. гос. ун-та, 1951.
- Шипулин Ф. К. К вопросу о связи полиметаллического оруденения с интрузиями. Сб. «Вопросы геологии Азии». Изд. АН СССР, 1955.
- Шмидт Н. Г. Геофизические методы разведки богатых железных руд КМА. Горн. журн., № 11, 1956.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. Изд. иностр. лит., 1950.
- Щерба Г. Н. Структурно-морфологические особенности некоторых месторождений редких металлов в Ц. Казахстане. Изв. Каз. филиала АН, сер. геол., № 8, 1946.

- Щерба Г. Н. Заметки о грейзенах Казахстана. Изв. АН Каз ССР, сер. геол. № 70, вып. II, 1949.
- Эммонс В. Х. О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных жил, связанных с гранитными батолитами. В кн. «Геология рудных месторождений западных штатов США», ОНТИ, 1937.
- Юнеев М. В. Возможности разведочной геофизики при поисках Южно-Уральских месторождений марганца. Мат. ВСЕГЕИ, Геофиз. сб. 12. Госгеолиздат, 1948.
- Ядерная геология. Изд. иностр. лит., 1956.
- Якжин А. А. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Госгеолтехиздат. 1959.
- Яковлев Г. Ф. Структурно-фациальные и металлогенические зоны Рудного Алтая. Докл. АН СССР, т. 102, № 5, 1955.
- Якубовский Ю. В., Ляхов Л. Л. Электроразведка Госгеолтехиздат, 1956.
- Becker, G. F. Finite homogenous flow and rupture of rocks, Bull. Geol. Soc. Am. 4. 1893.
- Cloos H. Tektonik und Magma, B. I. Abhandl. d. Preuss Geol. Landesanst. N. F., 1922.
- Cloos H. Tektonik und Magma, B. II. Abhandl. d. Preuss. Geol. Landesanst. N. F., 1924.
- Cloos H. Tektonische Experimente und die Entstehung von Bruchlinien (Rift valleys). Intern geol. congress, 15 sess. South, Africa, 1929. Comptes rendu. Vol. I, Pretoria, 1930.
- Cloos H. Einführung in die Geologie. Berlin, 1936.
- Dalmer K. Über das Alter der jüngeren Gangformationen des Erzgebirges. Zschrft., f. pr. Geol., Januar, 1896.
- Enslin J. A new electromagnetic field technique. Geophysics, vol. XX, № 2, April, 1955.
- Fawley A. P. and James T. C. A pyrochlore (columbium) carbonatite Southern Tanganyika. Econ. geol., vol. 50, № 6, 1955.
- Freibold G. Über die Bildung der Alaunschiefer und die Entstehung der Kieslagerstätten Messen und Rammelsberg. Abh. Prakt. Geol. Berg., 15, 1927.
- Freibold G. Über die kinetische Metamorphose der Erze. Mitt. Abt. Gesteinsunters. Pr. Geol. D. A., 5, 1928
- Gilluly J. The mineralisation of the Ajo Copper District, Arisona. Econ. Geol. № 4, 1942
- Gustafson, J. K., Burrell H. C. and Carretty M. D. Geology of the Broken Hill ore deposit. Bull. USA, vol. 61, 1950.
- Jahns R. H. The study of pegmatites. Econ. Geol., 50th Anniversary Volume, part II, 1955.
- Kneuper. G. Die Tektonik der Eisenspatgänge von Grube „Georg“ im Westerwald. Geol. Rundschau, 44 Sonderband. 1955.
- Kraume E. Die Erzlager des Rammelsberges bei Goslar. Geol. Jahrb. Beih. № 18. 1955.
- Lovering T. G. Rock alteration as a guide to ore. East Tintic district, Utah. Econ. Geol., Monogr. 1949.
- Matheson R. S. Searl R. A. Mary Kathleen uranium deposit, Mount Isa — Cloncurry District, Queensland, Australia. Econ. Geol., 51, № 6, 1956.
- McKinstry. Mining Geology. New York, 1948.
- Moody J. D. and Hill M. J. Wrench-fault tectonics. Bull. Geol. Soc. America, vol. 67, № 9, 1956.
- Peterson N. and Swanson R. Geology of the Christman Copper mine Gila County Arisona. Geol. Surv. Bull. N 1027, 1956.
- Ramdohr P. Durchbewegte Erze von Rautuvare, Nordschweden. Geol. Fören. För. Stockholm, 67, 1945.
- Ramdohr P. Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg Lagerstätte. Hannov., Geol. Jahrb. 67, 1953.
- Sander B. Gefüekunde der Gesteine, Wien, 1930.
- Sander B. Zur Bestimmung Symmetrologischer Typen der Gefüegelemente in Kugelschnitt durch das Gefüge. — Tschermans mineral petrogr. Mitteilungen Folge Bd. 6, Heft. 1/2, 1956.
- Schachner-Korn D. Ein Wachstums und ein Rekristallisationsgefüge von Bleiglanz aus einer rheinischen Lagerstätte. Tschermaks mineral u. petrogr. Mitteilungen. 3-te Folge, Bd. 4, Hft. 1/4, 1954.
- Thomas D. E. Mineralisation and its relationshi to the Geological structure of. Victoria. Geology of Australian ore deposits. Melbourn, 1953.
- Uglow W. L. Gneiss Galena ore from the Slocan District. Econ. Geol., 12, 1917.

ЧАСТЬ II

ПРИМЕРЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУР
ОТДЕЛЬНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А. Б. ЮДИН

ЦАГИНСКИЙ МАССИВ ГАББРО-ЛАБРАДОРИТОВ, НЕСУЩИЙ ТИТАНОМАГНЕТИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

В геологическом строении района Цагинского массива габбро-лабрадоритов (Кольский полуостров), несущего титаномagnetитовое оруденение, принимают участие следующие разновозрастные комплексы пород (от более молодых к древним):

1) щелочные граниты и связанный с ними дайковый комплекс;

2) габбро-лабрадориты;

3) архейские гнейсо-граниты.

При составлении структурно-геологической карты района месторождения (рис. 1) была сделана попытка выяснить внутреннюю структуру массива габбро-лабрадоритов и взаимоотношения его с вмещающими архейскими гнейсо-гранитами и более молодыми щелочными гранитами. Наиболее широким распространением в районе пользуются архейские олигоклазовые гнейсо-граниты, которые являются вмещающими для более молодых интрузивных массивов.

В восточной части площади съемки простирается полосчатость в архейских гнейсо-гранитах меридиональное, с незначительным отклонением в северо-восточном углу планшета. Углы падения полосчатости составляют

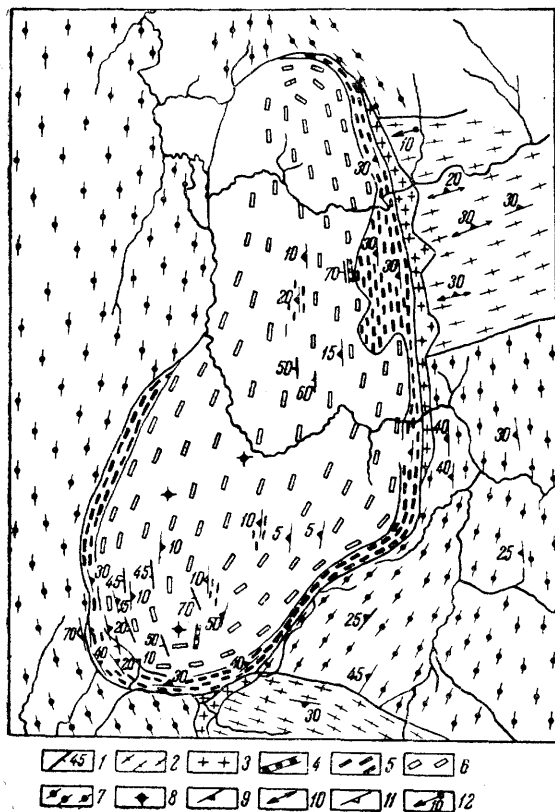


Рис. 1. Структурно-геологическая карта Цагинского массива габбро-лабрадоритов

1 — дайки щелочных гранитов; 2 — щелочные граниты; 3 — гибридные породы; 4 — дайки габбро и диабазов; 5 — комплекс среднезернистых габбро и габбро-норитов; 6 — комплекс гигантозернистых габбро и лабрадоритов; 7 — архейские олигоклазовые гнейсо-граниты; 8 — трахитоидность горизонтальная; 9 — трахитоидные и полосчатые текстуры, угол падения; 10 — положение линейности горизонтальное; 11 — вторичная полосчатость и угол ее падения; 12 — погружение линейности под углом 10°

25—30° (на запад); по мере приближения к контакту с Цагинским массивом они становятся более крутыми, доходя до 40—50°. К западу и северу от массива простирается полосчатость в гнейсо-гранитах также меридиональная, с падением на запад под углом порядка 50—70°, т. е. там полосчатость приобретает моноклинальное залегание и в восточной части района совпадает с поверхностью контакта габбро-лабрадоритового массива. Таким образом, в результате структурного геологического картирования установлено, что к югу и к северу от массива полосчатость гнейсо-гранитов сечется контактовой поверхностью массива габбро-лабрадоритов и положение этого массива в структуре архейских гнейсо-гранитов несогласное.

На северо-востоке и юго-востоке района с Цагинским массивом габбро-лабрадоритов контактируют более молодые щелочные граниты, которые обнажаются к юго-востоку от габбро-лабрадоритов, образуя массив, вытянутый в широтном направлении. Простирается полосчатость в этих гранитах северо-западное 290—300°, с моноклинальным падением на юго-запад под углом 30—35°. Линейность располагается в плоскости полосчатости и погружается на юго-восток под углом 10—15°.

В щелочных гранитах, развитых в северо-восточной части района, отчетливо выражены полосчатость и линейность: полосчатость имеет выдержанное северо-восточное простираение 60—70° с падением на северо-запад под углом 20—30°, линейность имеет горизонтальное положение и расположена в плоскости гнейсовидности. С приближением к контакту массива основных пород полосчатость в щелочных гранитах постепенно исчезает, а линейность приобретает первостепенное значение. Наряду с этим в щелочных гранитах изменяется пространственное положение линейности. Из горизонтальной она становится наклонной, погружаясь на запад под массив габбро-лабрадоритов, и недалеко от контакта с массивом угол наклона линейности составляет 15—20°. В Цагинском массиве на контакте со щелочными гранитами трахитоидные и линейные текстуры погружаются на запад под углом 20—30°, так же как и в щелочных гранитах (см. рис. 1).

По контакту основных пород Цагинского массива и щелочных гранитов развита зона гибридных пород пепматоидного сложения (гранофиры, монзониты, габбро-сиениты) шириной 200—300 м. Образование этих пород вызвано воздействием щелочной гранитной магмы на основные породы. Гибридные породы связаны постепенными переходами со щелочными гранитами и резко переходят в основные породы. На отдельных участках по контакту они образуют эруптивную брекчию, содержащую многочисленные ксенолиты эндоконтактных разновидностей пород габбро-лабрадоритового массива.

Со щелочными гранитами связаны дайки, секущие Цагинский массив. Они имеют простираение северо-западное 330—350° и представлены эгирин-арфведсонитовыми, эгирин-авгитовыми, гастингситовыми и биотитовыми разновидностями.

Основные породы Цагинского массива под влиянием даек щелочных гранитов претерпели значительные контактовые изменения, выражающиеся в изменении цвета пород, исчезновении первично-магматических структур, щелочном и кварцевом метасоматозе.

Цагинский массив габбро-лабрадоритов занимает площадь в 170 км и вытянут в меридиональном направлении; длина его 23 км, средняя ширина 9 км. При картировании массива удалось выделить среднезернистые габбро и габбро-нориты; гигантозернистые габбро, лабрадориты и титаномагнетитовые породы.

1. Комплекс среднезернистых габбро и габбро-норитов слагает крайние части массива, располагаясь в виде полосы по контакту с вмещающими породами. Ширина полосы в среднем 0,3—0,7 км и лишь в северо-восточной части массива она достигает 2,0 км.

Здесь выделяются следующие разновидности пород: кварцевые габбро-нориты, габбро-нориты, габбро, оливиновые габбро, титаномагнетитовые габбро, титаномагнетитовые пироксениты, титаномагнетитовые плагиоклазиты и титаномагнетитовые оливиниты. В непосредственном контакте с вмещающими массив архейскими породами развиты также мелкозернистые эндоконтактовые диабазы и габбро-диабазы.

Титаномагнетитовые разновидности пород (титаномагнетитовые пироксениты, титаномагнетитовые плагиоклазиты, титаномагнетитовые оливиниты) не встречены в виде выдержанных полос. Они образуют небольшие плоские шпирообразные обособления, согласные с первичной расслоенностью комплекса и приуроченные к центральной части Цагинского массива. По направлению к краевым частям массива они постепенно выклиниваются. Размеры титаномагнетитовых обособлений, по-видимому, не превышают нескольких десятков метров. Мощность их колеблется в пределах от нескольких сантиметров до 5 м. Как видно из разреза, намечается закономерное появление оливинсодержащих пород на глубине.

Полосы титаномагнетитовых пород вверх по разрезу связаны постепенными переходами с силикатными породами. Эти переходы происходят на расстоянии нескольких метров через промежуточные разновидности пород (титаномагнетитовые габбро и титаномагнетитовые троктолиты). Нижние переходы от титаномагнетитсодержащих полос к силикатным породам резкие, но не интрузивные.

В породах, обогащенных титаномагнетитом, наблюдается интенсивное развитие вторичных минералов: роговой обманки, биотита, граната, серпентина и хлорита. Небольшое количество этих минералов отмечается в нижних частях титаномагнетитовых полос на границе с вмещающими силикатными разновидностями пород, в узкой переходной зоне. Ксеноморфное развитие титаномагнетита по отношению к оливину и плагиоклазу указывает, что титаномагнетит кристаллизовался последним.

В породах комплекса хорошо выражены первичная полосчатость, трахитоидность и линейность. Полосчатость обусловлена чередованием пород различного состава. Мощность полос колеблется от нескольких десятков сантиметров до десятков метров. Между полосами наблюдаются постепенные переходы.

Трахитоидность и линейность в этом комплексе пород выражены субпараллельным расположением таблитчато-призматических кристаллов плагиоклаза и ориентировкой длинных осей этих кристаллов в том же направлении. Трахитоидные и линейные текстуры ориентированы согласно полосчатости и при выклинивании одной полосы переходят в другую без изменения элементов залегания. Положение трахитоидности и линейности в данном комплексе пород довольно закономерное и в плане отражает замкнутую эллиптическую форму Цагинского массива. Трахитоидные и линейные текстуры в комплексе габбро и габбро-норитов погружаются от контактов к центру массива. На западном контакте эти текстуры падают к центру массива под углом $30-45^\circ$; на восточном контакте массива они имеют падение на запад под углом 30° . В южной части массива падение трахитоидности к северу под углом 30° . К центральной части массива угол падения трахитоидности и линейности постепенно выполаживается до $15-25^\circ$.

2. Комплекс гигантозернистых габбро и лабрадоритов слагает центральную часть массива, причем гигантозернистые габбро располагаются ближе к краевым частям массива, а лабрадориты слагают центральную его часть. В разрезе (по данным бурения) установлена слабо выраженная расслоенность комплекса. Мощность полос достигает 100 м. Переходы между отдельными полосами как постепенные, так и резкие.

Комплекс гигантозернистых габбро и лабрадоритов представлен гигантозернистыми лабрадоритами, гигантозернистыми габбро и гигантозернистыми титаномагнетитовыми плагиоклазитами. В этих породах кристаллы лабрадора (длиной 6—8 см и до 4 см в поперечнике) как бы цементируются ксеноморфными зернами пироксена и титаномагнетита. Породы описываемого комплекса отличаются друг от друга количественным соотношением светлых и темноцветных минералов.

Верхняя часть разреза по скв. 51, пробуренной в центральной части южной оконечности Цагинского массива (рис. 2), представлена лабрадоритами, в которых с глубиной начинает появляться пироксен, иногда оливин, и лабрадориты переходят в габбро. В последнем темноцветные минералы и плагиоклаз количественно замещаются титаномагнетитом, образуя титаномагнетитовые плагиоклазиты. В большинстве случаев в нижних частях полос титаномагнетитовых плагиоклазитов наблюдаются полосы мономинеральных титаномагнетитовых пород. Переходы этих пород в подстилающие габбро резкие. В зоне соприкосновения наблюдается развитие вторичных минералов (роговой обманки, хлорита, граната, биотита), образовавшихся за счет взаимодействия остаточного титаномагнетитового расплава с силикатными минералами.

В породах комплекса наблюдаются трахитоидные и линейные текстуры, обусловленные закономерной ориентировкой удлиненных таблитчато-призматических кристаллов плагиоклаза. Наиболее отчетливо они выражены в краевых частях массива, в гигантозернистых габбро, в центральной части массива они постепенно затухают и часто вообще не наблюдаются. Положение трахитоидности в комплексе гигантозернистых габбро и лабрадоритов согласное с положением ее в комплексе среднезернистых габбро и габбро-норитов. В этом комплексе трахитоидность и линейность имеют падение также к центру массива под углом 5—15°. В центральной части массива трахитоидность располагается горизонтально.

3. Комплекс титаномагнетитовых пород в настоящее время выявлен в южной части Цагинского массива. Породы комплекса образуют слепые тела линзовидной, пластообразной и неправильной формы, залегающие в гигантозернистых

габбро и лабрадоритах. Размеры тел в длину колеблются в широких пределах — от нескольких десятков сантиметров до двухсот метров и более; наибольшая мощность достигает 46 м.

В комплексе титаномагнетитовых пород можно выделить следующие разновидности: титаномагнетитовые габбро, титаномагнетитовые пироксениты, титаномагнетитовые перидотиты, титаномагнетитовые оливиниты, титаномагнетитовые оливиниты с лабрадором, титаномагнетитовые породы с лабрадором и мономинеральные титаномагнетитовые породы.

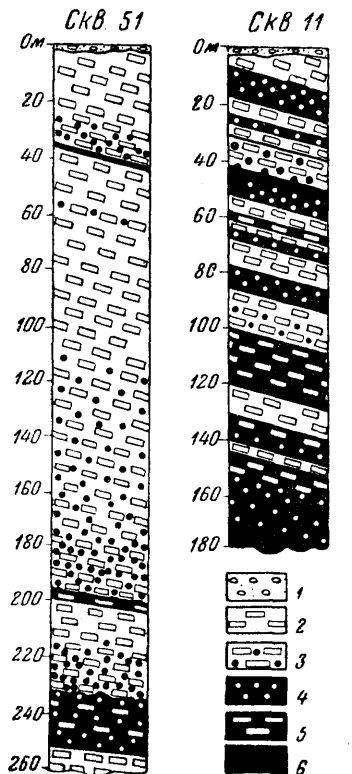


Рис. 2. Взаимоотношения титаномагнетитового оруденения первой (скв. 51) и второй (скв. 11) стадий с гигантозернистыми габбро и лабрадоритами

1 — наносы; 2 — гигантозернистые габбро и лабрадориты; 3 — титаномагнетитовые габбро и плагиоклазиты; 4 — титаномагнетитовые оливиниты; 5 — титаномагнетитовые породы с лабрадором; 6 — мономинеральные титаномагнетитовые породы

В титаномагнетитовых телах отчетливо выражена первичная полосчатость и линейность, отчасти трахитоидность. Полосчатые текстуры обусловлены чередованием различных разновидностей пород. Переходы между отдельными полосами наблюдаются как постепенные, так и резкие. Линейность в титаномагнетитовых породах выражена ориентировкой удлиненных таблитчато-призматических кристаллов плагиоклаза и в некоторых случаях — удлиненными кристаллами гиперстена и оливина, заключенными в массу титаномагнетита. Она располагается в плоскости первичной полосчатости. В результате детальных наблюдений удалось выделить во времени четыре стадии образования титаномагнетитовых руд.

Первая стадия титаномагнетитового оруденения представлена вкрапленностью и пластообразными залежами титаномагнетита, причем

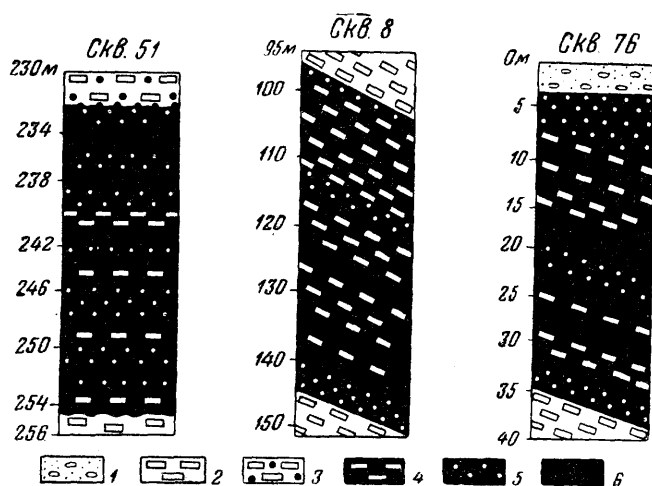


Рис. 3. Контактные взаимоотношения титаномагнетитовых тел с вмещающими породами и их внутреннее строение. Первая стадия — скв. 51; вторая стадия — скв. 8; третья стадия — скв. 76

1 — наносы; 2 — гигантозернистые габбро; 3 — титаномагнетитовые плагиоклазиты; 4 — титаномагнетитовые породы с лабрадором; 5 — титаномагнетитовые оливиниты; 6 — мономинеральные титаномагнетитовые породы

последние залегают согласно с первичной расслоенностью комплекса гигантозернистых габбро и лабрадоритов (см. рис. 2, скв. 51). Протяженность залежей не установлена, мощность их достигает нескольких десятков метров. Эти залежи выявлены на юге массива в переходной зоне между центральной и краевой частями комплекса. Они представляют собой первичные стратифицированные слои, перемежающиеся с гигантозернистыми габбро и лабрадоритами. Образование титаномагнетитовых залежей происходит за счет увеличения титаномагнетита в гигантозернистых габбро и лабрадоритах. Содержание титаномагнетита с глубиной постепенно возрастает вплоть до образования мономинеральных титаномагнетитовых пород. Нижние переходы титаномагнетитовых залежей с гигантозернистыми габбро и лабрадоритами неровные, резкие, иногда постепенные и совершаются на расстоянии до 0,5 м (рис. 3, скв. 51). Более или менее мощные титаномагнетитовые залежи имеют отчетливое полосчатое строение. Переходы между полосами постепенные. Нижние контакты этих залежей с гигантозернистыми габбро — резкие, верхние — постепенные.

Трахитоидность в титаномагнетитовых залежах и вмещающих их гигантозернистых габбро и лабрадоритах выражена отчетливо, благодаря субпараллельной ориентировке удлиненных таблитчато-призматиче-

ских кристаллов плагиоклаза. Линейность в породах не наблюдается. Взаимоотношения титаномагнетитовых пород с гигантозернистыми габбро и лабрадоритами указывают, что кристаллизация и накопление остаточного титаномагнетитового расплава происходили в спокойном состоянии. Имело место гравитационное перемещение вверх силикатных кристаллов и аккумуляция внизу остаточного тяжелого титаномагнетитового расплава.

Вторая стадия титаномагнетитового оруденения неразрывно связана с первой и является ее продолжением во времени. Титаномагнетитовые тела, образовавшиеся в эту стадию, имеют пластообразную и линзообразную форму и залегают согласно с первичной полосчатостью и трахитоидностью пород комплекса гигантозернистых габбро и лабрадоритов, образуя «этажерку» тел с пологим падением к центру массива ($10 - 15^\circ$). Контакты титаномагнетитовых тел с гигантозернистыми габбро и лабрадоритами резкие. Во вмещающих породах иногда содержится вкрапленность титаномагнетита. Взаимоотношения титаномагнетитовых тел с вмещающими породами и внутреннее строение их видно на разрезах скв. 11 (см. рис. 2).

Титаномагнетитовые тела, сформировавшиеся в эту стадию, характеризуются высоким содержанием железа и титана и меньшим содержанием силикатных минералов (плагиоклаза, оливина и пироксена). Для титаномагнетитовых тел характерно отчетливо выраженное полосчатое строение, которое можно видеть на рис. 2, в скв. 11 и на рис. 3 в скв. 8. На рис. 3 приводится разрез через титаномагнетитовое тело, в котором отчетливо выражена полосчатость, обусловленная чередованием различных разновидностей пород. Верхние части тел, как правило, обогащены силикатными минералами, к нижней части происходит их уменьшение.

В гигантозернистых габбро и лабрадоритах отчетливо выражена трахитоидность, линейность заметна слабо или вовсе не наблюдается, в то время как в титаномагнетитовых телах отчетливо выражены и трахитоидность и линейность. Положение их по разрезу пород согласно. Отчетливо выраженная линейность в титаномагнетитовых породах указывает на более позднее перемещение остаточного титаномагнетитового расплава, обособившегося в течение первой стадии. Титаномагнетитовый расплав под действием гидростатического давления был выжат в более консолидированные краевые части массива, в направлении минимального давления; согласно направлению трахитоидности и первичной полосчатости комплекса, гигантозернистые габбро и лабрадориты в этот период были, по-видимому, в пластическом состоянии.

Для третьей стадии формирования титаномагнетитового оруденения характерны рудные тела правильной линзообразной формы, залегающие несогласно с общей расслоенной структурой массива. Контакты их с вмещающими породами резкие, слабо извилистые. Характерно согласное положение трахитоидности вмещающих пород по отношению к контактам титаномагнетитовых тел в узкой приконтактной зоне. В свою очередь, полосчатые, трахитоидные и линейные текстуры в титаномагнетитовых телах ориентированы параллельно контактам и погружаются согласно падению титаномагнетитовых тел.

Такое расположение тел в общей структуре массива свидетельствует о перемещении титаномагнетитового расплава в почти консолидированных гигантозернистых породах, когда сцепление между отдельными силикатными минералами не было прочным и они имели возможность менять свою ориентировку и положение при внедрении титаномагнетитового расплава происходило снизу вверх по ослабленным зонам, несогласным текстуры в титаномагнетитовых телах и погружение их, согласно с направлением падения тел, указывают на то, что движение остаточного расплава параллельно его контактам. Отчетливо выраженные линейные

с общей расслоенной структурой массива, в момент его кристаллизации, с приспособлением трахитоидности вмещающих пород к узкой приконтактной зоне.

Следы перемещения титаномагнетитового расплава наблюдаются на глубине в виде мелких линзообразных тел и богатой вкрапленности титаномагнетита во вмещающих породах (рис. 4). Мелкие линзообразные тела являются как бы продолжением крупных тел на глубину и имеют постепенные переходы с вмещающими породами, насыщенными титаномагнетитом (рис. 4).

При этом как в титаномагнетитовых телах, так и во вмещающих породах отчетливо выражена линейная ориентировка силикатных минералов в том же направлении. Титаномагнетитовые тела, образованные на этой стадии, сложены почти мономинеральными титаномагнетитовыми породами с незначительным содержанием плагиоклаза и оливина.

Четвертая стадия титаномагнетитового оруденения проходила в период полной консолидации массива; она представлена мелкими жилками титаномагнетита мощностью до 10—15 см. Жилки имеют резкие как согласные, так и секущие контакты с вмещающими породами. В контакте жилкок с вмещающими породами интенсивно развиты вторичные минералы: роговая обманка, хлорит, биотит и большое количество граната. Ширина полосы развития этих минералов достигает 1 см, она превышает ширину полос вторичного минералообразования, развитых вдоль мощных тел, образовавшихся на ранних стадиях.

Титаномагнетитовые породы, возникшие в течение различных стадий, отличаются одни от других по вещественному составу. Титаномагнетитовые породы, образованные в первую стадию, беднее железом и титаном, содержат больше плагиоклаза, оливина и пироксена. Титаномагнетитовые породы, образовавшиеся в последующие стадии, более богаты железом и титаном и являются почти мономинеральными титаномагнетитовыми породами.

Породы дайкового комплекса представлены мелкозернистыми оливниновыми габбро и роговообманковыми диабазами. Выявленные дайки этих пород приурочены к центральной части Цагинского массива и секут его в меридиональном направлении, мощность их не превышает 10 м. По отношению к трахитоидным и линейным текстурам вмещающих пород они располагаются перпендикулярно. Падение даек крутое, контакты с вмещающими породами резкие, прямолинейные.

Охарактеризуем трещинную тектонику массива. Крупные дизъюнктивные нарушения в его пределах представлены зонами рассланцованных пород — милонитами — пересекающими все комплексы пород, включая и дайковый; по характеру смещений их можно отнести к сбросам. Эти нарушения широко развиты в краевых частях массива, в центральной

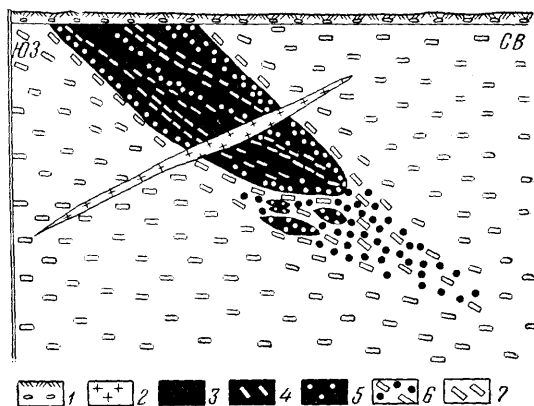


Рис. 4. Взаимоотношения титаномагнетитового тела с гиганто-зернистыми габбро и лабрадоритами (разрез). Третья стадия титаномагнетитового оруденения

1 — наносы; 2 — граниты; 3 — мономинеральная титаномагнетитовая порода; 4 — титаномагнетитовая порода с лабрадором; 5 — титаномагнетитовые оливиниты; 6 — титаномагнетитовые плагиоклазиты; 7 — гигантозернистые габбро и лабрадориты

его части они встречаются реже. Зоны сбросов в массиве имеют два направления: преобладающим является северо-западное $340 - 350^\circ$ с падением на запад под углом $45 - 50^\circ$, реже наблюдаются сбросы широтного направления с падением на юг под углом 30° . Амплитуда сбросов точно не установлена. Их образование предшествовало внедрению щелочной гранитной магмы, так как дайки щелочных гранитов, секущие массив, часто оказываются приуроченными к зонам сбросов северо-западного простирания и не рассланцованы.

З а к л ю ч е н и е

Приведенное выше описание геологического строения и структуры Цагинского массива габбро-лабрадоритов позволяет сделать вывод, что массив по структуре и форме отвечает первично расслоенному лополиту, несогласно залегающему в структуре архейских гнейсо-гранитов. Для него характерно наличие трех комплексов пород: среднезернистых габбро и габбро-норитов, гигантозернистых габбро и лабрадоритов и комплекса титаномагнетитовых пород. Это разнообразие обусловлено гравитационно-кинетической дифференциацией кристаллизующейся основной магмы.

Геологическое строение среднезернистого и гигантозернистого комплексов пород и взаимоотношение титаномагнетитового оруденения с ними указывают, что кристаллизация силикатных минералов с образованием силикатных пород происходила на более ранних стадиях, а остаточный расплав, богатый титаном и железом, кристаллизовался в последнюю стадию консолидации массива. Кроме того, дифференциация магмы и образование пород в комплексе среднезернистых габбро и габбро-норитов и в комплексе гигантозернистых габбро и лабрадоритов происходили до некоторой степени обособленно и независимо друг от друга, но с общей тенденцией накопления остаточного расплава, богатого титаном и железом, в обоих комплексах. В комплексе среднезернистых габбро и габбро-норитов вследствие быстрой кристаллизации магмы около холодных вмещающих пород дифференциация магмы была непродолжительной, поэтому титаномагнетитовый остаточный расплав, обособившийся в этот период, беден железом и титаном, а образованные им полосы мало мощны и невыдержаны по простиранию.

В центральной части магматической камеры, вследствие урегулирования температурного режима между вмещающими породами и магмой, дифференциация магмы и образование пород происходили в относительно больший промежуток времени. Поэтому образовались две группы пород, резко отличные одна от другой по минералогическому и химическому составу: гигантозернистые габбро и лабрадориты — как породы ранней кристаллизации, и богатые титаномагнетитом породы — как результат кристаллизации остаточного богатого титаном и железом расплава.

Дальнейшая дифференциация остаточного титаномагнетитового расплава, содержащего некоторое количество силикатных минералов, привела к увеличению содержания в нем железа и титана, в результате чего образовались мономинеральные титаномагнетитовые породы.

Движения во вмещающих породах, происходившие после консолидации массива, привели к широкому развитию сбросов, усложнивших первичную структуру массива. Образование сбросов предшествовало интрузии щелочных гранитов.

Б. М. РОНЕНСОН

СТРУКТУРА СЛЮДЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЛОГОПИТА

Расшифровка исключительно сложной структуры Слюдянского месторождения флогопита, расположенного у южной оконечности оз. Байкал, стала возможной лишь после того, как были разработаны и освоены специфические принципы и приемы детальной геологической съемки глубоко метаморфизованных толщ докембрийских кристаллических сланцев, среди которых залегает месторождение. Было установлено, что внешне однообразные толщи кристаллических сланцев вполне поддаются детальному стратиграфическому расчленению, что особенности состава и строения отдельных мелких стратиграфических подразделений (пластов, пачек, горизонтов) хорошо выдерживаются по простиранию и падению. Были разработаны принципы корреляции разрезов, основанные главным образом на анализе ритмического строения толщ и всестороннем учете особенностей минерального состава отдельных пластов кристаллических сланцев, а также состава типоморфных минералов.

Проведенные работы не только дали возможность выяснить структуру месторождения в целом и строение отдельных его участков, но также позволили определить основные связи между деформациями и процессами минералообразования. Было установлено, что Слюдянское месторождение сформировалось в течение нескольких последовательных этапов, для каждого из которых удалось выявить план деформации и определенный круг процессов метаморфизма, уточнить особенности внедрения магматических пород и образования флогопитоносных тел. Анализ всех этих взаимоотношений позволил в конечном итоге восстановить историю развития структуры месторождения и выяснить значение различных геологических явлений для образования промышленных скоплений флогопита.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Район Слюдянского месторождения приурочен к мощному поясу верхнепротерозойских и нижнепалеозойских складчатых сооружений, окаймляющих с юга Сибирскую платформу. Кристаллические сланцы слюдянской свиты архея, в породах которой заключено месторождение, обнажаются в ядре крупного верхнепротерозойского антиклинория в районе пересечения его мезозойской структурой Байкальского сводового поднятия. Простирание верхнепротерозойских и нижнепалеозойских складок в этой части Прибайкалья северо-западное, мезокайнозойских — северо-восточное. В Слюдянском районе архейские кристаллические сланцы и архейские структуры почти не изменили своего первоначального характера в течение последующих тектономагматических циклов, как это имеет место для других частей складчатого обрамления Сибирской платформы.

Слюдянская свита, по представлениям Ф. В. Кузнецовой, является нижним членом стратиграфического разреза юго-западного Прибайкалья. Она сложена ритмически переслаивающимися пластами лейкократовых биотитовых, пироксеново-биотитовых и пироксеново-амфиболовых гнейсов, мраморов, доломитов и кварцево-диопсидовых пород. В нижней и верхней частях свиты (верхней и нижней подсвиты) преобладают мощные пласты мраморов и доломитов, средняя же часть свиты (средняя подсвита) образована часто переслаивающимися сравнительно маломощными пластами гнейсов, между которыми заключены пропластки кальцифиров.

Общая видимая мощность слюдянской свиты составляет около 2700 м. Мощность средней, гнейсовой подсвиты, к которой приурочено Слюдянское месторождение флогопита, всего около 350 м. Породы слюдянской свиты полнокристалличны, крупнозернисты, в большинстве случаев обладают хорошо выраженной полосчатой текстурой. Минеральный состав пород исключительно хорошо выдерживается по простираанию пластов. Возраст свиты, по данным М. Л. Лурье и С. В. Обручева (1950), средне-архейский, она согласно перекрывается верхнеархейской харагольской свитой, сложенной диопсидово-актинолитовыми сланцами.

Основной архейской структурой района является антиклинальная складка с осью почти широтного простираания. Слюдянское месторождение приурочено к юго-западному крылу этой складки и расположено близ ее замковой части.

Магматические породы, развитые в пределах месторождения и в непосредственной близости от него, принадлежат к верхнеархейскому тектономагматическому циклу. Среди них можно выделить (в возрастной последовательности) основные, щелочные и кислые породы. Наиболее ранними являются редкие, маломощные, но протяженные дайки амфиболитов, залегающие согласно со слоистостью вмещающих пород или пересекающие ее под острым углом.

В пределах месторождения широко распространены своеобразные щелочные породы переменного состава (сиениты, сиенит-диориты, монцитониты, габбро-сиениты), залегающие в виде крупных даек, мелких массивов неправильной формы, «ленточных инъекций» (серий маломощных параллельных даек), а также в виде своеобразных метасоматических зон «сиенитизации», окаймляющих иногда интрузивные тела. Щелочные породы приурочены к зонам взбросов и сдвига-взбросов со средним азимутом падения СВ $65^{\circ} \angle 80^{\circ}$. Протяжение даек достигает 3 км при мощности до 6 м (рис. 1).

Кислые магматические породы представлены мелкими интрузивами аляскитовых пегматоидных гранитов, которые сопровождаются телами ортотектитов и пегматитов. Один из интрузивных массивов аляскитовых гранитов обнажается у южной границы месторождения. Он имеет форму неправильного штока, осложненного многочисленными апофизами, содержит крупные ксенолиты мраморов и гнейсов. Контакты с вмещающими породами в большинстве случаев секущие.

С аляскитовыми гранитами связаны ортотектиты, залегающие в виде даек, интрузивных залежей неправильной формы и зон сетчатых инъекций. Часто эти породы цементируют тектонические брекчии. В основном тела ортотектитов приурочены к древним взбросам и сдвига-взбросам со средним азимутом падения ЮЗ $233^{\circ} \angle 68^{\circ}$. Наиболее мощные зоны внедрения этих пород прослеживаются через все рудное поле, а обнажаются в ядре синклинальной складки второго порядка и в ее висячем крыле (см. рис. 1).

Протяжение этих зон достигает 1 км при мощности до 100 м, строение их весьма своеобразное и закономерное. Центры зон обычно сложены массивным ортотектитом. По направлению к контактам зоны в

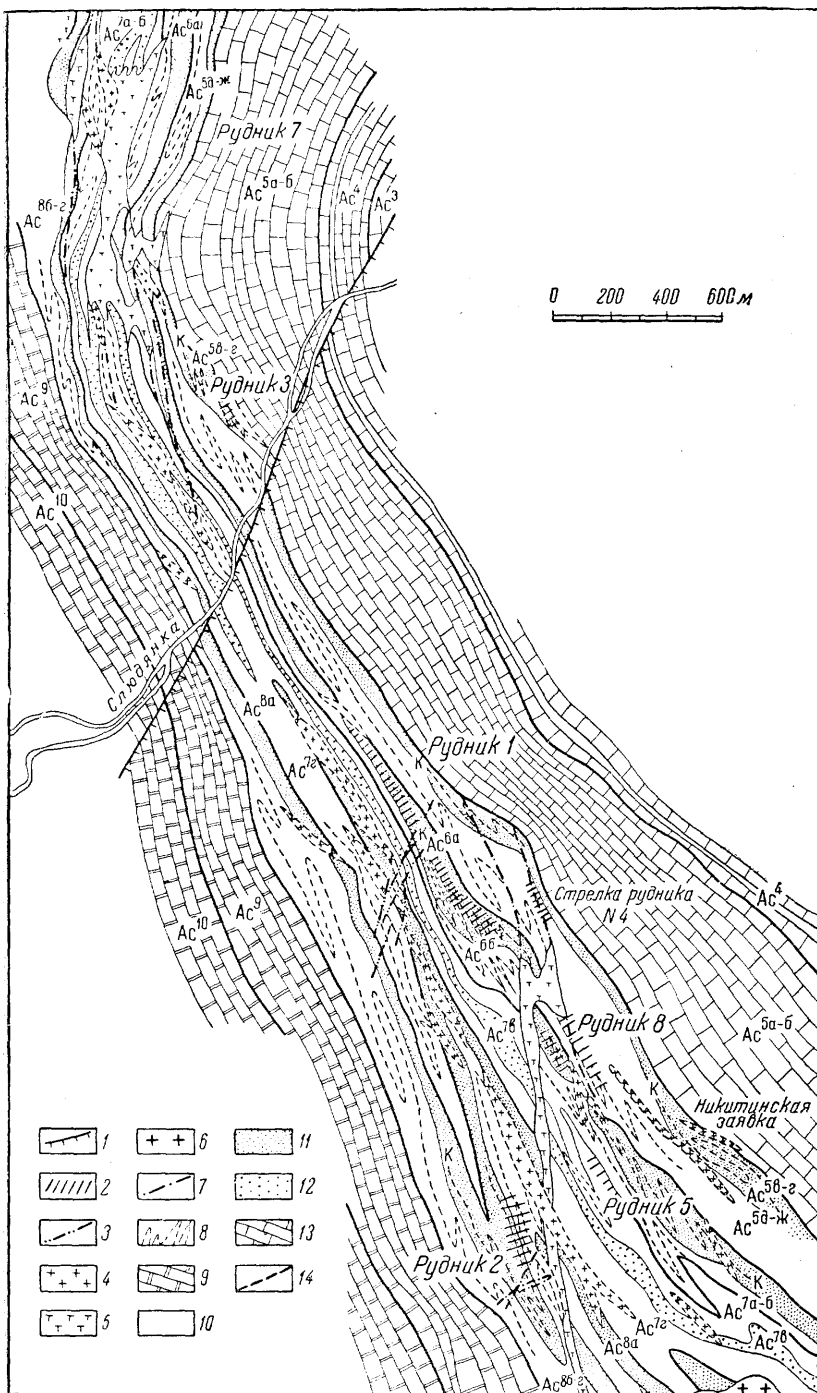


Рис. 1. Структурная карта Слюдянского месторождения

1 — современный сброс; 2 — участки лестничных жил; 3 — сдвиги; 4 — ортогекзиты; 5 — щелочные породы; 6 — алякитовые граниты; 7 — взбросы; 8 — участки изоклиальной складчатости; 9 — мраморы и доломиты верхней подсвиты слюдянской свиты; 10 — биотитовые, биотитово-корднеритовые и пироксеново-биотитовые гнейсы средней подсвиты; 11 — пироксеново-амфиболовые гнейсы средней подсвиты; 12 — биотитово-гранатовые гнейсы средней подсвиты; 13 — мраморы и доломиты нижней подсвиты; 14 — маркирующие пропластки

ортотектите появляются сначала мелкие, а затем все более крупные ксенолиты вмещающих пород. Ксенолиты повернуты и смещены один относительно другого. По направлению к краю зоны количество ксенолитов возрастает, образуется типичная тектоническая брекчия, состоящая из обломков вмещающих пород, сцементированных ортотектитом. Зона брекчий постепенно сменяется прожилковой зоной. Прожилки ортотектита заполняют трещины отдельности вмещающих пород и трещины, оперяющие основное нарушение. Ортотектиты являются более поздними, чем амфиболиты и щелочные породы, но несколько более ранними, чем пегматиты.

Пегматиты образуют небольшие крутопадающие жилы и трубообразные тела. Они приурочены к поперечным трещинам отдельности гнейсов или к нарушениям типа сдвигов. Протяжение их редко превышает несколько десятков метров, мощность составляет 2—8 м. Главными промышленными типами флогопитоносных тел Слюдянского месторождения являются метасоматические зоны, лестничные и одиночные жилы.

Метасоматические флогопитоносные тела образуются в подавляющем большинстве за счет замещения кристаллических сланцев и ортотектитов в зонах тектонических брекчий и приурочены к взбросам и сдвиго-взбросам северо-западного простирания с азимутом падения ЮЗ $233^\circ \angle 68^\circ$. Реже они развиваются вдоль зон рассланцевания по контактам пластов гнейсов с карбонатными или кварцево-диопсидовыми породами, либо проявляются внутри пластов пироксеново-амфиболовых или лейкократовых биотитовых гнейсов.

Метасоматические флогопитоносные породы развиваются на месторождении практически за счет любых исходных пород, за исключением чисто кальцитовых мраморов и плотных амфиболитов. Во всех случаях они имеют сходный минеральный состав (в среднем около 70% диопсида, 12,5% скаполита, 13,5% флогопита, 3,6 % кальцита, 0,4% других минералов). Флогопит в пределах зон метасоматических диопсидовых и скаполитово-диопсидовых пород обычно сконцентрирован в виде гнезд и жил неправильной формы, залегающих поперек простирания зон, а также в виде трубообразных тел, приуроченных к местам пересечения трещин. Реже встречаются одиночные крупные кристаллы флогопита.

Лестничные жилы являются в настоящее время основным промышленным типом флогопитоносных тел Слюдянского месторождения. Они залегают исключительно в поперечных трещинах отдельности гнейсов. Наиболее характерны для них строгая взаимная параллельность, крутое падение и склонение, параллельное падению вмещающих пород. Протяженность тел по падению примерно в два раза больше, чем по простиранию.

Жилы состоят из диопсида, скаполита или паргасита, флогопита, кальцита, апатита, гялофана и некоторых других минералов. Первые три минерала обычно слагают зальбандовые части жил, и их хорошо образованные концевые грани ориентированы во внутрь. Кристаллы флогопита нарастают на грани кристаллов этих минералов, разъедая их. Центральные части жил заполнены крупнокристаллическим кальцитом, в котором как бы «плавают» ограниченные с двух сторон кристаллы апатита, реже флогопита и скаполита.

В центральной части жил наблюдаются пустоты, на стенках которых развиваются хорошо ограниченные кристаллы вторичного кальцита и цеолита.

Одиночные жилы приурочены к системам сдвигов со средними азимутами падения ЮЗ 187° и СЗ 287° и углами падения соответственно 72° и 66° . Они значительно крупнее лестничных, но состав и строение их такое же, как и у последних.

Жилы флогопита, одиночные и лестничные, образовались позже, чем флогопитоносные зоны метасоматических пород, что установлено на основании изучения пересечений этих тел в горных выработках. Наиболее поздними являются впервые описанные П. В. Калининым (1939) кварцево-карбонатные прожилки, приуроченные к системам пологопадающих мелких сбросов с азимутами падения ЮВ 160° и СЗ 285° и углами падения соответственно 50° и 19° .

СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Слюдянское месторождение находится в пределах узкой глубокой складки северо-западного простирания, состоящей из антиклинали и расположенной юго-восточнее ее синклинали (см. рис. 1). Складка эта прослеживается через все месторождение, амплитуда ее превышает 300 м. Она дисгармонична складчатой структуре района в целом и проявляется только в гнейсах средней подсветы слюдянской свиты. Складка опрокинута на юго-восток, крылья ее тесно сжаты, так что форма приближается к изоклинали, а в некоторых разрезах (в юго-западной части месторождения) даже к веерообразной, причем мощность пластов на крыльях уменьшается, а в замке увеличивается.

Складка значительно более крута и более закрыта, чем основная архейская антиклиналь, развита в крыле последней и является по отношению к ней складкой второго порядка. Крылья структуры осложнены еще более мелкими складками третьего порядка, амплитуды которых изменяются в пределах нескольких десятков метров. Эти складки также дисгармоничны, они обычно охватывают два-три пласта, а иногда не выходят за пределы и одного пласта. В большинстве случаев складки эти наклонные или опрокинутые, осевые плоскости их параллельны крыльям складки второго порядка. Складки эти очень узкие и глубокие, крылья их тесно сжаты, а иногда даже смыкаются, форма часто приближается к изоклиальной и веерообразной. Мощность пластов в крыльях складок значительно уменьшена за счет выжимания материала в замковую часть. При этом маломощные пропластки более пластичных пород, например кварцево-диопсидово-кальцитовых пород, кальцифиров или пироксеново-кальцитовых сланцев в гнейсах, раздавливаются и пережимаются в крыльях складок, а в ядрах антиклиналей собираются в мощные седловидные тела, как бы окаймляя замок.

Как правило, складки третьего порядка осложнены еще более мелкими складками четвертого и пятого порядков, которые по форме и, по-видимому, по генезису однотипны с более крупными.

Наблюдается отчетливая зависимость между размером образующихся дисгармоничных складок и мощностью пластов, в которых они проявляются. Так, складчатость четвертого и пятого порядков и пloyчатость проявляются в пропластках мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров; складки третьего порядка образуются в пластах и пачках мощностью в несколько десятков метров; складка же второго порядка охватывает всю среднюю подсвету, т. е. толщу мощностью около 350 м. Все особенности описанных выше складок заставляют считать их складками течения.

В пределах месторождения иногда наблюдаются мелкие складки скальвания. Они всегда открыты, очень сложны, но вместе с тем подобны. Для них характерна строгая параллельность чешуек биотита осевым плоскостям складок.

Помимо складок течения и скальвания, в архейской толще известны также складки изгиба со скольжением. К этому типу относятся несколько более поздние складки северо-восточного простирания. Более поздний возраст этих складок доказывается тем, что осевые плоскости складок северо-западного простирания были изогнуты в процессе северо-

ро-восточной складчатости. Интересно, что дайки амфиболитов также были изогнуты в процессе этой складчатости, хотя радиус кривизны изгибов даек всегда больше, чем радиус кривизны изгибов вмещающих их пластов гнейсов. Остальные магматические породы этой складчатостью практически не затронуты.

Складки северо-восточного простирания широко развиты в пределах месторождения. Они пологие и широкие, скорее концентрические, чем подобные. В пластах большой мощности, а также на участках дисгармоничной изоклинальной складчатости радиус кривизны их увеличивается.

Трещинные структуры на Слюдянском месторождении распространены очень широко, представлены разнообразными типами, имеют раз-

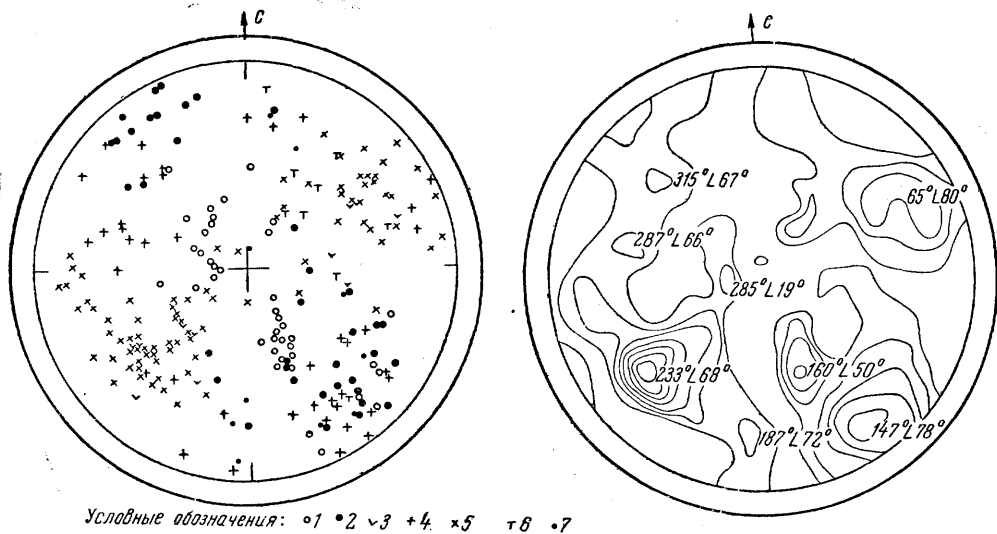


Рис. 2. Диаграмма доминерализационных и внутриминерализационных разрывных смещений. Проекция стереографическая полярная, число замеров 227, изолинии через 1%
1 — кварцево-карбонатные прожилки; 2 — флогопитовые жилы; 3 — зоны флогопитоносных метасоматических пород; 4 — жилы пегматитов; 5 — жилы, зоны тектонических брекчий и сетчатых инъекций ортогнейсов; 6 — дайки щелочных пород; 7 — зеркала скольжения

личный возраст и играют существенную роль в локализации промышленного ослуденения. На диаграмме доминерализационных и внутриминерализационных разрывных смещений (рис. 2) обнаруживаются девять максимумов, большинство которых можно сгруппировать попарно, в зависимости от соотношений со складчатыми структурами.

К первой паре доминерализационных тектонических нарушений мы относим сдвиги-взбросы северо-западного простирания, которым на диаграмме соответствуют максимумы с координатами ЮЗ $233^\circ \angle 68^\circ$ (8%) и СВ $65^\circ \angle 80^\circ$ (4%). Угол между максимумами равен 32° , причем биссектрисой этого угла является нормаль к осевым плоскостям северо-западных складок. Нарушения этого типа располагаются сериями, кулисообразно. Длина отдельных из них по простиранию достигает 100 — 200 м, суммарная длина серий этих нарушений достигает нескольких километров.

Одно из таких тектонических нарушений, к которому почти на всем протяжении приурочена дайка монзонитов, пересекает под острым углом всю среднюю подсвету, затухая лишь в мраморах верхней и нижней подсветы (см. рис. 1). Другое нарушение приурочено к подвернутому крылу антиклинали второго порядка. Оно начинается от гранитного

массива, расположенного у южной границы месторождения, и прослеживается через все месторождение в виде полосы кулисообразно расположенных массивных тел ортотектитов, тектонических брекчий, сцементированных ортотектитами, и зон сетчатых инъекций, развитых по оперяющим трещинам.

Вдоль сдвига-взбросов северо-западного простирания наиболее широко проявляются метасоматические процессы с образованием промышленных тел флогопитоносных диопсидовых и скаполитово-диопсидовых пород.

Перемещения по этим нарушениям происходили неоднократно. В ряде случаев зафиксированы подвижки: доортотектитовые, послеортотектитовые, но дофлогопитовые и послефлогопитовые нескольких направ-

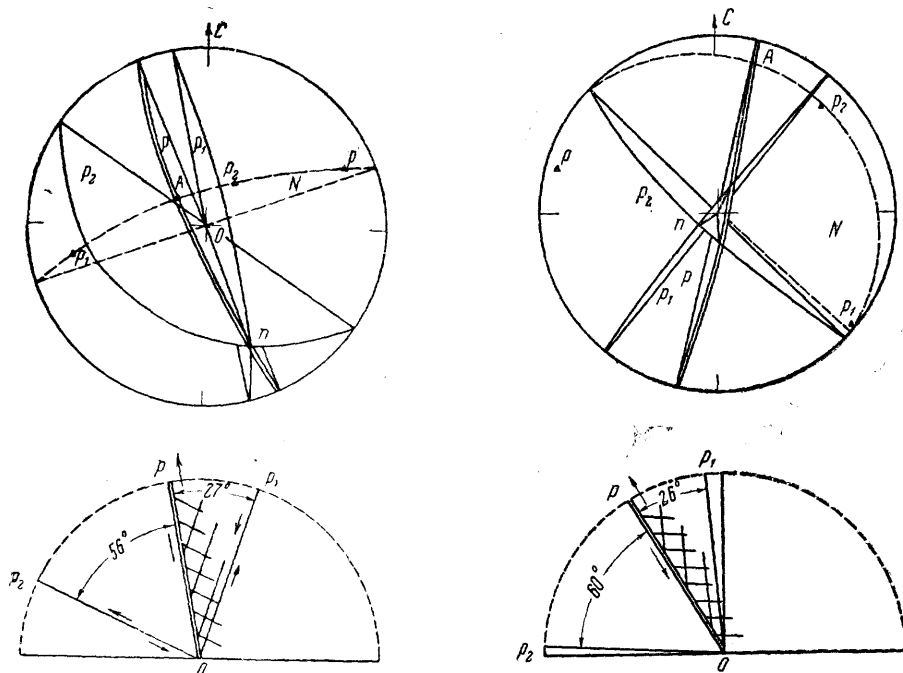


Рис. 3. Диаграммы оперяющих трещин

Диаграмма слева — для зоны сдвига-взброса, справа — для зоны взбросо-сдвига. Верхние диаграммы — стереографические проекции, нижние — проекции на плоскость

лений. Видимые в настоящее время перемещения по этим нарушениям почти всегда имеют взбросовый или сдвига-взбросовый характер, амплитуда вертикального смещения блоков достигает 80 м. Направление перемещения по рассматриваемым нарушениям в период их образования было установлено по пространственному сочетанию главных и оперяющих трещин.

На рис. 3 представлена полярная стереографическая проекция верхней полусферы, на которой большими кругами изображены плоскости основного сместителя P и оперяющих трещин: скола P_1 и отрыва P_2 . Соответственно треугольниками на этом чертеже изображены полюса этих плоскостей: p (СВ $65^\circ \angle 80^\circ$), p_1 (ЮЗ $257^\circ \angle 77^\circ$) и p_2 (СВ $30^\circ \angle 32^\circ$). Линия (Op) пересечения плоскостей P_1 и P_2 является нормалью к плоскости N , в которой происходило движение по основному сместителю. Эта плоскость изображена на диаграмме пунктиром. Направление движения висячего бока показано на чертеже стрелкой OA . Оно осуществлялось по линии пересечения плоскостей P и N вверх под углом к горизонту, равным 65° (зенитный угол 25°) и по азимуту СЗ 310° .

В качестве пояснения, на рис. 3, Б показано сечение полусферы плоскостью N . Двойной линией Op изображена проекция на эту плоскость основного сместителя — сдвига-взброса; линиями Op_1 и Op_2 показаны проекции плоскостей оперяющих трещин. Понятно, что полученное при построении направление является средним из фактических доминерализационных перемещений в такой же степени, в какой точки p , p_1 и p_2 представляют средние статистические координаты главного разрывного смещения и оперяющих трещин.

Образование нарушений типа сдвига-взбросов и взбросов генетически связано с продольной складчатостью и относится к следующей за складчатостью стадии того же типа тектонического процесса. Об этом свидетельствуют следующие факты:

1) плоскости взбросов и сдвига-взбросов вполне симметричны относительно осевой плоскости складки второго порядка;

2) эти нарушения преимущественно развиты в лежащем крыле антиклинали второго порядка;

3) направление перемещений по нарушениям отвечает той же тенденции движения масс, что и при складчатости, т. е. движения происходили по направлению к замковым частям антиклиналей.

Следующая пара доминерализационных тектонических нарушений представлена сдвигами и сбросо-сдвигами широтного и меридионального простирания. Соответствующие им максимумы на диаграмме (см. рис. 2) имеют координаты ЮЗ $187^\circ \angle 72^\circ$ (30%) и СЗ $287^\circ \angle 66^\circ$ (30%). Двугранный угол между ними составляет 88° , он почти точно пополам делится направлением осевых плоскостей северо-восточных складок.

Рассматриваемые системы дизъюнктивных нарушений встречаются группами на участках интенсивного развития дисгармоничной складчатости третьего и четвертого порядков и всегда сопровождаются оперяющими трещинами. Они образуют ослабленные зоны значительной протяженности с мощностью 20—30 м. К ним приурочены жилкообразные и трубообразные тела пегматитов, а также одиночные кальцитово-флогопитовые жилы.

Описываемые ослабленные зоны были, по-видимому, подвижными в течение длительного времени, о чем свидетельствуют многочисленные разновозрастные борозды и зеркала скольжения, ориентированные в различных направлениях. В одной из таких зон наблюдались обломки гнейсов, сцементированные пегматитом, борозды на обломках пегматита в кальцитовой жиле, зеркала скольжения на жильном кальците, на которых нарастали мелкие кристаллики вторичного кальцита, и раздробленный вторичный кальцит.

Для определения направления перемещения в момент образования нарушения было проанализировано положение оперяющих трещин. Графическое выражение одного из примеров такого анализа дано на рис. 3, II. Направление падения основного сместителя (плоскость P и полюс p) СЗ $285^\circ \angle 80^\circ$; оперяющие трещины отрыва (P_2), в настоящее время закрытые, имеют азимут падения СВ $45^\circ \angle 80^\circ$; азимут падения оперяющих трещин скальвания (P_1), вмещающих апофизы основной жилы, ЮЗ $130^\circ \angle 88^\circ$. Следовательно, истинное направление перемещения юго-восточного крыла (OA) — СВ 15° под углом 10° (вверх). Видимое в настоящее время смещение возникло в результате довольно значительного послерудного сброса северо-западного крыла, что при юго-западном общем падении пород создало впечатление сдвигового движения, обратного тому, которое произошло на самом деле.

Генетически сдвиги связаны с поперечной складчатостью изгиба; плоскости сдвигов симметричны относительно осевых плоскостей северо-восточных складок; наиболее мощные зоны сдвигов возникают на крыльях этих складок, на участках, где породы предварительно собраны:

в мелкие складки северо-западного простирания; направление движения масс в процессе складчатости и при сдвиговых движениях совпадает.

Сопряженные системы доминерализационных трещин, выраженные на диаграмме (см. рис. 2) максимумами с координатами ЮВ $147^\circ \angle 78^\circ$ (6%) и СЗ $315^\circ \angle 67^\circ$ (3%), являются трещинами отрыва. Дорудные перемещения по этим нарушениям, за исключением раздвигания стенок, не устанавливаются. Нарушения этого типа невелики по простиранию и не образуют протяженных зон. Наибольшая длина их составляет 40 м, величина раздвигания (судя по мощности заполняющих их жил пегматитов) достигает 4 м.

Наиболее протяженные трещины отрыва приурочены к участкам мелкой изоклиальной складчатости северо-западного направления. Характерной их особенностью является то, что они не выходят за пределы одного пласта. Согласно Г. Г. Родионову (1956), трещины такого типа возникают в результате раздвигания стенок трещин отдельности в пластах сравнительно жестких пород, залегающих среди более пластичных. На Слюдянском месторождении к этим трещинам отрыва приурочены некоторые жилообразные и трубообразные тела пегматитов и часть лестничных флогопитовых жил.

На месторождении отмечены также внутриминерализационные нарушения, которые представляют собой пологие сбросы с максимальной амплитудой перемещения в несколько десятков сантиметров. Простирание этих сбросов северо-восточное, координаты максимумов ЮВ $160^\circ \angle 50^\circ$ (4,5%) и СЗ $285^\circ \angle 19^\circ$ (2,5%). Трещины этих систем пересекают и смещают флогопитовые жилы и сами вмещают тонкие кварцево-карбонатные прожилки.

Обе пары сопряженных нарушений северо-восточного простирания (трещины отрыва и сбросы) могли возникнуть только в процессе растяжения пластов в направлении их простирания. Они соответствуют особому этапу деформаций, более позднему, чем этапы продольной и поперечной складчатости.

Из множества систем трещин отдельности в гнейсах наиболее хорошо проявлены вертикальные трещины северо-восточного простирания (средний азимут падения ЮВ 140° , $\angle 89^\circ$), строго поперечные по отношению к слоистости пород. К этой системе принадлежат зияющие, достаточно протяженные трещины, рассекающие породу примерно через каждые 0,5—1,0 м. Эти трещины наиболее хорошо выражены в пироксеново-амфиболовых гнейсах, где они очень четкие и сравнительно ровные. В биотитовых гнейсах поперечные трещины короткие, извилистые, имеют неровные бугристые поверхности.

Необходимо подчеркнуть, что наблюдалась очень четкая зависимость между частотой, протяженностью и величиной зияния поперечных трещин, с одной стороны, и мощностью пластов вмещающих их гнейсов, с другой. Трещины эти, как правило, не выходят за пределы одного пласта, причем наиболее протяженные, зияющие, хотя и сравнительно редкие трещины возникают в пластах большой мощности. В маломощных пластах возникает мелкая, частая поперечная трещиноватость.

Для Слюдянского месторождения характерно, что в пластах, смятых в изоклиальные складки, образуются наиболее мощные и протяженные поперечные трещины отдельности.

Это обстоятельство имеет решающее значение для размещения промышленного ослюденения типа лестничных жил, которые, как указывалось, приурочены в подавляющем большинстве к поперечным трещинам. Именно на участках развития изоклиальной складчатости, где видимая мощность пластов увеличивается в несколько раз, возникают серии наиболее выдержанных, протяженных и мощных лестничных жил, составляющих основную промышленную ценность месторождения. На участ-

ках нескладчатых или со слабо проявленной изоклинальной складчатостью, даже при прочих благоприятных условиях возникают лишь короткие маломощные жилы с мелким флогопитом.

Остальные системы трещин отдельности в гнейсах — параллельные слоистости, продольные и диагональные — в распределении промышленного ослюденения роли почти не играют и поэтому не описываются. Отметим лишь, что иногда по мелким сближенным трещинам, параллельным слоистости (зонам рассланцевания), развиваются процессы гидротермального изменения пород.

ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУР СЛЮДЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В истории развития структуры месторождения можно выделить ряд последовательных этапов, каждому из которых соответствуют вполне определенные деформации, совершавшиеся в едином плане, и определенный круг магматических, постмагматических и других геологических явлений. Внутри этапов удается установить несколько стадий.

Первым этапом в истории формирования структуры месторождения явилась эпоха колебательных движений земной коры и накопления слоистых толщ осадков. Колебания земной коры в эту эпоху имели ритмический характер, причем вначале колебания были медленными и плавными, а глубина бассейна значительной, что привело к накоплению мощных пластов карбонатных осадков, давших впоследствии мраморы нижней подсвиты. Затем наступил период более резких и быстрых движений при общей меньшей глубине бассейна; в это время сформировалась сравнительно тонкослоистая толща преимущественно алюмосиликатных осадков средней подсвиты. В период накопления осадков верхней подсвиты тектонические условия приближались к начальным, т. е. происходили медленные колебания в сравнительно глубоководных условиях, что приводило к накоплению мощных толщ карбонатных осадков.

В течение первого этапа были подготовлены условия для формирования в дальнейшем складчатых и трещинных структур на определенном стратиграфическом уровне. Кроме того, некоторые стратиграфические горизонты, в частности пласты доломитов и мраморов, послужили источником доставившим ряд элементов, необходимых для образования флогопитоносных тел. Другие пласты (гнейсы), напротив, явились экраном для растворов.

Второй этап в развитии структуры месторождения характеризуется глубоким региональным метаморфизмом пород с образованием ориентированных гнейсовых текстур. Первой стадии этого этапа соответствует эпоха складчатости северо-западного направления. Складка первого порядка образовалась в результате изгиба. Складки второго и других порядков возникли при одновременной с изгибом пластической деформации, путем перераспределения материала, выдавленного из крыльев в замки антиклиналей, а частично также путем дифференциальных подвижек по плоскостям сланцеватости, параллельным осевой плоскости складок. При этом наиболее интенсивные деформации происходили в породах сравнительно маломощной тонкослоистой средней подсвиты слюдянской свиты, зажатой между мощными толщами массивных мраморов и доломитов. Гнейсы средней подсвиты были раздавлены и выжаты в замковую область антиклинали первого порядка и собраны в сложные дисгармоничные складки течения нескольких порядков. Эти сложные «диапировидные» складчатые структуры в дальнейшем оказали решающее влияние на локализацию и морфологию сравнительно мелких тектонических нарушений и обычных трещин, сыгравших роль распределяющих и вмещающих структур Слюдянского месторождения.

В заключительную стадию второго этапа в результате локализации пластических деформаций вдоль немногих поверхностей возникли взбро-

сы и сдвиго-взбросы, симметричные относительно главной поверхности деформаций—осевой плоскости складок течения; они развивались главным образом в подвернутом крыле антиклинали второго порядка.

Сводная диаграмма деформаций на этом этапе развития тектоники Слюдянского месторождения изображена на рис. 4,а. На диаграмму нанесены плоскости трещин скалывания, возникших на этом этапе—сдвиго-взбросы с азимутами падения ЮЗ $233^\circ \angle 68^\circ$ и СВ $65^\circ \angle 80^\circ$ (заштрихованы). Полюсы этих плоскостей (треугольники) совпадают с вершинами статистических максимумов, приведенных на диаграмме тектонических нарушений. (см. рис. 2). На рис. 4 изображена также область трещин сланцеватости, параллельных осевой плоскости складок скалывания (горизонтальная штриховка).

Главные плоскости и оси деформаций получены построением. Ось *v* является линией пересечения плоскостей скалывания, она погружается

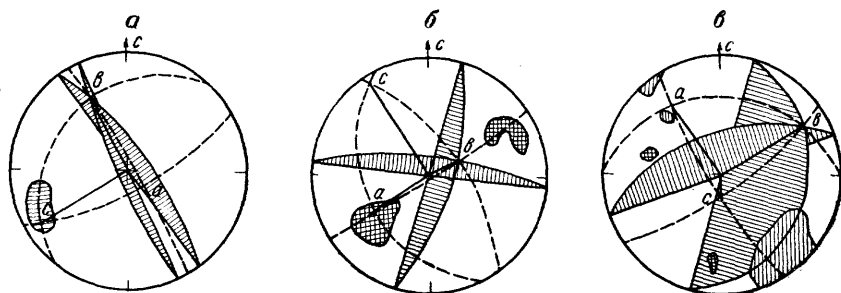


Рис. 4. Диаграммы деформаций, проекция стереографическая
а — на втором этапе развития структуры Слюдянского месторождения; б — на третьем этапе;
в — на четвертом этапе

на юго-восток под углом 21° (координаты ее выхода на верхней полушере: азимут СЗ 332° , зенитный угол 69°).

Поскольку движение по плоскостям скалывания имело характер взбросов (см. рис. 3, I), то ось *A*, как биссектриса двугранного угла между плоскостями скалывания (см. рис. 4), должна быть направлена вверх. Построение показывает, что выход оси имеет на верхней полушере азимут ЮВ 135° , зенитный угол 22° . Третья — главная ось деформации *C* перпендикулярна двум первым. Ее координаты: азимут ЮЗ 238° , зенитный угол 83° . На диаграмме видно, что выход этой оси лежит в области максимума трещин сланцеватости, параллельных осевым плоскостям складок следовательно, положение плоскости *AB* совпадает, или почти совпадает с положением осевых плоскостей складок, а ось *B* грубо параллельна осям складок.

Деформации на рассмотренном этапе совершались в условиях большой глубинности. Об этом свидетельствуют: 1) пластический характер деформаций; 2) малый угол между плоскостями скалывания, равный всего 38° ; 3) полнокристалличность, крупнозернистость и совершенная ориентировка в гнейсах. Д. С. Коржинский (1936, 1945 и др.) на основании анализа парагенетических минеральных ассоциаций относит гнейсы Слюдянского месторождения к наиболее глубинной «алданской» фации метаморфизма.

Возникшая на этом этапе складчатость северо-западного направления усилила анизотропию толщ кристаллических сланцев, а это в свою очередь определило план деформации на всех последующих этапах развития структуры. Направление главных осей деформаций в дальнейшем отличалось от их направления на втором этапе на величину, близкую к 90° .

Интенсивность деформаций на третьем этапе развития тектонической структуры Слюдянского месторождения была значительно меньше, чем на втором. Пликативные нарушения выражены лишь в пологих поперечных изгибах толщи кристаллических сланцев. Дизъюнктивные нарушения представлены сдвигами и сбросо-сдвигами.

Особенностью этого этапа является интенсивная магматическая деятельность, выразившаяся в последовательном внедрении габбро-диабазов (ныне представленных амфиболитами), щелочных пород, аляскитовых гранитов и ортотектитов. Внедрение магматических пород происходило частично по слоистости (некоторые дайки габбро-диабазов и жилы ортотектитов), но главным образом вдоль взбросовых швов, заложенных на предыдущем этапе и раскрывшихся в результате изменения плана деформаций.

Главными плоскостями скалывания на этом этапе являются плоскости сдвигов с азимутами падения ЮЗ $187^\circ \angle 72^\circ$ и СЗ $287^\circ \angle 66^\circ$. Двугранный угол между ними равен 88° , а линия их пересечения — ось *B* — пересекает верхнюю полусферу в точке с азимутом СВ 65° и зенитным углом 30° . Координаты двух других главных осей деформации: ЮЗ 235° , зенитный угол 59° (ось *A*) и СЗ 327° , зенитный угол 86° (ось *c*). Наименование этих осей определено по направлению перемещения блоков пород вдоль главных плоскостей скалывания. Выше (см. рис. 3, II) мы показали, что в момент образования этих плоскостей (сдвигов и сбросо-сдвигов) перемещение заключалось в движении юго-восточных крыльев на северо-восток, следовательно, осью *A* является ось, имеющая северо-восточное (юго-западное) направление, а осью *C* — имеющая северо-западное (юго-восточное) направление (рис. 4, б).

Сравнивая диаграммы *a* и *б* на рис. 4, легко установить, что главные оси деформаций при переходе от второго этапа к третьему как бы поменялись местами. При таком плане деформаций трещины, параллельные слоистости, осевым плоскостям северо-западных складок, а также швы взбросов и сдвиго-взбросов, заложившиеся на предыдущем этапе как закрытые трещины скалывания, оказываются в квадранте, подвергающемся растяжению. Это отчетливо видно на диаграмме (см. рис. 4, б), на которой максимумы полюсов этих трещин заштрихованы. Оба эти максимума лежат в плоскости *AB*, причем с одним из них совпадает выход оси *A*.

Геологические условия на этом этапе существенно отличались от условий предыдущего этапа. Главное отличие, по-видимому, заключалось в значительно меньшем гидростатическом и одностороннем давлении, меньшей «глубинности» процесса. Об этом свидетельствует преобладание хрупких деформаций над пластическими, а также возникновение открытых трещин, заполненных магматическими породами. Особенно показательно образование столь характерных для этого этапа тектонических трещин растяжения, выполненных ортотектитами, и сетчатых инъекций ортотектитов по оперяющим трещинам взбросов.

На четвертом этапе развития тектонической структуры Слюдянского месторождения растяжение в направлении, поперечном к северо-западной складчатости, которое на предыдущем этапе преобладало и привело к расслоению и раскрытию продольных и кососекущих разрывов, сменилось растяжением вдоль оси складок северо-западного простирания (рис. 4, в). При этом возникли две сопряженные системы трещин скалывания — сбросы с азимутами падения СЗ $285^\circ \angle 19^\circ$ и ЮВ $160^\circ \angle 50^\circ$, линия пересечения которых является осью *C* (координаты выхода на верхней полусфере: азимут СВ 58° , зенитный угол 77°). Ось *A* при этом имеет азимут СЗ 324° , зенитный угол 71° ; ось *C* — азимут СЗ 283° , зенитный угол 22° .

При таком плане деформаций раскрылись поперечные трещины отдельности и швы сдвигов и сбросо-сдвигов, заложенные на предыдущем этапе, которые оказались в квадрате растяжения. Трещины эти заполнялись пегматитами, а также флогопитовыми жилами.

На этом этапе также выделяется несколько стадий различных по интенсивности деформаций, протекавших в едином плане. Повторение деформаций привело к повторному приоткрыванию одних и тех же систем трещин. На первой стадии происходило внедрение микроклиновых гранитных пегматитов, образовавших жилообразные и трубообразные тела в поперечных трещинах отдельности и зонах сбросо-сдвигов.

Вторая стадия характеризуется интенсивной циркуляцией гидротермальных растворов, вызвавших метасоматическую переработку пород с образованием скаполитово-диопсидовых метасоматических флогопитоносных тел. Возникновения или раскрытия тектонических трещин не происходило. Циркуляция растворов осуществлялась по сланцеватости, закрытым швам тектонических трещин, контактам между породами различного состава, порам и капиллярам. При этом наиболее мощные и протяженные зоны флогопитоносных метасоматических пород образовались вдоль северо-западных взбросов преимущественно по тектоническим брекчиям, сцементированным ортотектатами. Образование флогопитоносных скаполитово-диопсидовых зон, по-видимому, происходило главным образом путем обменных реакций между гидротермальными растворами и алюмосиликатными породами (метаморфическими и изверженными), т. е. путем инфильтрационного метасоматоза. Образование метасоматических пород с большим удельным весом, чем у исходных алюмосиликатных пород, сопровождалось уменьшением объема и образованием многочисленных мелких неправильных трещин «метасоматической усадки» (Коржинский, 1947), расположенных главным образом поперек метасоматических зон. Резкое местное падение давления на участках развития подобной «контракционной» трещиноватости вызывало отложение в этих трещинах флогопита и кальцита.

Таким образом, основными «рудовмещающими» структурами на рассмотренной стадии формирования месторождения являлись взбросы северо-западного простирания. Они же послужили и главными «рудораспределяющими» структурами, по которым гидротермальные растворы проникли в пределы месторождения.

«Разгрузка» растворов от приобретенных при просачивании через карбонатные толщи компонентов началась уже на контактах с гнейсами средней подсыты, о чем свидетельствуют наблюдаемые здесь многочисленные, хотя и сравнительно маломощные зоны изменения пород. В массовом масштабе обменные реакции происходили главным образом в зонах брекчий внутри средней подсыты. Это вполне естественно, так как огромная поверхность соприкосновения между обломками и цементом способствовала созданию широкого фронта для развития процессов метасоматоза, а извилистые неправильные контуры контактов благоприятствовали замедленному течению растворов.

Образование лестничных и одиночных флогопитовых жил связывается со следующей стадией этого же этапа. Возобновление деформаций в прежнем плане повлекло за собой новое приоткрывание ранее заложенных поперечных трещин отдельности, а также меридиональных и широтных сдвигов, приток гидротермальных растворов и отложение в них диопсида, скаполита, флогопита, кальцита и др. В некоторых случаях происходило повторное приоткрывание трещин, ранее заполненных пегматитами, в других — открывались новые трещины.

Образование трещин происходило не одновременно. В ранние трещины проникли более высокотемпературные растворы, интенсивно изменившие стенки трещин и вызвавшие образование скаполитово-диопсидовых

Схема процесса формирования Слюдянского месторождения

Тектономагматические			План деформаций		Складчатость	Главные системы разрывных смещений и их типы	Главные системы открытых трещин	Метаморфизм, магматические и постмагматические процессы
цикл	этапы	стадии	ось А	ось С				
Верхнеархейский	I	1	ЮВ 135°	ЮЗ 238°	Дисгармоничная течения аз. пад. осев. плоскости ЮЗ 246	Сдвиго-взбросы Аз. пад. СВ 65° \angle 80° Аз. пад. ЮЗ 233° \angle 68°	Аз. пад. ЮЗ246° \angle 70°	Диagenез осадков Региональный метаморфизм, образование гнейсов
		2	Зенитный угол 22°	Зенитный угол 83°				
	II	1	ЮЗ 235°	СЗ 327°	Концентрическая простиран. оси СВ 55°	Сдвиги: Аз. пад. ЮЗ 187° \angle 72° Аз. пад. СЗ 287° \angle 69°	Аз. пад. СВ 65° \angle 80° Аз. пад. ЮЗ233° \angle 68°	Внедрение габбро-диабазов
		2	Зенитный угол 59°	Зенитный угол 86°				
	III	1	СЗ 324°	ЮЗ 183°		Раздвиги: Аз.пад. ЮВ 147° \angle 78° Аз. пад. СЗ 315° \angle 67°	Аз. пад. ЮВ147° \angle 78° Аз. пад. СЗ 315° \angle 67° Аз. пад. СЗ 287° \angle 66° Аз. пад. ЮЗ187° \angle 72°	Последовательное внедрение щелочных пород и ортотектитов Внедрение пегматитов
		2	Зенитный угол 71°	Зенитный угол 22°				
		3						
	IV	2				Сбросы: Аз. пад. ЮЕ 160° \angle 50° Аз. пад. СЗ 285° \angle 19°	Аз. пад. ЮВ 140° \angle 89° Аз. пад. СЗ 187° \angle 72° Аз. пад. СЗ 287° \angle 66°	Инфильтрационный метасоматоз
		3						
							Аз. пад. ЮВ160° \angle 50° Аз. пад. СЗ 285° \angle 19°	Образование флогопитовых жил Образование кварцево-карбонатных прожилков

и флогопитово-диопсидовых пород. От стенок трещин внутри вырастали крупные, хорошо ограненные кристаллы диопсида, скаполита или паргасита. Если трещины при этом не залечивались полностью или происходило их повторное приоткрывание, то на кристаллы скаполита, диопсида и паргасита нарастал флогопит, интенсивно корродируя и частично замещая их.

В последние фазы кристаллизовались кальцит с апатитом. Трещины, заполненные этими минералами, располагаются вдоль осей диопсидово-флогопитовых жил, по их зальбандам, на границе зон диопсида и флогопита. При этом возникали различного рода зональные жилы, с симметричной, асимметричной или неправильной зональностью. В кальците таких жил часто наблюдаются оторванные от стенок жильных трещин ограненные или полугограненные кристаллы флогопита, скаполита или других ранних минералов. Иногда ранее существовавшие жильные трещины в процессе заполнения кальцитом росли по простиранию или падению. При этом образовывались диопсидово-флогопитовые жилы, переходящие по простиранию, падению или восстанию в кальцитовые. Наконец, могли приоткрываться и ранее закрытые трещины и тогда возникали почти мономинеральные кальцитовые жилы. Отложение жильного кальцита, по-видимому, протекало уже при достаточно низкой температуре. Косвенно об этом свидетельствуют неизменные стенки жильных трещин, заполненных кальцитом.

Таким образом, «рудовмещающие» структуры на этой стадии формирования месторождения, которую можно назвать главной стадией промышленного флогопитообразования, представлены поперечными трещинами отдельности гнейсов и сдвигами. Условия для их возникновения, как уже указывалось, были подготовлены на предыдущих этапах. Наиболее благоприятными для образования промышленных жил оказались жесткие локальные участки изоклинальных «диапировидных» структур, возникших в процессе образования складчатости северо-западного направления.

Роль подводящих и распределяющих каналов играли те же структуры, что и на предыдущей стадии. Участки лестничных жил тесно связаны с трещинными структурами северо-западного простирания. Местами жилы полностью пересекают эти структуры и образовавшиеся вдоль структур зоны флогопитоносных метасоматических пород, местами заходят в них лишь своими флангами. Имеются участки, где жилы расположены на некотором расстоянии от этих нарушений. Здесь распределяющими структурами являлись согласные со слоистостью зоны расслаивания.

На последней стадии четвертого этапа тектоническая и гидротермальная деятельность вновь несколько оживилась: образовались тонкие кварцево-карбонатные прожилки с сульфидами, приуроченные к шлам мелких сбросов северо-восточного направления. Общая схема процесса формирования месторождения представлена в таблице.

ЛИТЕРАТУРА

К а л и н и н П. В. Главнейшие типы месторождений флогопита Слюдянского района. Тр. ВИМС, вып. 150, 1939.

К а л и н и н П. В. Минералы слюдянского района. Тр. ВИМС, вып. 150, 1939.

К а л и н и н П. В. и Р о н е н с о н Б. М. Геолого-структурные особенности и генезис Слюдянских флогопитовых месторождений. Сов. геол., сб. 58, 1957.

К о р ж и н с к и й Д. С. Парагенетический анализ кварцосодержащих бедных кальцием кристаллических сланцев архейского комплекса Южного Прибайкалья. Зап. мин. об-во, т. 65, № 2, 1936.

К о р ж и н с к и й Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. Тр. ИГН, вып. 61, 1945.

Коржинский Д. С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. Тр. ИГН, петр. сер., вып. 29, 1947.

Лурье М. Л. и Обручев С. В. Докембрий Восточного Саяна и Хамар-Дабана (стратиграфия и магматизм). Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1950.

Родионов Г. Г. Происхождение форм пегматитовых тел. Тр. ВНИИасбестцемент, вып. 5, 1956.

Роненсон Б. М. Об объективных критериях для стратиграфического расчленения толщ докембрийских кристаллических сланцев. Тр. «Гипронисслюда», вып. 1 (3), 1954.

Роненсон Б. М. Особенности развития структуры Слюдянского рудного поля. Тр. ВНИИасбестцемент, вып. 5, 1956.

Роненсон Б. М. Особенности геологической структуры Слюдянского месторождения и условия локализации флогопитоносных тел. Тр. МГРИ, т. XXXI, 1957.

И. З. САМОНОВ

ОСОБЕННОСТИ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ БЕЛУХИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В 1955 — 1956 гг. автор настоящей статьи с группой студентов Московского института цветных металлов и золота им. М. И. Калинина производил изучение структуры и вещественного состава руд Белухинского кварцево-вольфрамитового месторождения в Восточном Забайкалье. Это месторождение известно с 1912 г., его неоднократно изучали многие исследователи, в частности М. Д. Дроздов (1926 — 1928), О. Д. Левицкий (1939) и И. М. Озеров (1944). Несмотря на это основные структурные особенности месторождения оставались не выясненными.

Основным геологическим документом для месторождения до последнего времени служила геологическая карта масштаба 1:5000, составленная М. Д. Дроздовым, но она не отражает результатов геологоразведочных работ последних десятилетий. В 1946 — 1956 гг. на месторождении был выполнен значительный объем разведочных работ — пройдено большое количество канав, подземных горных выработок и буровых скважин. Большинство этих выработок было осмотрено и задокументировано автором в процессе детального геологического картирования месторождения. Наряду с этим производилось систематическое изучение мелкой трещиноватости вмещающих пород. Все это позволило автору выделить и проследить основные дизъюнктивные нарушения на месторождении, проследить дайковый комплекс пород и изучить взаимоотношения рудных тел с дизъюнктивными нарушениями и дайками. В настоящей статье излагаются краткие результаты структурных исследований, проведенных автором на месторождении.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Белухинское месторождение расположено в центральной части Восточного Забайкалья, в пределах редкометального пояса, выделенного С. С. Смирновым. В соответствии с последней схемой тектонического районирования, предложенной Г. Л. Падалкой, район месторождения входит в состав так называемой Шилка-Газимурской тектонической зоны, имеющей северо-восточное направление. Эта зона охватывает область широкого развития интенсивно дислоцированных ниже-среднеюрских отложений, прорванных мезозойскими интрузиями гранитоидов, и соответствует области главного мезозойского прогиба Восточного Забайкалья. В результате киммерийской (предверхнеюрской) складчатости Шилка-Газимурская зона из области максимального мезозойского прогиба была превращена в крупную антиклинальную структуру, осложненную более мелкими складками второго порядка. К антиклинальным складкам второго порядка приурочиваются крупные мезозойские грани-

тоидные интрузивы, с которыми связывается редкометалльное оруденение.

Район месторождения сложен осадочными, метаморфическими и интрузивными породами палеозойского и мезозойского возраста. Среди палеозойских отложений, имеющих небольшое развитие, выделяются кристаллические сланцы, известняки, кварциты и песчаники. Значительно большим распространением пользуются породы осадочно-метаморфической толщи ниже-среднеюрского возраста, состоящей из песчаников, сланцев и конгломератов, собранных в складки северо-восточного направления. Среди интрузивных пород выделяются два возрастных комплекса: варисский и киммерийский. Первый имеет небольшое

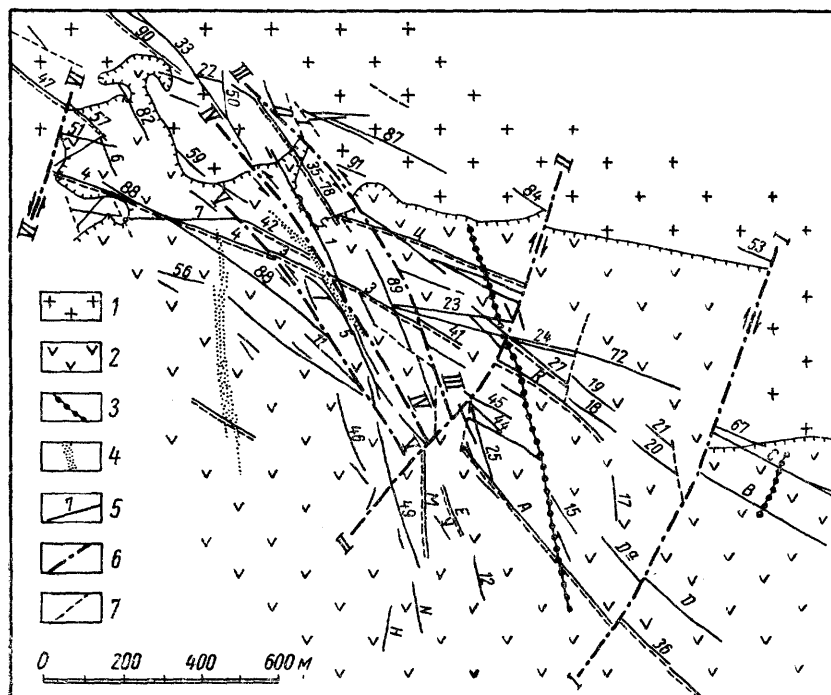


Рис. 1. Структурно-геологическая схема Белухинского месторождения вольфрама

1 — крупнозернистые порфиroidные граниты; 2 — гранодиориты и мелкозернистые биотит-роговообманковые граниты; 3 — дайки гранодиоритов; 4 — дайки кварцевых порфиридов; 5 — кварцевые жилы и их номера; 6 — крупные дайковые дизъюнктивные нарушения; 7 — прочие дизъюнктивные нарушения

распространение и представлен катаклазированными гранитами, второй распространен более широко, для него характерны гранодиориты, порфиroidные граниты и другие гранитоиды.

Заметным развитием в районе, пользуются малые интрузии — штоки и дайки гранит- и гранодиорит-порфиридов, порфиридов и кварцевых порфиридов, которые прослеживаются в виде полосы северо-восточного направления, проходящей несколько южнее Белухинского и Букуинского месторождений. Полоса этих интрузивных тел, по-видимому, приурочена к зоне деформации мезозойских гранитоидов.

В тектоническом отношении Белухинское месторождение располагается в центральной части Шундя-Белухинского антиклинала, усложняющего обширную Шилка-Газимурскую тектоническую зону. В пределах рудного поля распространены только интрузивные гранитоидные породы. Среди них выделяются три типа: 1) биотит-роговообманковые гранодиориты, занимающие центральную и юго-восточную части руд-

ного поля, 2) мелкозернистые биотит-роговообманковые граниты, распространенные на ограниченной площади в центральной части месторождения, и 3) крупнозернистые порфиroidные граниты, которые занимают западную и северную части месторождения. Все они послесреднеюрские, относительно более древние из них гранодиориты, более молодые — крупнозернистые, порфиroidные граниты.

Дайковый комплекс на месторождении представлен гранодиорит-порфирами, кварцевыми порфирами, гранофирами, аплитами и пегматитами. Гранодиорит-порфиры образуют невыдержанные тела сложной формы, размером от 2 до 20—30 м², реже больше. Гранодиорит-порфиры, вероятно, генетически связаны с мелкозернистыми гранитами, так как они встречаются только среди гранодиоритов и мелкозернистых гранитов, и секутся прожилками порфиroidных гранитов. Гранофиры и кварцевые порфиры образуют выдержанные, мощные (до 8—10 м) дайковые тела, секущие все гранитоиды, включая порфиroidные граниты, с которыми они, вероятно, связаны генетически. Взаимоотношения их наблюдать не удалось. Аплиты распространены среди всех разновидностей гранитоидов; пегматиты в виде маломощных (10—20 см) жил и гнезд встречаются только среди порфиroidных гранитов.

На месторождении известно свыше 100 кварцево-вольфрамитовых жил мощностью от 10 до 40 см. Как показано на тектонической схеме месторождения (рис. 1), жилы имеют преимущественное северо-западное простирание с отклонением до широтного и субмеридионального. Падение жил юго-западное под углами 60—80°. Большая часть кварцевых жил имеет выдержанное направление простирания и близкие углы падения.

Морфология рудных тел различна на различных участках. Преимущественно это выдержанные жилы, состоящие из одной или нескольких параллельных ветвей. На отдельных же участках, особенно в местах сочленения жил различных направлений, морфология рудных тел значительно усложняется; нередко от основной жилы отходит серия апофиз и мелких прожилков, сочленяющихся друг с другом. Рудные жилы обычно имеют ровные и четкие контакты с вмещающими гранитоидами. Последние часто отделены от рудных тел тонкой слюистой оторочкой (2—5 мм) и по контакту грейзенизированы (на 5—10 см).

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ДИЗЬЮНКТИВНЫХ НАРУШЕНИЙ, ДАЕК И РУДНЫХ ЖИЛ

Важное рудоконтролирующее значение на месторождении имеют крупные дизьюнктивные нарушения северо-восточного направления с падением на северо-запад под углом 50—60° и северо-западного — с падением на юго-запад под углом 60°. Эти нарушения имеют характер зон интенсивно смятых, раздробленных и каолинизированных гранитоидов, они прослеживаются по простиранию до 1000 м и более при мощности от 1—2 до 6—8 м. В пределах этих зон нередко наблюдаются жилы и линзообразные тела халцедоновидного кварца, гнезда и прожилки рудного кварца, реже маломощные пологие жилы, обогащенные вольфрамитом (западный конец кваршлага 19, юго-восточный конец штрека 100 б).

Рудные тела ведут себя различно по отношению к этим крупным дизьюнктивным нарушениям, что хорошо видно на геологическом плане горизонта штольни 6 (рис. 2), составленном на основании данных горных и буровых работ с учетом геологических особенностей поверхности и уже отработанных верхних горизонтов месторождения (горизонты штолен 34, 45 и 43—46). Так, жила 49 без каких-либо изменений сечет зону нарушения в кваршлага 19. Жила 24 вблизи этого нарушения резко обрывается, после нарушения без резких изменений в мощности появ-

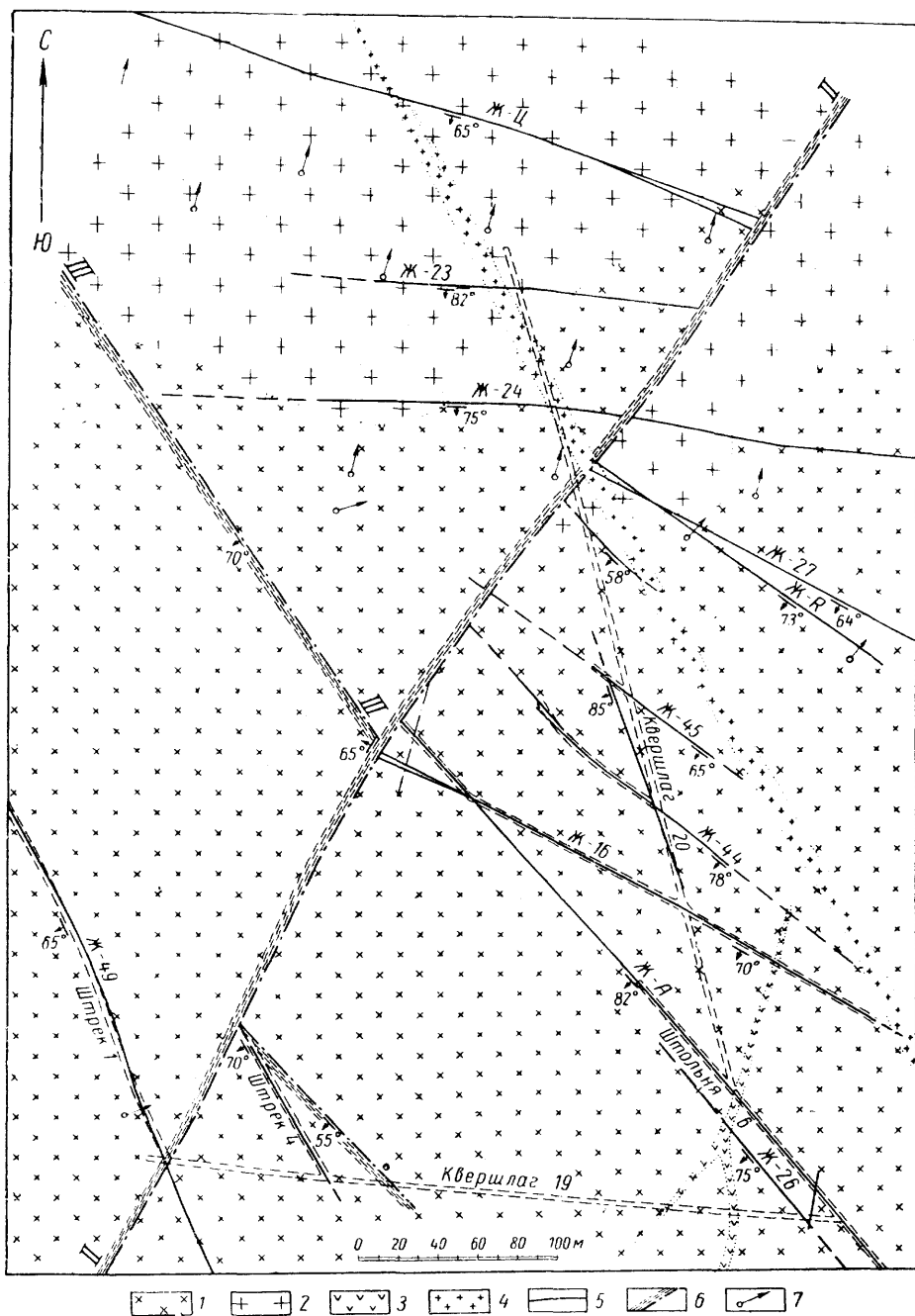


Рис. 2. Геологический план горизонта штольни № 6

1 — гранодиориты; 2 — порфиридные граниты; 3 — гранодиорит-порфиры; 4 — гранофелсы; 5 — кварцевые жилы; 6 — дизъюнктивные нарушения, сопровождающиеся зонами рассланцованных и раздробленных пород; 7 — скважины и их направление

ляется снова, что наблюдалось в штреке 74 штольни 43. Жилы 27, 23, 16, 44 и другие вблизи этого нарушения тупо выклиниваются и по другую сторону зоны нарушения не прослеживаются. Такое тупое выклинивание вблизи крупных дизъюнктивных нарушений как северо-восточного, так и северо-западного направлений характерно для многих жил месторождения (жилы В, С, Ц, 87 и другие). Некоторые исследователи (М. Д. Дроздов, И. М. Озеров) считали эти дизъюнктивные нарушения послерудными, но их попытки найти «сброшенные» части рудных жил обычно кончались безуспешно.

Не менее интересны взаимоотношения крупных дизъюнктивных нарушений с дайками. Так, мощная дайка кварцевых порфиров внедри-

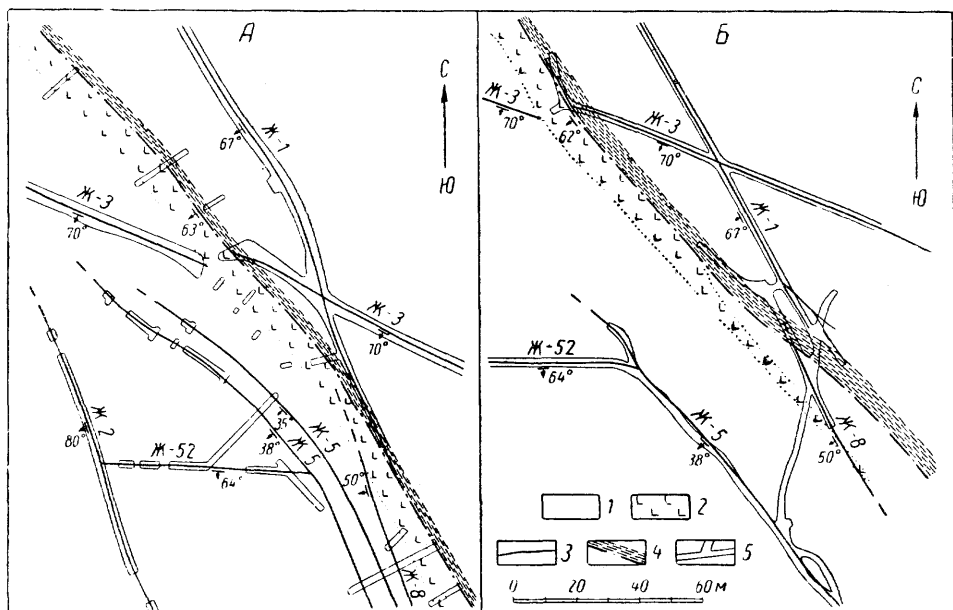


Рис. 3. Ложное пересечение жилы № 3 дайкой кварцевого порфира

А — поверхность; Б — горизонт штольни 40

1 — гранодиорит; 2 — кварцевый порфир; 3 — кварцевые жилы; 4 — дизъюнктивное нарушение, сопровождающееся зоной рассланцованных и раздробленных пород; 5 — поверхностные и подземные горные выработки

лась вдоль хорошо разработанного нарушения северо-западного простирания (IV—IV), раздвинула его бока на 8—10 м, тем самым сместив рудовмещающую структуру жилы 3 на 8—10 м к югу. После выполнения этой структуры рудным кварцем создалось ложное впечатление пересечения жилы 3 дайкой кварцевого порфира (рис. 3). Эта дайка на протяжении свыше 200 м прослеживается в всячем боку зоны нарушения и имеет выдержанную мощность в 8—10 м, на юго-восточном фланге она отходит от зоны нарушения и быстро выклинивается.

Другая дайка кварцевого порфира, имеющая меридиональное направление, сечется рудными жилами 4 и 88. Интересно, что мощная зона смятия, сопровождающая жилу 4 в порфировидных и мелкозернистых гранитах, резко обрывается в контакте с дайкой кварцевого порфира, по выходе же жилы из дайки эта зона появляется снова.

Третья дайка, образованная гранофирами, сечет дизъюнктивное нарушение II—II без признаков смещения, тогда как положение контакта гранодиоритов с порфировидными гранитами свидетельствует о наличии сдвигового перемещения по этому нарушению (см. рис. 2). Трещинова-

гость дайковых пород значительно слабее трещиноватости вмещающих пород. Однако, как дайки, так и вмещающие их гранитоиды характеризуются одними и теми же максимумами трещиноватости.

Все сказанное выше свидетельствует о том, что крупные дизъюнктивные нарушения и рудовмещающие трещины были образованы еще до внедрения даек кварцевых порфиров и гранофилов. Кварцево-вольфрамитовые жилы являются более поздними образованиями по сравнению с дайковыми породами. Последайковые, внутри- и послерудные подвижки не внесли существенных изменений в структуру месторождения.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Однородность вмещающих пород месторождения и то обстоятельство, что основные направления трещиноватости на участке были заложены еще в додайковое время, затрудняют расшифровку характера трещин, вмещающих рудные и дайковые тела, а также крупных дизъюнктивных нарушений и направлений перемещений по ним.

Поэтому при анализе истории развития структуры месторождения могут быть использованы только ограниченные наблюдения над соотношением крупных дизъюнктивных нарушений с дайками и рудными жилами, наблюдения над морфологией и взаимоотношением трещин различных направлений и косвенные геологические данные, вытекающие из особенностей геологического строения месторождения.

Сложный длительный процесс формирования основных структурных элементов месторождения можно разделить на четыре этапа: додайковый, дорудный, последайковый, внутрирудный и послерудный.

Додайковый этап по времени совпадает с заключительными фазами формирования в центральной части Восточного Забайкалья киммерийской (после J_1 — J_2 до J_3) складчатости северо-восточного направления и окончательным становлением интрузий гранитоидов. В это время на месторождении были заложены три основные системы трещин сопряженных со складчатостью: 1) сколовых — СВ $20-30^\circ$ с падением на СЗ $50-60^\circ$; 2) сколовых — СЗ $295-310^\circ$ с падением на ЮЗ 60° ; 3) отрывных — СЗ $330-340^\circ$ с падением на ЮЗ 60° (рис. 4, А).

Последующие тектонические движения вызвали подвижки типа сдвигов по наиболее разработанным сколовым трещинам северо-восточного направления (I—I, II—II), вдоль них образовались мощные зоны смятия и дробления. Блоки, вмещающие трещины скола и отрыва северо-западного направления, были смещены по нарушениям северо-восточного простирания (рис. 4, Б). Эти подвижки привели к возникновению трещин скалывания и отрыва сопряженных с дизъюнктивами северо-восточного простирания (см. положение жил М и 27 на рис. 4).

Часть ранее заложённых трещин отрыва в это время была использована для подвижек сколового характера, сопряженных с дизъюнктивными нарушениями северо-восточного направления (III—III, IV—IV, V—V); по этим трещинам происходили подвижки и вдоль них образовывались мощные зоны смятия и дробления (рис. 4, В). Эти подвижки, в свою очередь, привели к возникновению сопряженных с дизъюнктивными нарушениями северо-западного простирания трещин скола (см. положение жил 1, 8, 49) и отрыва (жилы 88, 10, 11). К моменту внедрения даек кварцевых порфиров и гранофилов крупные дизъюнктивные нарушения и рудовмещающие трещины уже существовали.

Последайковый, дорудный, этап характеризуется подновлением ранее заложённых трещин. В дайках развивается трещиноватость тех же направлений, что и во вмещающих гранитоидах, но значительно более слабая.

Во время рудоотложения план деформации сохранялся, сохранялось и направление подвижек вдоль дизъюнктивных нарушений северо-запад-

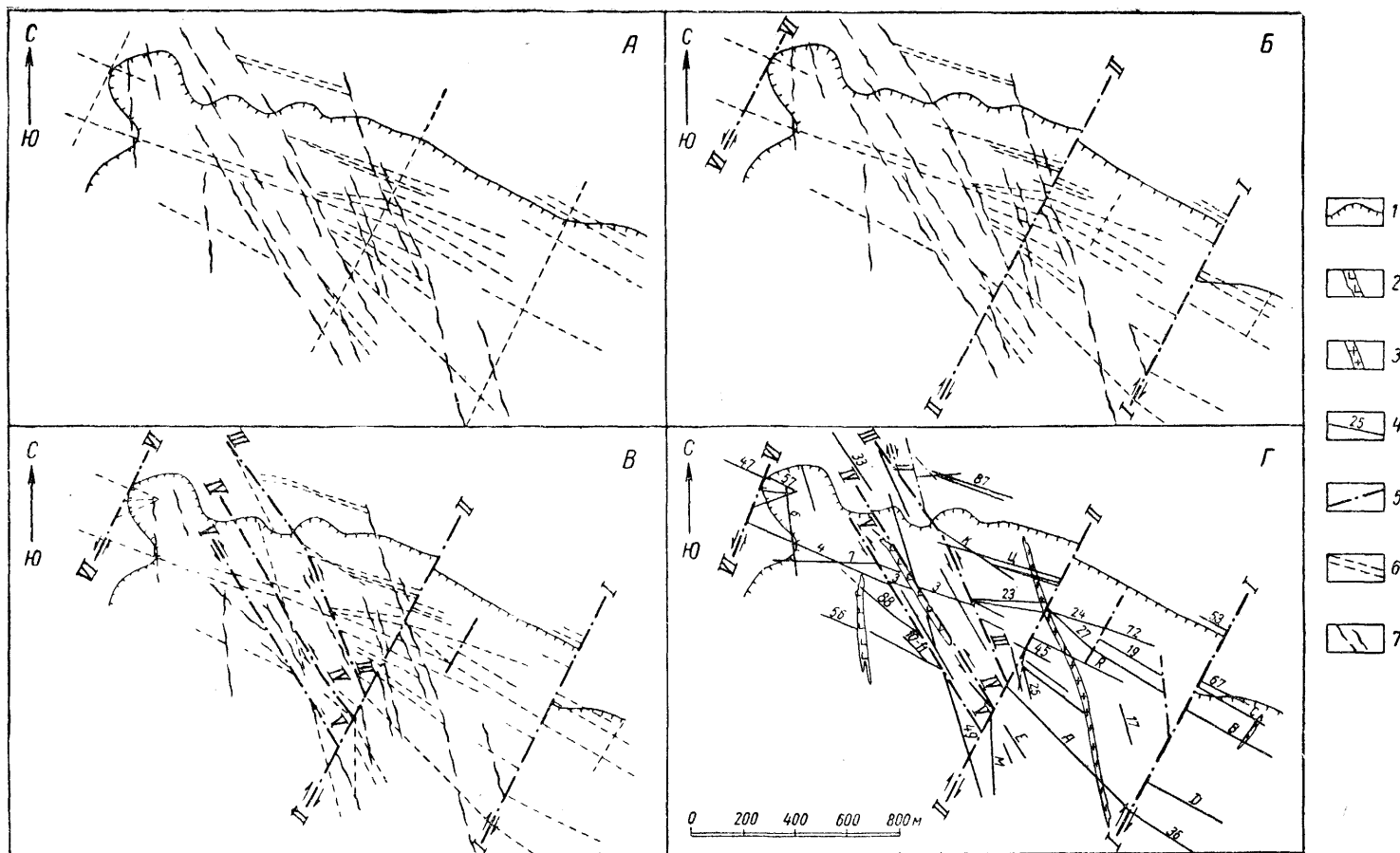


Рис. 4. Последовательность развития структуры Белухинского месторождения

А — заложение двух систем сколовых трещин и одной системы трещин отрыва, сопряженных со складчатостью района; Б — смещение по дизъюнктивным нарушениям северо-восточного простирания сколовых трещин и трещин отрыва северо-западного простирания; В — смещение по сколовым нарушениям (III—III, IV—IV, V—V), сопряженным с нарушением II, эти нарушения используют ранее заложённые трещины отрыва северо-западного простирания; Г — внедрение даек кварцевых порфиров и гранодиоритов и последующее образование рудных жил, во время рудоотложения приоткрывались только трещины северо-восточного простирания; I — контакт порфиридных гранитов с гранодиоритами и мелкозернистыми гранитами; 2 — дайки кварцевых порфиров; 3 — дайки гранодиоритов; 4 — рудные жилы; 5 — дизъюнктивные нарушения; 6 — трещины скалывания; 7 — трещины отрыва

ного простирания (III — III, IV — IV, V — V). Эти подвижки привели к тому, что трещины северо-западного направления ($290 — 310^\circ$), первоначально образовавшиеся как сколы, сопряженные с общим направлением складчатости в районе, были приоткрыты и оказались доступными для проникновения рудоносных растворов. Сколовые же трещины северо-восточного простирания в это время были закрыты, поэтому рудные жилы этого направления для месторождения не характерны. Кварцево-вольфрамитовые жилы, использовавшие сколовые трещины, являются наиболее выдержанными (жилы 4, 3, Ц, С, А и др.), а жилы, следующие по разрывным трещинам (88, 10, 11, 5 и др.), характеризуются меньшей выдержанностью и значительно более сложной морфологией. Крупные дизъюнктивные нарушения во время рудоотложения служили своеобразными экранами, поэтому многие жилы вблизи них тупо выклиниваются.

Внутрирудный этап ознаменовался подновлением хорошо разработанных дизъюнктивных нарушений. Это вызвало повторное приоткрытие части рудовмещающих трещин и проникновение в них халцедоновидного кварца в виде жил и линзообразных тел, следующих вдоль жил, сложенных крупнокристаллическим кварцем с вольфрамитом и сульфидами (жилы 3, 4, 90, А, Ц и др.).

Послерудный этап характерен подвижками по ранее образованным дизъюнктивным нарушениям с амплитудами, редко превышающими 10—20 см. Об этом свидетельствуют редкие зеркала скольжения в крупнокристаллическом и халцедоновидном кварце (жилы 90, 4, 3), а также дробление и смещение рудных тел на небольших участках.

Белухинское месторождение характеризуется резко выраженной дорудной тектоникой. Три основных направления трещин на месторождении были заложены в додайковый этап как сопряженные с общим направлением складчатости в районе. Дифференцированные блоковые подвижки по трещинам северо-восточного ($СВ 20 — 30^\circ$) и северо-западного ($СЗ 320 — 340^\circ$) простирания привели к образованию вдоль них крупных зон расщепления и дробления, сопровождающихся серией сопряженных трещин скалывания и разрыва.

В течение внутрирудного и послерудного этапов план деформации участка сохранялся. Незначительные подвижки, происходившие в это время по ранее разработанным дизъюнктивным нарушениям, не дали существенных изменений в строении месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

Дроздов М. Д. Белухинское месторождение вольфрамита. В кн. «Месторождения редких и малых металлов СССР», т. I. Изд. АН СССР, 1939.

Левинский О. Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья. В кн. «Месторождения редких и малых металлов СССР», т. II. Изд. АН СССР, 1939.

А. В. ДРУЖИНИН

СТРУКТУРА ДАВЕНДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

При изучении структур рудных месторождений, когда вмещающими породами являются интрузивные образования, должна быть использована вся сумма фактов, поясняющих внутреннее строение интрузивов (ориентировка вкрапленников, полосчатости, наличие шпир и ксенолитов), а также освещающих относительный возраст и пространственное положение даек различного состава и их форму. Дайки в этих случаях являются своеобразными «маркирующими горизонтами» при расшифровке истории развития структуры месторождения. Для установления характера подвижек, происходивших во время внутрирудного этапа, наряду с трудоемкими петротектоническими исследованиями, должны быть в первую очередь использованы данные по изучению стадийности рудообразования.

Ниже кратко излагаются результаты изучения структуры Давендинского молибденового месторождения в Восточном Забайкалье, проведенные с учетом этих требований.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В геологическом строении района участвуют почти исключительно изверженные породы. Осадочные образования, представленные сланцами, известняками и песчаниками, имеют незначительное распространение и фаунистически не охарактеризованы. По аналогии с соседними районами Восточного Забайкалья и Дальнего Востока возраст осадочных пород условно принимается как среднепалеозойский.

Многочисленные и разнообразные интрузивные породы по минералогическому составу, степени катаклаза и пространственному положению подразделяются на три группы. К первой группе относятся гнейсированные гранодиориты, диориты и габбро, слагающие две полосы северо-восточного простирания, прослеживающиеся к северу и к югу от месторождения. Они прорывают и метаморфизуют осадочные отложения среднего палеозоя. Вторая группа представлена порфировидными среднезернистыми биотитовыми гранитами, лейкократовыми средне- и мелкозернистыми гранитами. Эти породы слагают центральную часть района, образуя полосу северо-восточного простирания шириной 20—25 км, разделяющую области развития интрузивных пород первой группы. Породы второй группы обычно не гнейсированы, но в центральной (осевой) части они также несут следы раздавливания и катаклаза. Наконец, к третьей группе, объединяющей наиболее молодые интрузивные породы, относятся гигантопорфировые граниты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и другие, тяготеющие к зоне катаклаза гранитоидов второй группы. Они образуют штоки и дайки различного простирания.

Интрузивные породы первой группы мы условно относим к раннему, а второй группы — к позднему этапам варисского магматического цикла. Формирование пород третьей группы связываем с проявлениями киммерийского интрузивного цикла. Однако не все исследователи района придерживаются такой точки зрения. Разногласия имеются главным образом относительно возраста интрузивных пород второй группы. Некоторые исследователи (С. Г. Галабурда, А. А. Демин, М. Б. Бородаевская и др.) считают эти породы производными древнекиммерийского интрузивного комплекса.

В структурном отношении район месторождения представляет собой крупный синклинорий, центральная часть которого складывается интрузивными породами позднего этапа варисского тектономагматического цикла и киммерийскими интрузиями, а крылья — гнейсированными породами (гранодиориты, габбро и диориты) раннего этапа варисского тектономагматического цикла и метаморфизованными осадочными образованиями.

Важнейшей структурной единицей района является зона смятия, приуроченная к осевой части полосы развития поздневарисских интрузий. Они характеризуются резким катаклизмом вмещающих гранитоидов, развитием различных даек и гидротермальных образований — кварцево-турмалиновых, кварцево-молибденитовых и кварцевых жил. В этой зоне смятия и располагается Давендинское месторождение.

Участок Давендинского месторождения сложен исключительно изверженными породами — порфиroidными и среднезернистыми биотитовыми и лейкократовыми гранитами, пересекаемыми дайками различного состава. В отдельных участках среди гранитов встречаются ксенолиты габбро и диоритов.

Дайки в пределах месторождения распределяются чрезвычайно неравномерно, чаще образуя полосы северо-восточного простирания, к которым приурочены кварцево-молибденитовые жилы с крутым падением на юго-восток. Устанавливается следующая последовательность внедрения даек:

- 1) аплиты, пегматиты;
- 2) лампрофиры типа спессартита;
- 3) диоритовые порфиры;
- 4) кварцевое микрогаббро;
- 5) кварцевые порфиры, граносиенит-порфиры.

Формирование рудных тел, которое происходило после внедрения даек кварцевых порфиров и граносиенит-порфиров, протекало в четыре стадии: кварцево-пиритовую, кварцево-молибденитовую, кварцево-турмалиновую и кварцево-карбонатную. Минералогический состав руд простой: молибденит крупно- и мелкочешуйчатый, пирит, висмутин, турмалин, карбонат; редко встречаются халькопирит, галенит, сфалерит, золото и тетрадимит. На месторождении развита зона окисления, глубина которой достигает 80 м.

СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Структура месторождения сформировалась в результате последовательной смены нескольких этапов деформации, среди которых можно выделить шесть главных:

- 1) древний (период внедрения гранитов);
- 2) этап деформации, в течение которого были образованы план-параллельные текстуры в гранитах;
- 3) додайковые (ранний и поздний);
- 4) дорудный;
- 5) внутрирудный;
- 6) послерудный.

Приводим краткую характеристику этих этапов.

Наиболее древними деформационными структурами в пределах месторождения следует считать трещины в ксенолитах габброидных пород среди гранитов. Последние, выполняя эти трещины, образуют в ксенолитах прожилки протяженностью до 2—5 м и мощностью от нескольких миллиметров до 5—10 см, преимущественно ориентированные в меридиональном и северо-восточном направлениях.

Однако в связи с тем, что под влиянием внедряющейся магмы ксенолиты изменяли свое первоначальное положение, изучение трещин в них не могло дать ответа об условиях формирования структуры месторождения в рассматриваемый момент.

Характерной особенностью палеозойских гранитов, играющих доминирующую роль в геологическом строении района и участка место-

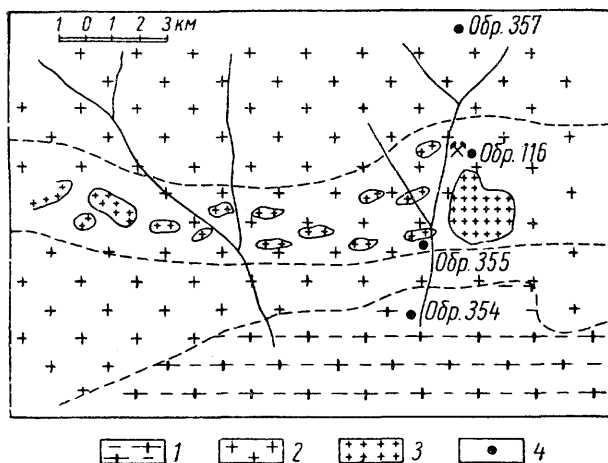


Рис. 1. Схема взятия ориентированных образцов в районе Давыденского месторождения

1 — палеозойские гранитоиды 1-го этапа; 2 — палеозойские гранитоиды 2-го этапа; 3 — тела малых интрузий (кimmerийские); 4 — места взятия ориентированных образцов

рождения, является развитие в них полосчатых текстур. Полосчатость заметна довольно отчетливо и выражается в ориентированном расположении в породах темноцветных минералов. Вкрапленники полевого шпата в порфириновидном биотитовом граните только изредка обнаруживают тенденцию к ориентированному расположению.

Специальные наблюдения, проведенные автором над полосчатостью гранитов, позволили установить, что последняя ориентирована главным образом в северо-восточном направлении и реже в широтном. Преобладающее северо-восточное направление полосчатых план-параллельных текстур совпадает с простираем большинства даек и рудных тел. Углы падения полосчатости крутые, от 70 до 90°, с падением в северные и южные румбы.

Большинство исследователей района (Н. А. Елисеев, 1947; А. А. Демин, С. Г. Галабурда и др.) придерживается той точки зрения, что полосчатость в гранитах образовалась в результате магматического течения в процессе формирования плутона в палеозойское время.

Наблюдения автора не подтверждают магматического происхождения полосчатости. Установлено, что полосчатые план-параллельные текстуры проявлены почти повсеместно в палеозойских гранитоидах раннего этапа, в то время как в гранитах позднего этапа полосчатость наблюдается только в пределах полосы развития мезозойских интрузий.

К северу, за пределами мобильной зоны, на площади развития палеозойских интрузивных пород позднего этапа в биотитовых гранитах полосчатых текстур не наблюдается и темноцветные минералы ориентировки не обнаруживают. Для изучения природы полосчатости по линии вкрест простирания полосы палеозойских и киммерийских интрузивов было взято и изучено несколько ориентированных образцов гранитов (рис. 1).

Образец 116. Порфиroidный биотитовый гранит. Шлиф срезан перпендикулярно видимой полосчатости. Ориентировка кварца на диаграмме (рис. 2, А) отвечает типичному *B*-тектониту. Выход оси *B* относительно центра диаграммы смещен кверху на 30—35°.

Образец 354. Гнейсированный гранодиорит. Из этого образца было изготовлено два шлифа, перпендикулярные друг к другу. Шлиф 354а срезан в вертикальной плоскости, причем плоскость среза с видимой полосчатостью образует угол, равный 30—35°. Диаграмма ориентировки кварца обнаруживает пояс, определяющий положение оси *B* (рис. 2, Б). Выход оси *B* смещен кверху от центра диаграммы. Шлиф 354б, срезан в горизонтальной плоскости перпендикулярно к шлифу 354а. Шлиф дает совершенно аналогичную ориентировку кварца, причем пояс не проходит через центр диаграммы (рис. 2, В). Если учесть, что этот шлиф перпендикулярен к шлифу 354, А, то после соответствующего поворота диаграммы мы получим довольно хорошее совпадение ее с диаграммой шлифа 354а.

Образец 355. Биотитовый среднезернистый гранит. Из полученной диаграммы (рис. 2, Г) видно, что ориентировка кварца отвечает типичному *B*-тектониту.

Образец 357. Биотитовый среднезернистый гранит без видимой полосчатости. Диаграмма оптических осей зерен кварца не обнаруживает определенной их ориентировки (рис. 2, Д).

Рассматривая приведенные диаграммы, видим, что все они (кроме образца 357) обнаруживают довольно отчетливое поясное строение, причем пояс ориентировки получается явно скошенным, и выход оси *B* приходится не в центре диаграмм. Эти диаграммы позволяют отнести анализируемые породы к типичным *B*-тектонитам и точно фиксировать положение оси *B* в пространстве.

Ось *B* имеет северо-восточное, близкое к широтному простирание. На диаграммах (см. рис. 2, А, Б, В, Г) ось *B* склоняется на северо-восток под углом 25—30° к горизонту. При сопоставлении приведенных диаграмм ориентировки кварца с положением полосчатости легко видеть полное совпадение направления оси *B*-тектонитов с направлением наиболее четко выраженной северо-восточной полосчатости.

Из анализа приведенных диаграмм становится ясно также, что полосчатость в гранитах является результатом тектонической деформации, а не магматического течения. Ориентировка кварца обусловлена дифференциальными движениями компонентов породы в процессе тектонического течения, возникшего в результате деформирующих усилий.

Как уже указывалось, полосчатость и катаклиз отчетливо проявлены в гранитоидах позднего этапа палеозойского тектономагматического цикла только в узкой полосе развития даек (древних и более молодых). Эта полоса представляет собой нарушенную зону, получившую название зоны смятия. Катаклиз и следы раздавливания несут на себе лампрофиры, являющиеся дериватами палеозойской интрузии.

Милонитизация в дайках лампрофира наблюдается с обеих боков, иногда же только со стороны висячего бока. Ширина полосы, затронутой милонитизацией, варьирует от 1—2 см до 0,6—0,7 м. Сланцеватость в милонитизированных зонах сложных по форме лампрофировых даек не обнаруживает никакой связи или пространственного совпадения с полосчатыми текстурами в гранитах. Часто она имеет направление, перпен-

дикулярное к полосчатым текстурам. Это указывает на то, что расщепление лампрофировых даек происходило после того, как были катаклазированы граниты с образованием в них полосчатости. Диоритовые порфиры, которые, очевидно, связаны с более молодой (киммерий-

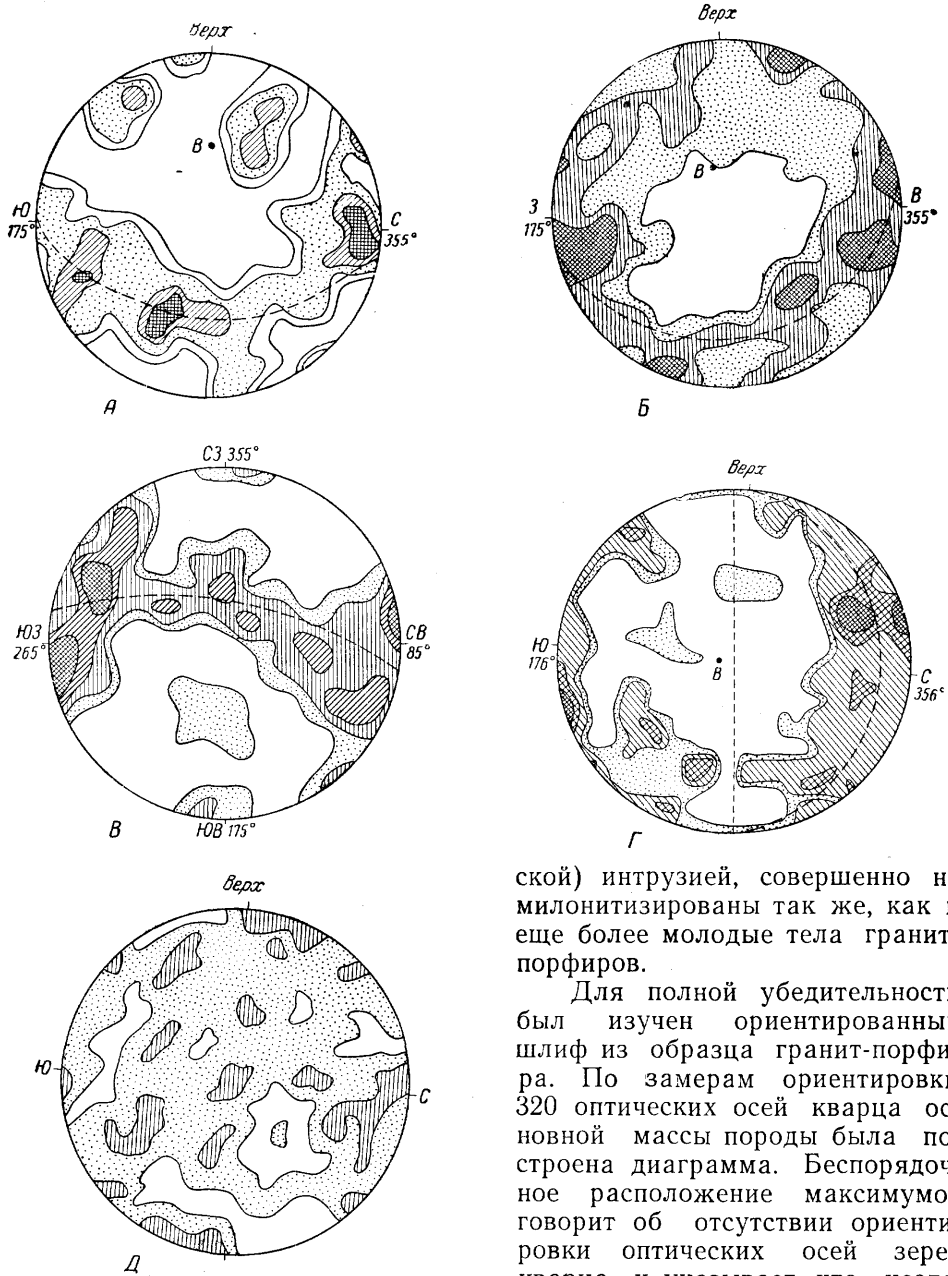


Рис. 2. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца

А — порфировидный биотитовый гранит, шлиф вертикальный и перпендикулярный полосчатости; 195 замеров; плотность 0,5—1—2—3 < %; Б — гнейсированный гранодиорит, шлиф вертикальный и перпендикулярный полосчатости; 370 замеров; плотность 0,5—1—2 < %; В — там же, шлиф горизонтальный; 250 замеров; плотность 1—2—3 < %; Г — биотитовый гранит; 340 замеров; плотность 0,5—1—2—3 < %; Д — биотитовый гранит, шлиф вертикальный; 270 замеров; плотность 0,5—1—2 < %

ской) интрузией, совершенно не милонитизированы так же, как и еще более молодые тела гранит-порфиров.

Для полной убедительности был изучен ориентированный шлиф из образца гранит-порфира. По замерам ориентировки 320 оптических осей кварца основной массы породы была построена диаграмма. Беспорядочное расположение максимумов говорит об отсутствии ориентировки оптических осей зерен кварца и указывает, что исследуемая порода деформации не подвергалась. Из этого следует, что деформации в гранитном массиве произошли до внедрения палеозойских лампрофиров и тем более киммерийских диоритовых порфиритов и гранит-порфиров.

Дериватами более древних (палеозойских) гранитных интрузий являются жилы аплитов, пегматитов и дайки лампрофириров типа спессартига. Нарушения, которые предопределили положение этих даек, мы считаем ранними додайковыми деформационными структурами. Мы относим указанные типы жильных пород к палеозойскому интрузивному комплексу, основываясь на их более древнем возрасте по сравнению с другими дайками. Подтверждают наше заключение также проявления катаклаза и милонитизации, отмеченные в этих дайках, что отличает их от гигантопорфировых гранитов и других более молодых образований, не несущих следов катаклаза.

С более молодыми (киммерийскими) гигантопорфировыми гранитами связывается образование даек и штокообразных тел гранит-порфира, даек диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров, кварцевых и граносиенит-порфиров. Дизъюнктивные нарушения, которые выполнены производными киммерийской интрузии, мы считаем сформированными в поздний этап додайкового периода.

К наиболее древним тектоническим нарушениям, проявившимся в гранитном массиве в палеозойское время, относятся нарушения со следующими элементами залегания:

1. Простираение северо-восточное ($15-60^\circ$), падение на северо-запад, угол падения $10-50^\circ$.
2. Простираение широтное ($270-285^\circ$), падение на север, угол падения $30-40^\circ$.
3. Простираение северо-восточное, падение на северо-запад, угол падения $70-80^\circ$.

Эти нарушения очень немногочисленны и оказались выполненными аплитами и пегматитами.

Дайки северо-восточного и широтного простираения с относительно пологими углами падения соответственно на северо-запад и север характеризуются плоскопараллельными контактами и выдержанностью по падению. Для них также чрезвычайно характерно ленточное строение и малая мощность ($0,1-0,2$ м). Нарушения, предопределившие положение этих даек аплитов и пегматитов, представляют собой трещины скалывания и по характеру подвижек по ним отвечают надвигам.

Дайки северо-восточного простираения с крутыми ($70-80^\circ$) углами падения на северо-запад имеют сложную форму. Отличительной особенностью их являются криволинейные, извилистые контакты, невыдержанность по простираению и падению. Это обстоятельство позволяет с наибольшей вероятностью считать нарушения, вмещающие эти дайки, трещинами отрыва.

Более поздними по сравнению с пологими северо-восточными и широтными, а также крутыми северо-восточными трещинами, выполненными аплитами и пегматитами, являются тектонические нарушения, вмещающие лампрофиры. Большинство лампрофировых даек имеет северо-восточное и широтное простираение. Мощность их колеблется от $5-10$ см до $4-5$ м. Дайки лампрофириров по условиям залегания и мощности можно разделить на две группы: 1) пологие, малой ($0,2-0,3$ м) мощности и 2) крутые, более мощные.

Крутые дайки по сравнению с пологими характеризуются исключительно сложными формами. Отличительными морфологическими особенностями их являются угловатые формы тел, резкое скачкообразное изменение мощности, наличие апофиз и частое тупое выклинивание. Многие дайки представляют собой короткие, «обрубки», заключенные между додайковыми тектоническими нарушениями, на что указывают резко выраженные контактовые зоны закалки даек вблизи этих нарушений.

Наблюдения над формой даек лампрофириров показали, что последние ограничиваются трещинами различного простираения и падения. Анализ диаграммы (рис. 3), построенной по элементам залегания этих тре-

щин, дает основание полагать, что к моменту внедрения лампрофиров гранитоиды были разбиты по крайней мере пятью системами трещин. Две из этих систем трещин (максимумы II, IV) на основании наличия смещений, развитых вдоль даек пегматитов, аплитов и ксенолитов габбро, могут быть отнесены к трещинам скалывания, образующимся, как известно, в обстановке сжатия. Однако в момент внедрения лампрофиров обстановка была иной. Многочисленные факты подтверждают, что в этот момент происходили подвижки типа сбросов, которые характерны для обстановки растяжения.

В поздний этап додайкового периода образовались трещины северо-западного простирания с крутыми углами падения на северо-восток и юго-запад. Эти нарушения, возникшие к моменту внедрения кварцевых микрогаббро, граносиенит-порфиров и кварцевых порфиров и выполненные ими, можно с уверенностью отнести к трещинам отрыва на том основании, что вдоль них не наблюдается смещения более ранних даек. Например, дайка диорит-порфиров северо-восточного простирания, которая в штольне № 1 (на расстоянии 410—420 м от устья) и на других горизонтах рассечена дайкой кварцевого микрогаббро, совершенно не смещена вдоль последней.

Перед возникновением трещин отрыва северо-западного простирания были приоткрыты заложенные на раннем этапе трещины северо-восточного простирания, в которые и внедрились дайки диоритовых порфиритов.

Рудные тела на месторождении представлены кварцево-молибденовыми жилами, преимущественно северо-восточного ($40-80^\circ$) простирания, с крутыми углами падения на юго-восток и северо-запад. Только одна жила и ряд небольших прожилков имеют северо-западное простирание и крутое падение на юго-запад. Рудные тела характеризуются значительной протяженностью, выдержанностью элементов залегания по простиранию и падению, а также наличием небольших апофиз, отходящих от обеих жил в широтном направлении и падающих к северу.

Морфология рудных тел относительно простая. В большинстве случаев имеет место плавное изменение мощности жилы, но нередко наблюдаются и резкие скачки. Большинство жил, а также их апофиз, приурочено к контактам даек с гранитами.

Главную роль в локализации молибденового оруденения играли дорудные тектонические нарушения. Для выяснения генезиса рудовмещающих трещин производились массовые замеры элементов залегания кварцевых и кварцево-молибденовых жил и прожилков, развитых на участке месторождения, а также минерализованных тектонических нарушений. При этом особое внимание обращалось на положение более ранних структурных элементов (нарушений, контактов даек) по отношению к рудовмещающим трещинам.

На основании массовых замеров элементов залегания рудных тел и кварцевых прожилков была построена диаграмма, анализ которой показал, что рудная минерализация проявляется вдоль трещин нескольких систем со следующими элементами залегания.

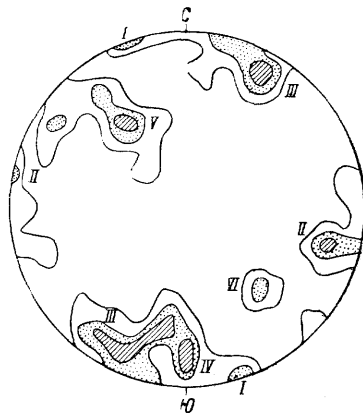


Рис. 3. Диаграммы элементов залегания плоскостей, ограничивающих тела лампрофиров; 50 замесов; плотность 1—3—5—7—9°

1. Трещины северо-восточного (70°) простирания с падением на юго-восток под углом 70° (максимум 1).

2. Трещины северо-восточного (55°) простирания с падением на северо-запад под углом 60° (максимум 2).

3. Трещины широтного простирания с падением на юг под углом 70° (максимум 3).

4. Трещины широтного простирания с падением на север под углом 85° (максимум 4).

Рудовмещающие трещины северо-восточного простирания (максимум 1) имеют сколовый характер, что доказывается смещениями по ним контактов даек и древних трещин. Движение вдоль рудовмещающих трещин в дорудный этап происходило в одном направлении, при котором северо-западный блок пород смещался на юго-запад. Амплитуда перемещения была незначительна и колебалась в пределах от 0,15 до 1,0 м. По минерализованным (пиритизированным) дорудным тектоническим нарушениям широтного простирания ($265-285^\circ$) с крутым падением на юг (под углом $70-85^\circ$) также фиксируются смещения контактов даек и трещин иной ориентации. Амплитуда перемещений была более значительна и достигала 10—12 м.

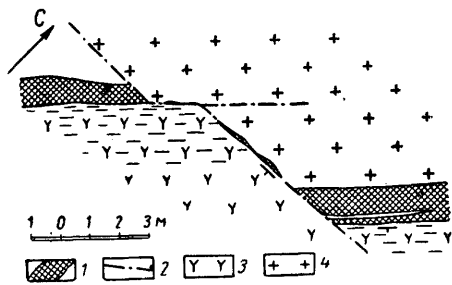


Рис. 4. Взаимоотношение дорудных тектонических нарушений широтного и северо-восточного простирания. Штольня 1, кровля вблизи восстающего № 13
1 — кварцево-молибденитовая жила; 2 — дорудные тектонические нарушения; 3 — лампрофир; 4 — гранит

ротного простираний. Надо полагать, что нарушения северо-восточного и широтного простираний образовались не одновременно, а в определенной последовательности. Поскольку нарушения северо-восточного простирания смещались вдоль широтных нарушений, последние, казалось бы, должны были образоваться позже. Однако детальные исследования участков пересечения этих нарушений в подземных выработках убеждают в обратном. Так, в кровле штольни 1, вблизи восстающего № 13, участок изгиба рудного тела имеет строение, показанное на рис. 4. Такое строение участка изгиба можно истолковать только как результат последовательного перемещения блока породы сначала вдоль нарушения широтного простирания, а затем вдоль основной рудовмещающей трещины северо-восточного простирания.

Наблюдаемая структура не могла возникнуть в результате послерудных подвижек, поскольку в ломаном отрезке, находящемся между двумя разорванными концами рудного тела и состоящем из частей нарушений широтного и северо-восточного направлений, непрерывно прослеживается жилка раздробленного кварца. Послерудные подвижки привели только к дроблению кварцевой жилки и незначительным перемещениям блоков пород вдоль нее. Нарушения, отходящие со стороны висячего и лежащего боков рудного тела в широтном направлении и падающие под крутыми углами на север, соответствуют положению максимума 4.

При установленном характере движения вдоль северо-восточных нарушений сопряженные трещины, очевидно, следует рассматривать как оперяющие трещины скалывания. Их формирование можно представить

себе как результат косо направленного движения всякого (юго-восточного) блока пород с юго-запада на северо-восток и снизу вверх. Наконец, система трещин с азимутом простирания 55° и падением СЗ 60° (максимум 2) сопряжена с главными нарушениями широтного простирания. По генезису эти трещины, очевидно, могут быть отнесены также к оперяющим трещинам скалывания.

В некоторых случаях подвижки по широтным дорудным нарушениям сопровождались образованием нескольких систем сопряженных трещин. Поскольку большинство рудных тел приурочено главным образом к тектоническим нарушениям северо-восточного простирания, можно сделать вывод, что к моменту поступления гидротермальных растворов главные широтные нарушения находились в условиях, неблагоприятных для выполнения, т. е. не приоткрывались.

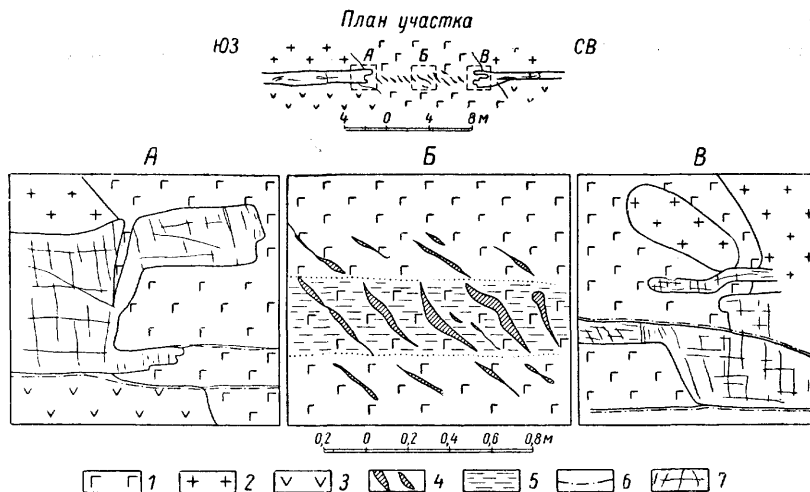


Рис. 5. Взаимоотношение рудного тела с дайкой кварцевого микрогаббро
вверху — общий вид; внизу — зарисовки отдельных участков
1 — кварцевые микрогаббро; 2 — биотитовый гранит; 3 — диоритовый порфирит;
4 — прожилки карбоната; 5 — зона милонитизации; 6 — тектонический шов; 7 — кварцевая жила, разбитая мелкими трещинами

Отличительной особенностью основных нарушений широтного направления является то, что они выполнены тектонической глиной, мощность которой больше, чем в нарушениях северо-восточного простирания. К широтным участкам жил приурочиваются пережимы рудных тел.

Установлено, что рудные тела отчетливо секут все дайки, кроме даек кварцевых микрогаббро. Однако имеющиеся факты (наличие в дайках кварцевого микрогаббро заливов кварца и полос измененных пород на продолжении рудных тел и пересечение кварцевыми жилами поздних даек кварцевых порфиров) дают основание считать возраст даек кварцевых микрогаббро более древним, чем оруденение (рис. 5).

На основании изучения строения рудных тел, текстур руд и их минералогического состава представляется возможность наметить последовательность событий во внутриминерализационном этапе тектонического развития.

1. Раскрытие трещин и внедрение первой порции гидротермальных растворов существенно кварцевого состава — кварцевая стадия.

2. Вторичное приоткрывание тех же трещин, дробление кварца и отложение минералов кварцево-молибденитовой стадии.

3. Подвижки по рудным трещинам, дробление руды; раскрытие тех же трещин и отложение кварца и турмалина — кварцево-турмалиновая стадия.

4. Возобновление подвижек и дробление пород с приоткрыванием трещин; образование минералов кварцево-карбонатной стадии.

Характер подвижек в выделенных стадиях устанавливается с трудом, хотя для некоторых из них он может быть четко установлен.

Кварцевая стадия, являющаяся самой ранней в формировании рудных тел, проявилась повсеместно и характерна для всех жил месторождения. Рудные тела на всем своем протяжении сложены главным образом кварцем ранней стадии. Подвижки, происходившие в эту стадию (как было показано в разделе, посвященном описанию дорудных нарушений), носили характер взбросо-сдвигов; висячий (юго-восточный) блок породы перемещался с юго-запада на северо-восток и вверх.

Кварцево-молибденитовая стадия отчетливо проявляется в виде прожилков мощностью до 15 см, неравномерно распределенных в кварцевых жилах первого этапа. Относительный возраст характеризуемой стадии устанавливается на том основании, что, с одной стороны, минералы кварцево-молибденитовой стадии, образуя прожилки, секут кварцевые жилы, а, с другой стороны, они в виде обломков присутствуют в кварцево-турмалиновом цементе. В кварцево-молибденитовую стадию в результате

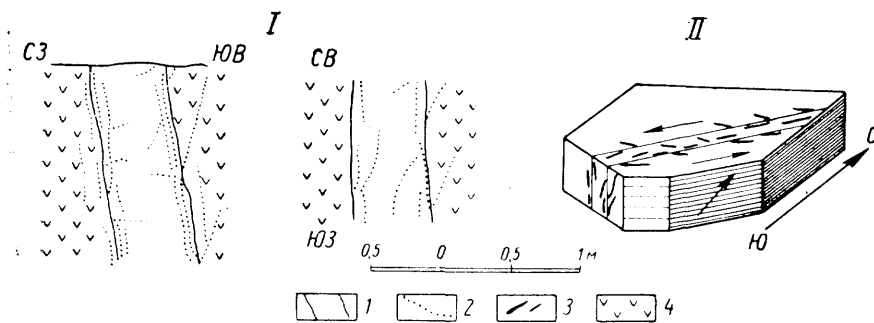


Рис. 6. Кварцево-молибденитовая стадия. Положение молибденитовых жилок в рудном теле и вмещающих породах относительно контактов кварцевых жил
 I — зарисовка уступа блока № 2, гор. 500 м, жила 2; а — вертикальный разрез; б — план. II — обобщающая блок-диаграмма. Стрелками показано исправление перемещений в процессе минерализации

1 — кварцевая жила; 2 и 3 — жилки молибденита; 4 — диоритовый порфирит

проявления тектонических импульсов в кварцевых жилах и вмещающих породах образовались трещины следующих направлений:

- 1) с теми же элементами залегания, что и у кварцевых жил;
- 2) широтного простирания, косо (под углами от 20 до 50°) ориентированные к простиранию кварцевых жил;
- 3) северо-западного простирания, располагающиеся почти перпендикулярно к простиранию рудных тел.

Перечисленные трещины выполнялись кварцем и молибденитом (рис. 6). Молибденитовые жилки, согласные с рудными телами и ориентированные под острыми углами к ним, характеризуются относительно выдержанными элементами залегания; они также являются более или менее протяженными и нередко пересекают жилы по всей мощности. Жилки, ориентированные под прямым углом к простиранию рудных тел, встречаются относительно редко. Они обычно короткие, изгибающиеся, с раздувами и пережимами. Исходя из морфологических особенностей этих жилок, вмещающие их трещины можно отнести к трещинам отрыва.

Трещины перечисленных трех направлений образовались в результате движения одного блока породы относительно другого вдоль контактов жилы с вмещающими породами. В данном случае трещины первых двух направлений являются оперяющими трещинами скалывания, а третьего направления — отвечают оперяющим трещинам отрыва.

Анализируя пространственные соотношения жилок молибденита и

рудного тела, нетрудно установить общий характер подвижек, происшедших в кварцево-молибденитовую стадию, когда всячий (юго-восточный) блок породы двигался вдоль рудовмещающих трещин с юго-запада на северо-восток и снизу вверх (рис. 6). Сравнивая между собой подвижки кварцевой и кварцево-молибденитовой стадий, заключаем, что они имели одинаковый характер взбросо-сдвигов и совпадали по направлению.

Минералы кварцево-турмалиновой стадии особенно характерны для рудных тел, залегающих в юго-западной части месторождения. Здесь они принимают заметное участие в строении рудных тел, слагая в кварцево-молибденитовых жилах отдельные полосы шириной от нескольких до 40 см. Для этих жил характерно развитие брекчиевых текстур с обломками кварца и турмалиновым цементом.

Положение данной стадии в общей схеме рудообразования определяется как тем, что минералы кварцево-турмалиновой стадии цементируют обломки кварца с молибденитом, так и тем, что они сами пересекаются жилками карбоната или присутствуют в нем в виде обломков.

Подвижки в кварцево-турмалиновую стадию происходили главным образом на юго-западном фланге месторождения. Они сопровождалась дроблением кварцевых жил, причем образовывались обломки и возникли трещины следующих направлений:

- 1) параллельные контактам жил и соответствующие элементам залегания последних;
- 2) ориентированные в северо-восточном (близком к меридиональному) направлении и составляющие с линией контакта жил острый угол ($15-30^\circ$).

Эти трещины выполнялись кварцем и турмалином. Морфологические особенности жилок турмалина с простираем как того, так и другого направления, позволяют наметить два генетически различных типа трещин. Первые из них относительно выдержанные, по ним иногда можно наблюдать смещение жилок молибденита на амплитуду 5—15 мм. Эти сопряженные трещины являются трещинами скалывания. Трещины же, ориентированные под острым углом к ограничениям жил, характеризующиеся неровными извилистыми контактами и отсутствием перемещений по ним молибденитовых жилок, могут быть отнесены к трещинам отрыва. Как и на предыдущей стадии трещины формировались в результате подвижек вдоль происшедших контактов рудного тела с вмещающими гранитами. При таком положении кварцево-турмалиновых жилок подобные трещины могли возникнуть только при движении юго-восточного блока породы с юго-запада на северо-восток. Сопоставляя характер подвижек, происшедших на характеризуемой и на более ранних стадиях, мы видим полное их тождество. Подвижки кварцево-турмалиновой стадии по направлению совпадали с подвижками более ранних стадий и являлись их продолжением.

Кварцево-карбонатная стадия является самой поздней в процессе формирования рудных тел. Минералы кварцево-карбонатной стадии имеют значительное распространение в северо-восточной и центральной частях месторождения, они слагают жилки и полосы в кварцево-молибденитовых жилах и цементируют их обломки. Кварцево-карбонатная стадия характеризовалась образованием трещин следующих направлений:

- 1) широтного простираения в гранитах и реже в самих рудных телах с крутыми углами падения на север и юг;
- 2) северо-восточного ($50-70^\circ$) простираения в кварцевых жилах, согласно с элементами залегания последних;
- 3) северо-восточного ($30-50^\circ$) простираения с падением на северо-запад под углом $70-80^\circ$;
- 4) меридионального простираения во вмещающих породах с падением на восток под углами $80-85^\circ$;

5) северо-западного простирания с крутыми углами падения на юго-запад и северо-восток.

При документации рудных тел в подземных выработках неоднократно фиксировались внутрирудные нарушения, смещавшие жилы на амплитуды от нескольких сантиметров до 1,0 м, выполненные карбонатами с обломками кварца ранних генераций. Подвижки по трещинам широтного простирания в описываемую стадию происходили таким образом, что северный блок пород в плане перемещался с запада на восток.

Характер подвижек, происходивших вдоль нарушений северо-восточного простирания, устанавливается также отчетливо. В забое одной штольни можно наблюдать два тектонических нарушения с четкими элементами залегания (азимут простирания 40° , падение на СЗ 80°) и серию неправильных жилок карбоната, пространственно тяготеющим к этим нарушениям. Жилки, обладая широтным простиранием и крутым падением на юг и север, располагаются косо относительно этих нарушений (под углом $20-40^\circ$) как в разрезе, так и в горизонтальной плоскости. Здесь также можно видеть, как жилка пирита смещается по одному из нарушений на амплитуду 25 см. Очевидно, что подвижки по этому нарушению произошли после образования пиритового прожилка, но до формирования жилок карбоната, поскольку последний фиксируется в виде небольших линзообразных выделений и в самом нарушении. Отсюда следует, что прожилки карбоната, пространственно тяготеющие к этому нарушению и подходящие к нему под некоторым углом, возникли в момент движения по этому нарушению, т. е. являются трещинами оперения.

Тот факт, что после образования жилки пирита северо-западный блок породы двигался вниз, свидетельствует, что эти оперяющие трещины являются трещинами отрыва. Последнее подтверждается также сложной морфологией жилок карбоната и отсутствием признаков смещения по ним пиритового прожилка. Положение жилок карбоната в горизонтальной плоскости (в кровле) позволяет однозначно решить, что юго-восточный блок пород передвигался по северо-восточному нарушению к юго-западу. Очевидно, перемещения рассматриваемого блока породы в вертикальном и горизонтальном сечениях представляют собой две составляющих одного результирующего вектора движения. Общее движение вдоль северо-восточных трещин, происходившее в кварцево-карбонатную стадию, характеризовалось смещением юго-восточного блока с востока на запад и сверху вниз.

Подвижки по меридиональным нарушениям устанавливаются по смещениям жилок молибденита и манган-анкерита вдоль трещин меридионального простирания, «залеченных» кальцитом. Амплитуды смещений 1—5 см. В кровле очистных блоков мы неоднократно наблюдали, что жилки молибденита, располагающиеся параллельно северо-восточному контакту рудного тела, смещались по прожилку карбоната меридионального простирания на амплитуду 1—3 см; восточный блок породы при этом перемещался к югу. Анализ упомянутых перемещений показывает, что общее движение восточного блока породы вдоль меридиональных нарушений характеризовалось движением с севера на юг и сверху вниз.

Характерной особенностью строения рудных тел является наличие мелких жилок кальцита, секущих основные жилы и ориентированных преимущественно перпендикулярно и параллельно их контактам. Наибольший интерес в отношении генезиса представляли первые из них. Эти жилки, обладая северо-западным простиранием и крутым ($50-80^\circ$) падением на юго-запад, отличаются непостоянством мощности и элементов залегания. По ним не наблюдается никаких признаков смещения жилок турмалина или молибденита. Большинство из них пересекает жи-

ду по всей ее мощности, некоторые жилки короткие. Жилки, ориентированные перпендикулярно к зальбандам рудных тел и представленные карбонатом, выполняют, по всей вероятности, трещины отрыва.

При формировании последних большое значение имело наличие тектонической глинки вдоль зальбандов кварцевых жил, сыгравшей роль своеобразной «смазки». При сжимающих условиях, возникших в результате подвижек вдоль основных рудовмещающих нарушений, благодаря этим глинистым прослоям, кварцевый материал мог сравнительно легко раздвигаться в стороны, причем образовывались типичные поперечные трещины отрыва. Одновременно с этим в приконтактных с жилами частях гранитов образовывались трещины отрыва, косо ориентированные к направлению простирания рудных тел. Таким образом, одни и те же тектонические движения приводили к образованию в кварцевых жилах и в гранитах генетически однородных, но различных по направлению трещин отрыва.

Отмеченные стадии формирования рудных тел проявились на отдельных участках рудного поля в различных отношениях, что приводило к образованию рудных тел разного минералогического состава.

Рассматривая площадное распределение стадий минерализации в рудном поле, мы видим, что минерализация второй, кварцево-молибденитовой стадии, наиболее четко проявляется в центральной части месторождения, а минерализация третьей и четвертой стадий более четко выражена по периферии. Кварцево-турмалиновая стадия наиболее интенсивно проявилась в юго-западной части месторождения. Горизонтальная зональность формировалась, по всей вероятности, путем последовательного развития подвижек, которые сначала распространялись по всей длине жил и вызывали максимальное дробление в их центральных частях, затем проявлялись в жилах или в их соответствующих частях на юго-западном фланге и, наконец, на северо-восточном фланге месторождения.

Суммируя изложенное, необходимо указать, что процессы минерализации протекали на фоне многократных подвижек, вероятнее всего носивших взбросо-сдвиговый характер. Общая обстановка рудоотложения характеризуется как обстановка сжатия.

Для установления закономерности развития послерудных нарушений последние тщательно фиксировались при документации горных работ. При этом особое внимание уделялось выяснению характера и амплитуды подвижек по ним. Послерудные нарушения устанавливались по следующим признакам:

- 1) по наличию штрихов скольжения на кварце;
- 2) по явному дроблению жил с затертыми кусками кварца;
- 3) по отсутствию мелких жилок кварца, секущих слой тектонической глинки.

Ширина (мощность) сместителей обычно незначительна и колеблется от долей сантиметра до 2—5 см; заполнены они продуктами перетирания вмещающих пород. Нередко в глинистом материале наблюдаются обломки кварца.

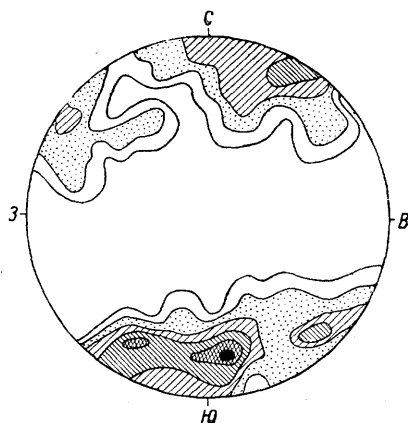


Рис. 7. Диаграмма элементов залегания послерудных тектонических нарушений, 94 замера. Плотность 1—2—4—7—9% и более

Диаграмма, построенная по замерам элементов залегания послерудных нарушений (рис. 7), характеризуется наличием четырех максимумов, отвечающих трещинам следующих систем:

- | | | | | | | |
|----|--------------|------|--------------|------------------|------|-----|
| 1) | простираение | 55° | , падение на | юго-восток, | угол | 80° |
| 2) | " | 330° | , " | " юго-запад, | " | 70° |
| 3) | " | 305° | , " | " северо-восток, | " | 85° |
| 4) | " | 255° | , " | " юг | " | 65° |

Послерудные подвижки по северо-восточным трещинам, совпадающим с направлением рудных тел, были довольно интенсивными, судя по интенсивной трещиноватости кварца и наличию многочисленных плоскостей, ориентированных согласно простираению жил. Амплитуды перемещений по этим нарушениям незначительны и измеряются первыми десятками сантиметров. Так, например, в штольне № 6 зафиксировано смещение широтной кварцевой жилки вдоль северо-восточного нарушения на амплитуду 9—10 см (рис. 8). Как видно из зарисовки, подвижки носили характер сдвигов, при которых северо-западный блок породы перемещался с северо-востока на юго-запад. Подвижки по северо-восточным трещинам обычно происходили вдоль одного из контактов жилы с

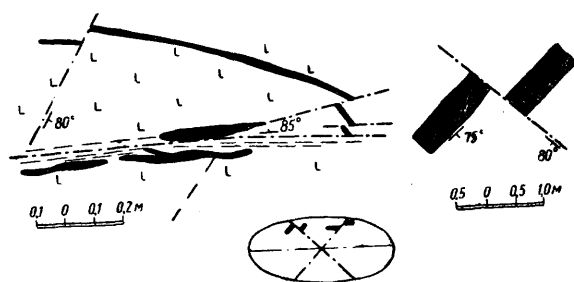


Рис. 8. Тектонические подвижки сдвигового характера послерудного этапа

вмещающими породами. Переход плоскостей движения в послерудный этап с одного контакта жилы на другой происходит, как показывают наблюдения, в местах изгиба жилы.

Не менее интенсивными были подвижки по трещинам северо-западного простираения. Они фиксируются довольно отчетливо во многих местах, как в поверхностных, так и подземных выработках. Амплитуды перемещений достигают 2—3 м, реже более, и в среднем составляют 1 м. Подвижки вдоль северо-западных нарушений характеризуются смещениями восточного блока пород к югу (рис. 8).

Послерудные подвижки изучались также по довольно многочисленным штрихам скольжения на плоскостях трещин вдоль рудных тел и во вмещающих гранитах. Благодаря поразительному однообразию их ориентировки, можно рассматривать штрихи скольжения как закономерное явление. Они имеют одинаковую ориентировку линий движения и совпадают по направлению. Направление смещения в этом случае определялось с помощью известного практического приема.

Было установлено, что подавляющее большинство штрихов скольжения имеет горизонтальное или слабое наклонное (до 10—12°) положение и однозначно показывает, что северный блок пород по замеренным плоскостям двигался с юго-запада на северо-восток. Следовательно, штрихи скольжения указывают на то, что в послерудный период подвижки носили сдвиговой характер.

Анализируя характер послерудных движений по смещенным частям рудных тел вдоль северо-восточных нарушений и по штрихам скольжения, нетрудно заметить, что они, развиваясь по одним и тем же трещинам, не совпадают по направлению. Исходя из видимых смещений рудных тел по трещинам северо-восточного простираения, можно считать, что северный блок пород двигался на юго-запад, а южный — на северо-восток. Штрихи скольжения указывают на движения в обратном направ-

лении. Отсюда можно предположить, что послерудные подвижки происходили неоднократно.

Неоднократно послерудных подвижек подтверждается и полевыми наблюдениями. Например, в обнажении по правому борту реки, в зоне нарушения, кварцевый прожилок мощностью 1 см разорван на три отдельных небольших отрезка, которые последовательно смещаются на различное расстояние от первоначального своего положения. Отрезок кварцевого прожилка, расположенный в центральной части нарушения, переместился от основного положения на 6 см, в то время как амплитуда перемещения другого отрезка, расположенного у северного контакта зоны нарушения, равна 4 см. Интересно отметить, что одни части кварцевого прожилка, залегающие вне зоны нарушения, почти не сместились относительно других и имеют единое направление.

Сравнивая между собой по элементам залегания дорудные и послерудные нарушения, нетрудно убедиться в их полном сходстве. Проводя дальнейшее сопоставление этих нарушений (по элементам залегания) с дайками лампрофиров и диорит-порфиринов, а также с направлением плоскостей, их ограничивающих, можно видеть и здесь почти полное тождество трещинных структур. Это дает нам основание сделать вывод, что в послерудный период тектоническая деятельность выразилась главным образом в подновлении ранее образовавшихся трещин с незначительными подвижками по ним.

В послерудный этап смещения фиксируются не только по трещинам северо-восточного, но также северо-западного и широтного простираний. Это можно объяснить, по-видимому, не изменением плана деформации, а условиями, при которых происходила деформация. В самом деле, к послерудному периоду участок рудного поля, интенсивно разрушенный трещинами многих направлений, совершенно иначе реагировал на тектонические импульсы, чем тогда, когда эта трещиноватость почти отсутствовала. Блоки пород двигались в зависимости от направления усилий и боковых реакций до установления нового равновесия.

Сравнивая характер подвижек в дорудный, внутрирудный и послерудный этапы, необходимо отметить следующее:

1. Подвижки в указанные этапы имели характер взбросо-сдвигов или сдвигов (в послерудный этап).

2. В преобладающем большинстве случаев подвижки характеризовались смещениями юго-восточного блока пород с юго-запада на северо-восток и снизу вверх.

3. В кварцево-карбонатную стадию внутрирудного этапа фиксируется изменение направления горизонтального вектора движения. В обоих этих случаях горизонтальный вектор движения ориентирован с северо-востока на юго-запад.

ЛИТЕРАТУРА

Дружинин А. В. О генезисе форм некоторых типов даек. В сб. «Геология и горное дело». Тр. МИЦМЗ, 1952.

Елисеев Н. А. Структурные особенности рудных полей Забайкальских молибденовых месторождений. Сов. геол. № 26, 1947.

К. А. КАРАМЯН

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ДАСТАКЕРТСКОГО МЕДНОМОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Дастакертское месторождение (Закавказье) находится в пределах развития альпийской складчатой зоны и генетически связано с третичным комплексом гранитных интрузий. В районе месторождения развита порфирировая толща нижнего эоцена, собранная в антиклинальную складку северо-западного простирания, которая прорывается гранодиоритами после- и среднеэоценового возраста. На участке месторождения гранодиориты представлены двумя выходами, вытянутыми в северо-западном субмеридиональном направлении, между которыми сохранились породы кровли, образующие своеобразный прогиб. В контактовой полосе гранодиориты и порфириты, слагающие кровлю, подверглись интенсивному ороговикованию. По мере удаления от интрузивного тела изменяется минералогический состав контактовых роговиков, вытянутых в виде полос вдоль контакта массива.

Вдали от интрузивного тела роговики представлены плагиоклаз-роговообманковой разностью и через промежуточные плагиоклаз-роговообманково-биотитовые разности переходят в чистые кварц-биотит-полевошпатовые, развитые в непосредственной близости от интрузивного тела. Прогиб кровли имеет вытянутое овальное очертание. Длина его доходит до 1 км, ширина достигает 300 м. Месторождение находится на южном фланге прогиба кровли (рис. 1).

В геологическом строении Дастакертского месторождения значительное место занимает дайковый комплекс. Отмечаются четыре типа даек различного состава, приуроченных к различно ориентированным системам трещин. Предполагается последовательность внедрения даек: 1) диорит-порфириты; 2) диабазовые порфириты; 3) роговообманковые диорит-порфириты; 4) кersантиты.

Оруденение на месторождении контролируется зоной дробления северо-западного простирания, вытянутой вдоль прогиба кровли. Зона дробления образована серией различно ориентированных небольших трещин. По протяжению отдельные трещины прослеживаются на расстоянии 50—60 м; они часто кулисообразно сменяют одна другую.

Общая ширина зоны дробления весьма непостоянна, местами достигает 200—250 м, местами же суживается до 50 м. Амплитуды смещения по отдельным нарушениям весьма различны — от нескольких сантиметров до 40—50 м по наиболее крупным нарушениям. Общее простирание зоны дробления северо-западное 320—330°, однако простирание отдельных нарушений или серий нарушений, мелких зон смятия и рассланцевания колеблется в значительных пределах. Так, наряду с северо-западной системой нарушений, в зоне дробления отмечаются также нарушения северо-восточного простирания.

Наличие разносистемных трещин, зон смятия и рассланцевания с различным направлением их падения и различными направлениями смещения блоков по одной и той же зоне дробления является результатом неоднократного возобновления подвижек вдоль зоны дробления и наложения относительно молодой системы трещиноватости на сравнительно раннюю систему. По-видимому, формирование зоны дробления происходило в течение продолжительного промежутка времени. При этом отдельные ее участки формировались в различное время, чем и было обусловлено пространственное обособление различных стадий минерализации.

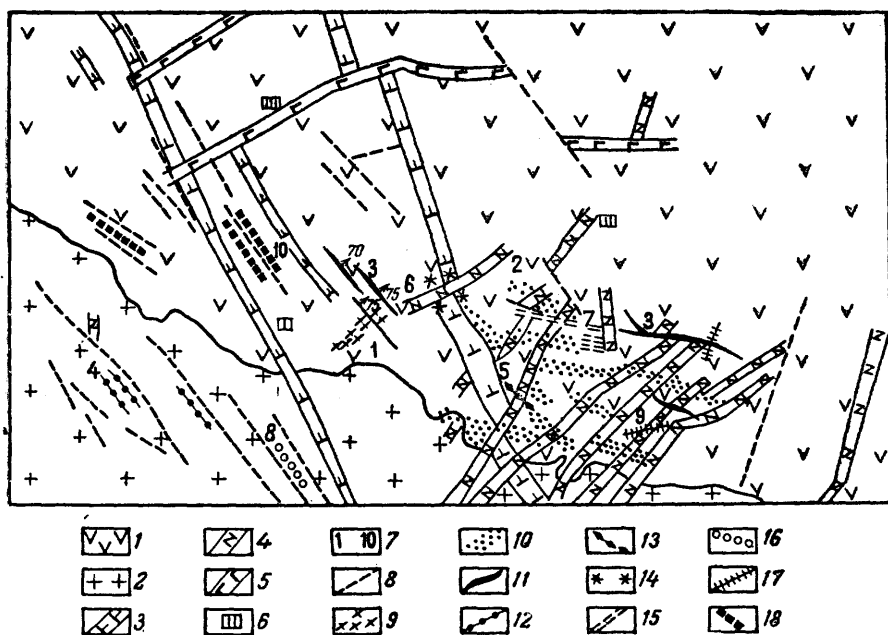


Рис. 1. Сводный геолого-структурный план месторождения Дастакерт

1 — роговики; 2 — гранодиориты; 3 — диорит-порфиры; 4 — диабазовые порфиры; 5 — роговообманковые диорит-порфиры; 6 — этапы внедрения даек; 7 — стадии минерализации; 8 — тектонические нарушения; 9 — рудные зоны халькопирит-полевошпатовой стадии; 10 — рудные зоны халькопиритовой стадии; 11 — рудные тела I халькопирит-молибденитовой стадии; 12 — рудные зоны II халькопирит-молибденитовой стадии; 13 — рудные тела халькопирит-карбонатной стадии; 14 — рудные зоны кварц-пирит-сфалеритовой стадии; 15 — рудные тела полиметаллической стадии; 16 — алабандиновая стадия; 17 — рудные зоны карбонатной стадии; 18 — рудные зоны пиритовой стадии

Сульфидная минерализация приурочена к отдельным рудным зонам, разобленным очень слабо минерализованными интервалами пород. Рудные зоны имеют северо-западное, близкое к широтному простирание СЗ 280—300° и расположены кулисообразно одна по отношению к другой. Следует отметить, что рудные зоны не представляют собой единых рудных тел с ясно выраженными границами и определенным типом руд, образованным в одну стадию минерализации. Обычно зоны не имеют четко выраженных очертаний и сложены разными типами руд с различным содержанием металлов и разнообразными ассоциациями минералов, образованными в несколько стадий минерализации.

Структура рудного поля была сформирована в несколько тектонических этапов, сопровождавшихся образованием трещиноватости, внедрением дайковых пород, перемещением пород по тектоническим нарушениям и выполнением трещин различными минеральными ассоциациями. Изучение взаимоотношений даек различного состава, даек с нарушениями и оруденением, а также одних разновозрастных нарушений с дру-

гми позволило выделить следующие этапы развития структурных элементов рудного поля:

1. Дайковый этап развития структур рудного поля:

- а) ранняя стадия,
- б) поздняя стадия.

2. Гидротермальный этап.

3. Послерудный этап.

Дайковый этап развития структур рудного поля по характеру тектонических подвижек и интенсивности проявления можно разделить на раннюю и позднюю стадии формирования.

Ранняя стадия дайкового этапа проявилась в образовании региональной трещиноватости в гранодиоритах и роговиках с формированием пегматитов и аплитов. Трещины отдельности, развитые как в роговиках, так и в гранодиоритах, пользуются значительным распространением. Образование их в гранодиоритовом массиве подчинено определенной закономерности и тесно связано с формой интрузива. В краевых частях интрузивного тела развиты две системы трещин:

1) система, параллельная контактовой плоскости, падение обычно крутое, направлено в сторону падения контакта;

2) система нормальная к поверхности контакта, падение обычно пологое, направлено от контакта в глубь интрузивного массива. Вторая система развита как в гранодиоритах, так и в роговиках; трещины, относящиеся к ней, имеют северо-восточное простирание и крутые углы падения на северо-запад и юго-восток.

В роговиках наблюдаются системы трещин отдельности северо-западного простирания с падением на юго-запад и на северо-восток под крутыми углами. В роговиках также хорошо развита система трещин северо-восточного простирания с крутыми углами падения как на северо-запад, так и на юго-восток.

В раннюю стадию дайкового этапа в апикальной части интрузива, совпадающей с направлением вытянутости купола, были сформированы мелкие пегматитовые прожилки и трубообразные тела. Они не выдержаны по простиранию и по падению и образуют раздувы и пережимы. В пегматитах развито медное оруденение: промежутки между кристаллами кварца и калиевого полевого шпата заполнены халькопиритом. Образование аплитовых жилок следовало непосредственно за образованием пегматитов. Взаимоотношение их с пегматитами устанавливается довольно отчетливо.

В стадию формирования аплитовых жил происходило раскрытие трещин двух систем: 1) совпадающих с вытянутостью купола, полого падающих в глубь интрузива; 2) поперечных северо-восточных. Стенки трещин, выполненных аплитовыми жилками, обычно гладки и прямолинейны. По простиранию они имеют коленообразные очертания, что свидетельствует о раскрытии трещин вдоль их плоскостей.

Поздняя стадия дайкового этапа характеризуется более интенсивными тектоническими подвижками. Нарушения в этот период носили в основном характер трещин отрыва и проявились не только в интрузивах, но и во вмещающих породах. Намечается приуроченность даек различного состава к трещинам определенного направления. Так, для наиболее древних даек диорит-порфиритов обычно северо-западное простирание с падением на юго-запад; для даек диабазового состава — северо-восточное простирание с падением на северо-запад. Роговообманковые диорит-порфириты имеют близширотное и широтное простирание с падением на юго-восток. В позднюю стадию дайкового этапа наиболее типично широкое проявление деформаций отрыва, при этом раскрытие полостей происходило как по уже сформированным плоскостям сколовых трещин и трещин отдельности, так и по трещинам отрыва, возникшим в период внедрения магмы.

Наиболее характерными особенностями морфологии жильных тел дайкового комплекса являются:

- 1) зигзагообразные очертания контакта;
- 2) развитие в значительном количестве апофиз и своеобразное разветвление даек при выклинивании;
- 3) изменение характера контакта даек в зависимости от литологического состава вмещающих пород;
- 4) изменение мощности даек в зависимости от литологического состава вмещающих пород;
- 5) угловатые очертания даек в плане и резкие изменения в направлении простирания даек;
- 6) тупое выклинивание тел с заворотом и раздувом.

Зигзагообразные очертания контакта, развитие апофиз и разветвлений даек при выклинивании широко представлены и наиболее обычны для даек диорит-порфиритового состава (рис. 2, А). Для диабазов наиболее типично изменение мощности и характера контактов в зависимости от литологического состава вмещающих пород. Диабазовые дайки, залегающие в роговиках, представлены пластообразными телами с угловатыми очертаниями и прямолинейными контактами. Такая морфология даек диабазов обуславливается раскрытием ранее существовавших трещин, вдоль которых внедрялись диабазы.

Совершенно отлична морфология диабазов в гранодиоритах. Здесь наблюдаются дайки с извилистыми зубчатыми контактами, обусловленными отрывом под влиянием тектонических нарушений (рис. 2, Б). Для диабазов типично изменение мощности при переходе из роговиков в гранодиориты. Например, при переходе из роговиков в гранодиориты диабазовая дайка уменьшается по мощности с 5 до 1—1,5 м. Для роговообманковых диорит-порфиритов характерны ступенчатые формы контакта и выклинивания с образованием раздува.

Гидротермальный этап. Вслед за формированием жильного комплекса наступает новый этап развития структур рудного поля, характеризующийся тектоническими подвижками, проявляющимися по всей зоне дробления и по своему характеру резко отличными от раннего дайкового этапа. В основном этот период отличается интенсивным проявлением тектонических движений сколового характера с различными типами перемещений по трещинам, а также разнообразием минерального заполнения. Возрастные взаимоотношения дайкового комплекса с тектоническими нарушениями гидротермального этапа вполне отчетливы. Повсюду рудные прожилки и минерализованные трещины пересекают дайки.

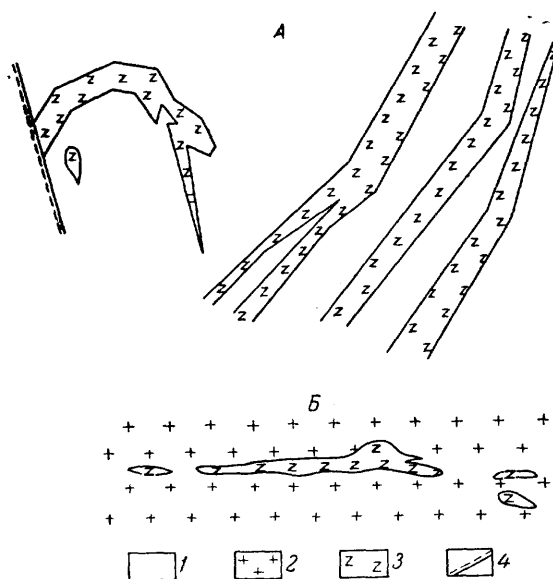


Рис. 2. Морфология и характер выклинивания диабазовых даек в роговиках (А) и в гранодиоритах (Б)

1 — роговики; 2 — гранодиориты; 3 — диабазы; 4 — тектонические нарушения

Изучение возрастных взаимоотношений различных минерализованных трещин позволяет установить следующую последовательность стадий тектонической деятельности и минерального заполнения:

- I — халькопирит-полевошпатовая,
- II — халькопиритовая,
- III — халькопирит-молибденитовая первая,
- IV — халькопирит-молибденитовая вторая,
- V — халькопирит-карбонатная,
- VI — кварц-пирит-сфалеритовая,
- VII — полиметаллическая,
- VIII — алабандиновая,
- IX — карбонатная,
- X — пиритовая.

Возрастные взаимоотношения стадий минерализации устанавливаются на основе взаимных пересечений. Неясно положение только пи-

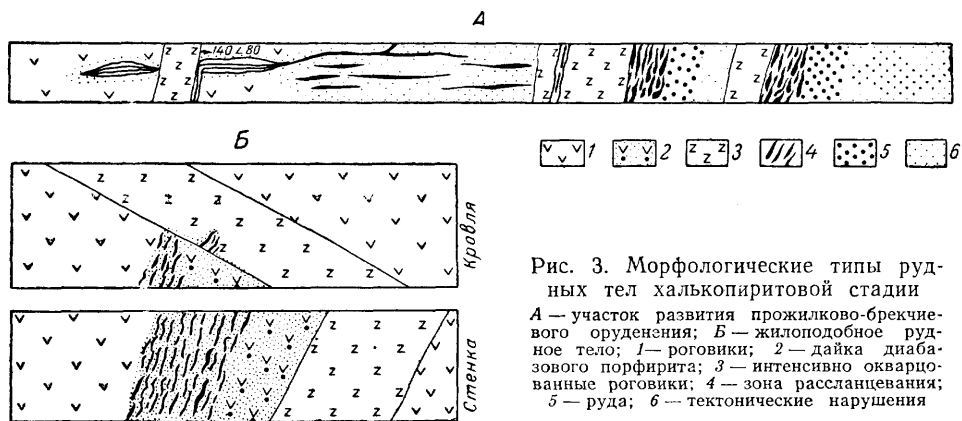


Рис. 3. Морфологические типы рудных тел халькопиритовой стадии

А — участок развития прожилково-брекчиевого оруденения; Б — жилородное рудное тело; 1 — роговики; 2 — дайка диабазового порфирита; 3 — интенсивно окварцованные роговики; 4 — зона расщелачивания; 5 — руда; 6 — тектонические нарушения

ритовой стадии ввиду ее территориальной обособленности, в силу чего она выделена в конце всех стадий.

I. *Халькопирит-полевошпатовая стадия.* Основным рудным минералом в этой стадии является халькопирит, который тесно ассоциируется с калиевым полевым шпатом. Молибденит имеет подчиненное значение. Халькопирит-полевошпатовая стадия проявилась слабо, в силу чего имеет исключительно локальное распространение. Рудные тела образуют вытянутые полосы, местами сложенные очень густой сетью рудных прожилков, выполняющих трещины отрыва. Простираение рудных тел северо-восточное. Прожилки обладают извилистыми очертаниями с многочисленными разветвлениями. Характерны раздувы с угловатыми границами и веерообразно расходящимися отростками. На глубину рудные тела не выдержаны и быстро выклиниваются.

II. *Халькопиритовая стадия.* Особенностью этой стадии является резкое преобладание меди над молибденом. На основе статистического изучения планов опробования рудных зон халькопиритовой стадии установлено процентное соотношение молибдена и меди, которое составляет 4,5%, если принять содержание меди за 100%.

В халькопиритовой стадии выделяются парагенетические ассоциации, связанные одна с другой постепенным переходом:

- а) молибденит-халькопиритовая;
- б) пирит-борнит-халькопиритовая;
- в) теннантит-энаргитовая.

Наибольшую промышленную ценность представляет молибденит-халькопиритовая ассоциация. Остальные имеют резко подчиненное и даже минералогическое значение.

Минерализация халькопиритовой стадии имеет весьма широкое развитие и проявляется как в роговиках, так и в гранодиоритах, преимущественно в первых, охватывая приконтактные части интрузивного массива. Рудные тела этой стадии образуют вытянутые полосы, разделенные безрудными или весьма слабо минерализованными участками. Они могут быть сгруппированы в следующие морфологические типы:

1. Зоны и полосы прожилково-брекчиевого оруденения. Обычно густая сеть трещин, выполненных относительно маломощными прожилками, разбивает породу на относительно крупные блоки. В некоторых участках рудная масса цементирует небольшие обломки с угловатыми очертаниями, причем выступы на одном обломке соответствуют впадинам на соседнем, что создает впечатление простого «разламывания» породы без какого-либо перемещения одних обломков относительно других.

2. Жилоподобные и гнездообразные тела.

3. Зоны и полосы вкрапленного оруденения.

Несмотря на такое разнообразие форм рудных тел халькопиритовой стадии, все они выполняют трещины отрыва и формировались в большинстве случаев путем заполнения пустот.

Характерные особенности рудных тел халькопиритовой стадии сводятся к следующему:

1) наличие резких контактов;

2) резкие «скачкообразные» изменения направлений падений, простираний, мощностей;

3) наличие апофиз и разветвлений;

4) развитие рудных прожилков различных направлений в зоне брекчирования;

5) угловатые коленообразные формы рудных тел.

Можно отметить, что прожилки в рудной полосе или зоне развиваются по трещинам двух основных направлений. Одно направление в основном совпадает с простиранием зоны, т. е. имеет близширотное северо-западное простирание. Прожилки, относящиеся ко второй системе, менее распространены и обычно в виде перемычек соединяют прожилки первой системы. Следует отметить, что рудные зоны халькопиритовой стадии оруденения проявляются как самостоятельные зоны, выполняющие трещины отрыва, либо вытягиваются вдоль трещин, оперяющих северо-западные нарушения.

Простирание рудных зон халькопиритовой стадии в основном выдерживается в двух направлениях. Это в громадном большинстве случаев близширотное северо-западное (азимут простирания СЗ 280—290°) и редко — близширотное северо-восточное (азимут простирания СВ—80°) направления.

Следует отметить, что продукты периода халькопиритовой стадии минерализации локализованы в трещинах отрыва, где образуются самостоятельные и независимые от других тектонических структур зоны; кроме того, относительно небольшие рудные зоны развиваются вдоль трещин скалывания. Эти последние нарушения имеют азимут простирания СЗ 340—350° с падением как на юго-запад, так и на северо-восток при довольно крутых углах падения. В связи с перемещениями по трещинам развивались системы оперяющих трещин отрыва, обусловивших локализацию медного оруденения. Вдоль таких трещин отрыва прослеживаются отдельные крупные рудные тела, гнездообразные и жилообразные, а также брекчиевидные и прожилковые зоны.

Система оперяющих трещин отрыва имеет преимущественно близширотное северо-западное и северо-восточное простирание. Рудные зоны с близширотным северо-западным простиранием характерны для сколовых нарушений северо-западного простирания с юго-западным падением. Система рудных зон с северо-восточным простиранием характерна для нарушений с северо-западным падением. При таком соотно-

шении оперяющих трещин с основным нарушением перемещения носили характер сдвига при движении висячих боков в направлении с северо-запада на юго-восток.

В распределении халькопиритовой стадии минерализации весьма существенная роль принадлежит дайкам диабазовых порфиров. Роль даек сказывается прежде всего в том, что они экранировали рудоносные растворы и вызвали образование рудовмещающих структур. В зарисовке, приведенной на рис. 4, А, хорошо видно, что при пересечении рудной зоны близширотного простирания с дайками северо-восточного направления наиболее богатые брекчиевидные руды приурочены к лежащим бокам даек. С удалением от лежащего бока постепенно появляются гнездовые и крупновкрапленные разности и, наконец, тонковкрапленные руды.

Взаимоотношения оруденения с дайками показывают, что, как правило, рудные прожилки, подходя к дайке, резко обрываются, и лишь

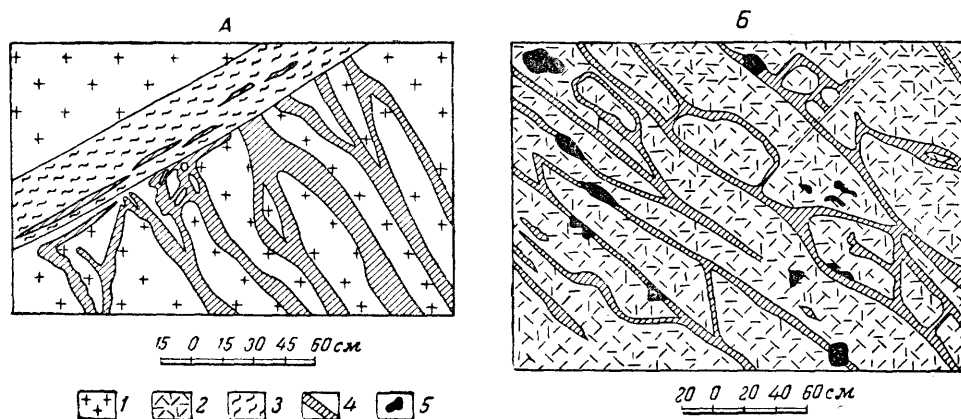


Рис. 4. Взаимоотношения даек и оруденения. А — развитие богатого брекчиевого медного оруденения в лежащем боку диабазовых даек; Б — взаимоотношения между диабазовой дайкой и прожилковой брекчиевой рудной зоной

1 — роговики; 2 — интенсивно окварцованные роговики; 3 — диабазовые дайки; 4 — прожилково-брекчиевое оруденение; 5 — крупновкрапленное оруденение; б — тонковкрапленное оруденение

в редких случаях прослеживаются в дайке на 20—30 см; при этом мощность как всей зоны, так и самих прожилков резко уменьшается (рис. 4, Б). Лишь изредка дайки являются неблагоприятной средой для развития трещин отрыва. Так, например, на рис. 4, В показано, как мощность широкой зоны, сложенной брекчиевидными рудами, вблизи диабазовой дайки резко уменьшается, количество прожилков сокращается и зона постепенно превращается в прожилковую, приобретая по мере приближения к дайке касательное к ней направление.

Нам кажется, что такое избирательное распределение рудоносных структур отрыва объясняется тем, что диабазовые дайки, разбивающие площадь месторождения на блоки, вследствие своей меньшей хрупкости по сравнению с роговиками, играли роль упругих «подушек», которые ограничивали распространение трещин отрыва, благодаря чему последние проявлялись только во вмещающих породах. Лишь в некоторых случаях разрядка тектонических напряжений происходила вдоль контакта дайки, что приводило к образованию богатого брекчиевого оруденения в ее лежащем боку.

III и IV. Первая и вторая халькопирит-молибденитовые стадии. В последующие тектонические этапы происходило формирование медно-молибденовой минерализации. В пределах рудного поля выделены две

стадии халькопирит-молибденитового оруденения, отличающиеся одна от другой как тектоническими условиями формирования, так и характером минерализации. Выявляется и их пространственное обособление.

В первой халькопирит-молибденитовой стадии выявляется повышенное содержание Mo. Соотношение содержания Mo и Cu составляет уже 47,5%. Минералогический состав (в порядке убывания количества минералов в руде) следующий: халькопирит, молибденит, пирит, борнит, висмутин и медно-висмутовые минералы в резко подчиненном количестве.

Первая халькопирит-молибденитовая стадия локализована в роговиках, она имеет относительно ограниченное распространение по сравнению с халькопиритовой стадией. Участки распространения халькопирит-молибденитовой минерализации представлены в виде отдельных вытянутых линзовидных тел в зоне развития халькопиритовой минерализации.

Как правило, рудные тела халькопирит-молибденитовой стадии имеют близширотное северо-западное простирание. Характер минерали-

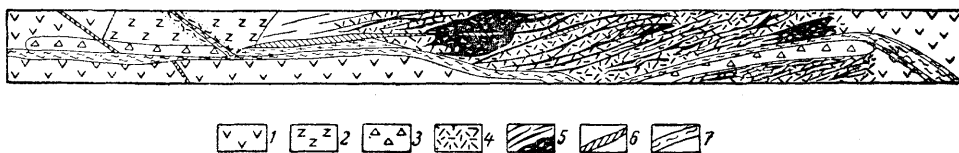


Рис. 5. Строение рудных тел I халькопирит-молибденитовой стадии (кровля штольни № 40 и забой)

1 — ороговикованные порфириты; 2 — диабазовые порфириты; 3 — керсантит; 4 — гидротермально измененные роговики; 5 — брекчиевое халькопирит-молибденитовое оруденение; 6 — прожилковсе полиметаллическое оруденение; 7 — тектонические нарушения

зации своеобразен и присущ только рудным телам этой стадии. Основные особенности рудных тел халькопирит-молибденитовой стадии сводятся к следующему:

- 1) приуроченность рудных тел к трещинам скальвания;
- 2) относительная выдержанность рудных тел по сравнению с зонами брекчиевидных руд халькопиритовой стадии;
- 3) приуроченность богатых рудных тел к изгибам рудовмещающих трещин как в плане, так и разрезе;
- 4) наличие пережимов и раздувов по простиранию и падению, обусловленное как литологическим составом вмещающих пород, так и структурными особенностями рудовмещающей трещины;
- 5) развитие небольших апофиз вдоль системы оперяющих трещин.

Эти особенности хорошо видны на зарисовке, приведенной на рис. 5. Как видно на зарисовке, халькопирит-молибденитовое оруденение приурочено главным образом к тектоническим трещинам скальвания близширотного северо-западного простирания, при этом наиболее богатое оруденение развито вдоль близширотных интервалов, в то время как вдоль северо-западных интервалов и отдельных трещин наблюдается лишь слабое оруденение. Это обстоятельство обусловлено сдвиго-сбросовыми перемещениями, происходившими вдоль искривленной трещины. В результате интервалы близширотного направления раскрывались, а северо-западные были притерты. Подобные же соотношения наблюдаются и по падению. Интервалы трещин с пологим падением несут весьма богатые и мощные рудные тела, в то время как крутопадающие нарушения и интервалы характеризуются весьма убогими рудами. Местами наиболее богатые участки халькопирит-молибденитового оруденения образуются в промежутках между двумя сближенными тектоническими поверхностями.

Направление тектонических подвижек этой стадии минерализации определяется по ориентировке оперяющих скальвающих нарушений. Оно может быть определено также путем графического построения, на основании смещения двух параллельных диабазовых даек рудоконтролирующей структурой. Оперяющие трещины скальвания, развитые в висячем боку главного нарушения, имеют северо-западное простирание с юго-западным падением при северо-восточном падении шва главного нарушения, т. е. их падение ориентировано навстречу падению главного нарушения, что характерно для перемещения висячего крыла вверх. Однако, наряду с этим, оперяющие трещины образуют в плане острый угол с главным нарушением, что типично для сдвигов.

Вторая халькопирит-молибденитовая стадия также отличается повышенным содержанием молибдена. Здесь уже намечается резкое повышение содержания пирита, который присутствует в равном количестве с халькопиритом и молибденитом. В небольшом количестве встречаются теннантит, борнит и энаргит.

Продукты второй халькопирит-молибденитовой стадии распространены исключительно в гранодиоритах и отличаются от образований ранее описанной первой стадии своим минеральным составом, тектоникой и условиями локализации.

Рудные зоны этой стадии характеризуются следующими особенностями:

- 1) минерализация развита вдоль отчетливых тектонических трещин;
- 2) оруденение носит прожилково-гнездовой характер;
- 3) прожилки характеризуются извилистыми очертаниями, наличием пережимов и раздувов, резкими изменениями мощности по падению и простиранию, а также развитием апофиз и разветвлений.

Рудоконтролирующие тектонические нарушения имеют северо-западное простирание, азимут СЗ 330—320° с падением на ЮЗ 60—75°. Мощность нарушений этой стадии различна и зависит, по-видимому, от амплитуды смещения. Наиболее обычны нарушения мощностью 20—30 см с тонко развальцованной глиной. Наибольшая их мощность достигает 1,5—2,0 м. Как правило, халькопирит-молибденитовое оруденение приурочено к трещинам оперения, сопряженным с вышеописанными контролирующими нарушениями. Рассмотрим строение прожилковой зоны, залегающей в висячем боку рудоконтролирующего нарушения. Зона представлена системой прожилков северо-западного простирания, параллельного простиранию основного нарушения; падение пологое на северо-восток, т. е. навстречу падению нарушения.

Рудные прожилки имеют изменчивую мощность, довольно частые раздувы и пережимы, чем, вероятно, обуславливается неравномерное распределение оруденения. Нередко в раздувах отмечаются гнездообразные скопления халькопирита. Весьма интересны взаимоотношения прожилков с контролирующим тектоническим нарушением.

Параллельные кварцевые прожилки, выполняющие трещины отрыва, подходя к нарушению, испытывают некоторое отклонение. Ряд прожилков резко меняет свое простирание на угол 90°, другие вблизи нарушения разветвляются или, наоборот, сливаются в один прожилок, который ограничивается поверхностью нарушения. Кроме того, отмечаются отдельные мелкие кварцевые прожилки и линзочки в тектонической глине нарушения. Эти факты свидетельствуют о дорудном характере крупных нарушений.

Следует отметить, что наряду с оперяющими трещинами отрыва образуются также и скальвающие оперяющие трещины, сопряженные с главными нарушениями. Они имеют аналогичные с основным нарушением простирание и направление падения, но обладают более пологими углами падения. При таком соотношении оперяющих трещин скальвания и отрыва, когда скальвающие трещины имеют падение согласное

с основными швами, но более пологое, а трещины отрыва полого падают навстречу направлению падения основного нарушения, применяя при анализе эллипсоид деформации, мы устанавливаем, что перемещения по этим нарушениям носили сбросовый характер.

V. *Халькопирит-карбонатная стадия.* Основным жильным минералом здесь является кальцит, ассоциирующийся с пиритом, халькопиритом, молибденитом. Из жильных минералов отмечаются эпидот и хлорит. Халькопирит-карбонатная стадия имеет ограниченное распространение и обычно проявляется в виде небольших чётковидных тел с чередованием раздувов и пережимов. В основном рудовмещающие нарушения имеют северо-западное простирание, а рудные тела выполняют трещины отрыва.

VI. *Кварц-пирит-сфалеритовая стадия.* Главными рудными минералами этой стадии являются пирит (преобладающий) и сфалерит. В подчиненном количестве присутствует халькопирит. Эта стадия формируется при резком изменении плана деформации, так как рудные тела контролируются северо-восточными сколовыми нарушениями с падением на северо-запад. Нарушения зачастую проходят вдоль контактов даек диабазовых порфиритов и роговообманковых диорит-порфиритов. По одному из таких нарушений в позднюю стадию дайкового этапа диорит-порфиритовая дайка северо-западного простирания была ступенчато смещена вдоль диабазовых даек северо-восточного направления и даек роговообманковых диорит-порфиритов широтного направления.

Рудные тела представлены главным образом мелкими жилками, сопряженными с ними прожилками и прожилковыми зонками незначительной мощности. Характерной особенностью рудных тел является приуроченность их к трещинам скальвания. Почти все вышеописанные жилки характеризуются прямолинейностью контактов, наличием зеркал скольжения и глинки трения. В зонах смятия основные жилки сопровождаются также системой оперяющих трещин юго-западного простирания с падением на северо-запад. Из направления смещений следует, что подвижки, происходившие непосредственно перед этой стадией, носили сдвиговый характер.

VII. *Полиметаллическая стадия.* Основными рудными минералами полиметаллической стадии являются сфалерит, халькопирит, пирит, галенит, тесно ассоциирующийся с карбонатом, реже—кварцем. Как перед кварц-пирит-сфалеритовой стадией произошло изменение плана деформации с образованием трещин скальвания северо-восточного простирания, так и непосредственно перед полиметаллической стадией минерализации план деформации также не остался прежним; рудовмещающие нарушения зачастую наследуют простирание более древних северо-западных трещин скальвания и приспособляются к ним.

Рудные тела полиметаллической стадии представлены мелкими жилками длиной 10—15 м при мощности 20—30 см, которая в раздувах увеличивается до 0,5 м. Жилы приурочены к скальвающим трещинам, сопровождающимся глиной трения. Полиметаллические жилы имеют северо-западное простирание ($SZ\ 290-300^\circ$) с крутым падением как на юго-запад, так и на северо-восток. Они сопровождаются системой прожилков, выполняющих трещины оперения. Последние имеют северо-западное простирание, падают на юго-запад навстречу падению главной жилы и ориентированы косо по отношению к ее простиранию. Такое соотношение между «оперяющими» прожилками и основной жилой свидетельствует о сдвиго-сбросовых движениях. Нередко нарушения, вдоль которых развиты жилы полиметаллической стадии, следуют по ранее возникшим нарушениям халькопирит-молибденитовой стадии. Зачастую вдоль нарушений, к которым приурочены халькопирит-молибденитовые жилы, вытягиваются полиметаллические жилки.

Амплитуды смещений по нарушениям, происходившим непосредственно перед полиметаллической стадией, обычно невелики и не превышают 1,0—1,5 м в горизонтальной плоскости, хотя возможно, что смещения по вертикали были значительно больше.

VIII. *Алабандиновая стадия*. Среди продуктов этой стадии отмечается тесная ассоциация алабандина с родохрозитом; из рудных минералов распространен мельниковит-пирит. В незначительном количестве отмечаются халькопирит, галенит, сфалерит и энаргит.

Алабандиновая стадия характеризуется относительным спокойствием тектонической обстановки. Алабандиновые жилки имеют мощность до 10 см и вытягиваются на 5—6 м по простиранию. Они приурочены к сколам, которые имеют северо-западное простирание и юго-западное падение.

IX. *Карбонатная стадия* проявлялась относительно широко. В эту стадию образовывались небольшие жилки и зонки прожилкового оруденения, образованные в основном анкеритом с тонкой и редкой вкрапленностью пирита. Они обычно приурочены к сбросовым нарушениям. Мощность их 3—4 м, протяжение зон 10—15 м. Мощность отдельных прожилков не превышает 1,0—1,5 см, они коротки по простиранию и кулисообразно сменяют друг друга. В основном зоны, сложенные карбонатными прожилками, имеют северо-восточное простирание с падением на юго-восток и северо-запад.

X. *Пиритовая стадия*. Пиритовая стадия минерализации является одной из наиболее распространенных. Для нее характерно преобладание пирита; в очень небольшом количестве присутствует халькопирит.

Рудные тела пиритовой стадии образуют преимущественно прожилковые зоны, состоящие из ряда параллельных и кулисообразно расположенных в пространстве прожилков северо-западного простирания. Как правило, рудовмещающие нарушения, вдоль которых вытягиваются жилы пиритовой стадии, имеют северо-западное простирание и довольно крутое падение на юго-запад. Они смещают серию северо-восточных и близширотных роговообманковых диорит-порфиритовых даек. Обычно прожилковые зоны пиритового оруденения располагаются висячем боку этих нарушений, причем прожилки простираются параллельно основному нарушению.

Оперяющие трещины имеют падение навстречу падению основного нарушения и ориентированы косо по отношению к основному шву. Такие взаимоотношения оперяющих трещин с основным нарушением свидетельствуют о взбросово-сдвиговых перемещениях, происходивших непосредственно перед пиритовой стадией минерализации, причем смещенное крыло двигалось на северо-запад.

После рудный этап. Послерудные нарушения на месторождении проявлены незначительно, к ним относятся некоторые скальвающие нарушения северо-восточного простирания с небольшой амплитудой смещения (3—4 м).

Заключение

При изучении структуры месторождения выявляется многостадийность проявлений тектонических подвижек вдоль зоны дробления. В общем для зоны характерны значительная подвижность и живучесть. Перемещения блоков пород постоянно предшествовали гидротермальной деятельности, а тектонические нарушения являлись рудоподводящими каналами. В большинстве случаев при образовании благоприятных условий (открытие полостей) они являлись и рудовмещающими структурами.

Многоэтапное развитие зоны дробления обусловило пространственное обособление стадий минерализации. Большая роль в площадном развитии медного оруденения принадлежит дайкам диабазовых порфиритов, между которыми в дальнейшем образовались многочисленные трещины

отрыва. В общем на месторождении наблюдается широкое площадное развитие жил медного оруденения, пересеченных рудными телами халькопирит-молибденитовой стадии, приуроченными к более поздним трещинам скалывания.

Практические выводы, вытекающие из проведенного анализа структуры месторождения, сводятся к следующему.

1. Пространственное разобщение оруденения на площади рудного поля позволяет вести раздельную разведку на медь и молибден.

2. Рудные тела, относящиеся к халькопиритовой стадии, имеющей площадное развитие, следует разведывать как штокверк или зоны вкрапленного оруденения. Рудные тела, образовавшиеся в основном в халькопирит-молибденитовую стадию, контролируемые сколовыми нарушениями, рекомендуется разведывать как жильные тела. При этом следует заметить, что характер жил, их мощность и содержание полезных компонентов зависят от структурных особенностей рудоконтролирующих швов и литологического состава вмещающих пород.

При проведении в районе поисковых работ нужно иметь в виду приуроченность оруденения к зонам дробления. Поисково-разведочные работы должны быть направлены на выявление новых оруденелых интервалов вдоль минерализованных зон дробления, так как минерализация вдоль этих зон проявляется в виде обособленных изолированных участков.

Н. В. ПАВЛОВ

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

За последнее десятилетие в связи с систематическим изучением геологического строения огромной территории Сибирской платформы было выявлено значительное число месторождений и рудопроявлений магнетита, связанных с проявлением траппового магматизма. В настоящее время только в пределах Тунгусской синеклизы выделено четыре железорудных района, несомненно имеющих немаловажное промышленное значение. По семилетнему плану работ некоторые месторождения Ангаро-Илимского района подлежат промышленному освоению. Однако большинство месторождений и рудопроявлений магнетита, кроме Ангаро-Илимского железорудного района, еще не разведано и очень слабо изучено.

В настоящей статье делается попытка связать локализацию эндогенного магнетитового оруденения с некоторыми особенностями тектонического строения отдельных железорудных районов, расположенных в пределах Тунгусской синеклизы. Такая попытка существенно необходима, так как до настоящего времени в геологической литературе вопросам локализации эндогенного оруденения в платформенных областях уделено незначительное внимание. Кроме того, в недалеком будущем выявленные магнетитовые месторождения подлежат геологической разведке, и некоторые закономерности в локализации оруденения, излагаемые в статье, помогут правильно подойти к изучению структуры рудных полей и отдельных месторождений.

В основу статьи положены личные наблюдения автора, занимавшегося в течение нескольких лет исследованием четырех железорудных районов, находящихся на территории Тунгусской синеклизы. Кроме того, в статье использованы различные материалы, опубликованные в последнее время. Необходимо отметить, что эти материалы, освещающие отдельные рудные районы, очень неравноценны, так как вскрытость месторождений и их разведанность весьма различны. Поэтому некоторые закономерности, подмеченные в локализации магнетитовых руд и описанные в настоящей статье, надо рассматривать как первый шаг к изучению структурных особенностей этих месторождений.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАГНЕТИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В связи с систематическим геологическим картированием Сибирской платформы значительно расширились наши представления о ее строении. На основе геологической карты Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000 намечена схема тектонического районирования (Спижарский,

1954). На этой схеме выделен ряд участков различного строения. Одним из наиболее крупных участков Сибирской платформы, имеющим свои специфические черты формирования, является Тунгусская синеклиза, площадь которой составляет около 1 млн. км².

На этой территории к настоящему времени выявлены четыре железорудных района, представленных магнетитовыми месторождениями, свя-

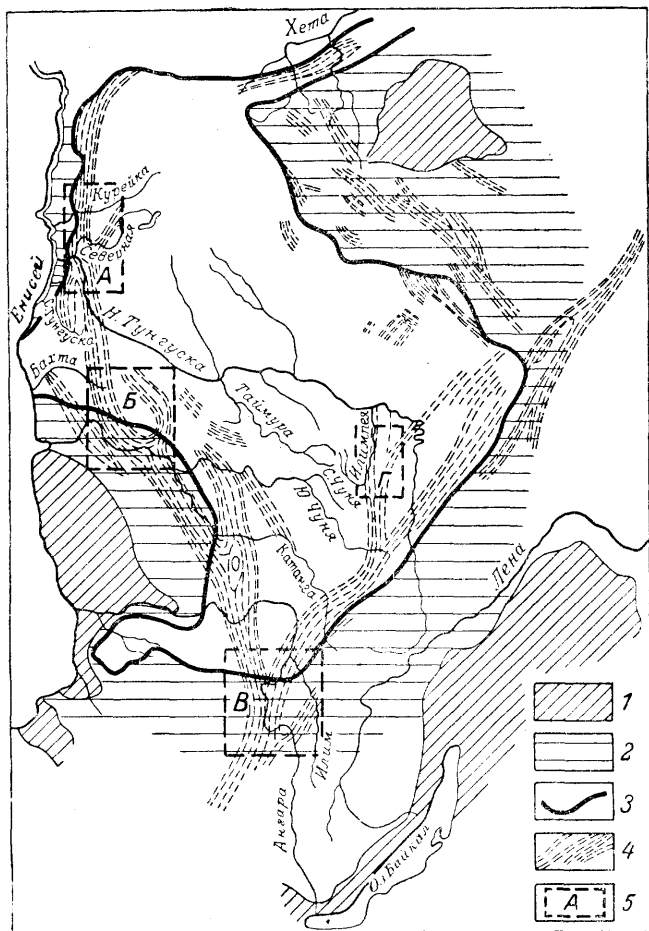


Рис. 1. Схема расположения зон разломов и интенсивного проявления магматизма по окраине Тунгусской синеклизы (по И. И. Краснову и В. Л. Масайтис)

1 — области докембрийской складчатости по окраинам платформы и выходы ее кристаллического фундамента; 2 — области распространения нижне- и среднепалеозойского платформенного чехла; 3 — схематические контуры распространения отложений Тунгусского комплекса; 4 — зоны разломов, дробления, интенсивного проявления магматизма и магнитных аномалий; 5 — железорудные районы Тунгусской синеклизы, рассматриваемые в работе

занными с проявлением траппового магматизма. Эти районы следующие (рис. 1): Тунгусское железорудное поле (А), район нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски и верхнего течения р. Бахты (Б), Ангаро-Илимский район (В), Илимпейский район (Г). Кроме этих главных районов, магнетитовое оруденение известно еще в ряде мест (на рр. Непе, Чуне и др.). Каждое из них приурочено к определенным частям Тунгусской синеклизы и имеет свои особенности.

Как известно, Тунгусская синеклиза обрамляется следующими крупными структурами: на юге и юго-востоке располагается Прибайкало-

Саянский передовой прогиб, на востоке — Вилюйская и Оленекская синеклизы и Анабарская антеклиза, на севере — Притаймырский передовой прогиб, на западе — Приенисейский передовой прогиб и, наконец, на юго-западе — Тасеевская синеклиза или, точнее, Ангарская зона складок, отделяющая названную синеклизу от Тунгусской. От перечисленных тектонических структур Тунгусская синеклиза отделена крупными тектоническими разрывами в палеозойском фундаменте Сибирской платформы. Эти тектонические структуры первого порядка, обрамляющие Тунгусскую синеклизу, имеют различный возраст.

Тунгусская синеклиза окончательно сформировалась в нижнем триасе. Она сложена отложениями кембрия, ордовика, силура, девона, нижнего карбона, перми и вулканогенными породами триаса. Все толщи пронизаны значительным количеством интрузивных тел траппов. Одной из характерных черт Тунгусской синеклизы является широкое распространение континентальных пермских отложений и пород вулканогенного и интрузивного траппового комплексов, относящихся к верхней перми — нижнему триасу. Однако эти образования в ряде мест выходят за пределы контуров синеклизы.

Для понимания структурных особенностей эндогенных магнетитовых месторождений на территории Тунгусской синеклизы весьма важно изучение элементов ее внутреннего строения. По данным И. И. Краснова и В. Л. Масайтис (1955), схема тектонического строения рисуется в следующем виде¹.

По окраинам Тунгусской синеклизы четко намечаются три региональные зоны разломов, дробления и интенсивного проявления магматизма. Такие проявления в верхнем структурном ярусе платформы связаны с глыбовыми движениями докембрийского кристаллического фундамента. Эти зоны следующие: Ангаро-Хатангская, по Т. Н. Спичарскому (1954) — Ангаро-Норильская, как мы и будем ее называть, окаймляющая синеклизу с юго-запада, Ангаро-Вилюйская — с юго-востока и Вилюйско-Котуйская — с северо-востока. Характеристику последней зоны мы здесь не приводим, так как в ней еще не выявлены районы железорудного проявления.

1. Ангаро-Норильская зона прослеживается от пос. Братск и Заярск на р. Ангаре, проходит полосой на северо-запад к Чадобецкому поднятию и далее к району р. Подкаменной Тунгуски, несколько западнее пос. Байкит. Эта зона от района р. Подкаменной Тунгуски проходит далее через верховье р. Бахты в нижнее течение р. Нижней Тунгуски, на р. Курейку и в район Норильска. Ширина зоны варьирует от 50 до 150 км. Зоне сопутствуют ответвления, которые проходят по обеим ее сторонам. Во многих местах этой зоны зафиксированы положительные магнитные аномалии и выявлены рудопроявления магнетита. Аномалии и рудопроявления приурочены к разломам (см. рис. 1).

2. Ангаро-Вилюйская зона. Зона идет от района пос. Тулун на северо-восток к Ангаре (Братск — Заярск) и далее к бассейну р. Илим и в среднее течение рр. Большой и Малой Еремы (левые притоки верховьев Нижней Тунгуски). Зона распространяется и далее в район пос. Ербогачен и бассейн р. Ахтаранда. Так же, как и Ангаро-Норильскую, эту зону сопровождает ряд ответвлений, одни из которых отходят в меридиональном направлении от района рр. Большой и Малой Еремы в район р. Илимпеи. Ширина зоны меняется в пределах от 50 до 150 км. Ангаро-Илимский железорудный район расположен на пересечении этих двух крупных зон, в связи с чем структурно-геологические особенности этих месторождений резко отличаются от месторождений

¹ Здесь мы ограничимся лишь характеристикой двух главных структурных зон, к которым приурочены эндогенные железные руды.

других железорудных районов¹. Ниже на примере четырех рудных районов мы хотели бы показать особенности локализации оруденения в зависимости от приуроченности рудных полей и отдельных месторождений к той или иной части охарактеризованных выше двух региональных зон.

ПОЛОЖЕНИЕ РУДНЫХ РАЙОНОВ В ПРЕДЕЛАХ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И ПРИМЕРЫ СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ С РЕГИОНАЛЬНЫМИ ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ЗОНАМИ

1. Тунгусское железорудное поле. Магнетитовые месторождения Тунгусского железорудного поля располагаются в северо-западной части Ангаро-Норильской зоны и приурочены к восточному крылу антиклинальной структуры, обрамляющей Тунгусскую синеклизу (рис. 2). Падение пород, слагающих восточное крыло антиклинали, СВ 35—65° с углами 35—45°. Длина участка, содержащего магнетитовые месторождения, рудопроявления и магнитные аномалии, около 150 км при ширине 5—10 км. Однако, как на север от р. Курейки, так и на юг от р. Летней, эта рудоносная полоса не обрывается и магнитометрическими работами прослеживается далее, хотя разведочными работами эти участки еще не затронуты.

Главная рудная зона рр. Курейка — Северная — Летняя сложена карбонатно-терригенными породами палеозойского возраста. Формирование структуры рудоносной зоны относится к концу перми и началу триаса. Наряду с пликативными дислокациями, здесь имели широкое развитие крутопадающие разрывные нарушения — сбросы и взбросы, наиболее поздние из которых образовались в нижнем триасе. Породы трапповой серии в пределах рудоносной зоны имеют широкое развитие. Они образуют согласные с напластованием интрузивные залежи, силлы и дайки амфиболитизированных габбро-диабазов, оливиновых и безоливиновых долеритов, а также маломощные дайковые тела диабаз-порфиритов. Мощности залежей, силлов и даек весьма различны и колеблются от 25—30 до 250—300 м. Эти тела размещаются как в зоне разрывов, так и в зонах отслоения осадочных пород.

Среди траппов амфиболитизированные габбро-диабазы являются наиболее древними и по времени внедрения относятся к дотриасовым. Это подтверждается наличием обломков этих пород в туфогенной толще, выходящей восточнее рудоносной полосы. Оливиновые и безоливиновые долериты по времени внедрения относятся к нижнему триасу.

На основании изучения геологического строения отдельных участков месторождений и условий локализации магнетитовых руд устанавливаются три группы форм рудных образований.

1. Рудные тела в виде согласных жилоподобных и линзовидных скоплений, располагающихся в известняках на контакте с висячими блоками пластовых залежей и силлов траппов.

2. Рудные жилы, секущие напластования осадочных пород и располагающиеся на контакте с дайковыми телами траппов в известняках.

3. Жилоподобные, жильные и штокверковые обособления магнетитовых руд, заключенные в зонах тектонических нарушений, проходящих в согласных и дайковых телах оливиновых долеритов.

Два первых типа форм локализации руд преобладают в рудоносных зонах. Особенностью их является пространственная связь с амфиболити-

¹ П. Е. Оффман в работе «О строении центральной части Сибирской платформы» (Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1956) дает более сложную схему строения Тунгусской синеклизы. Однако эта схема в главных двух зонах, с которыми связано оруденение, совпадает с принятой нами здесь схемой.

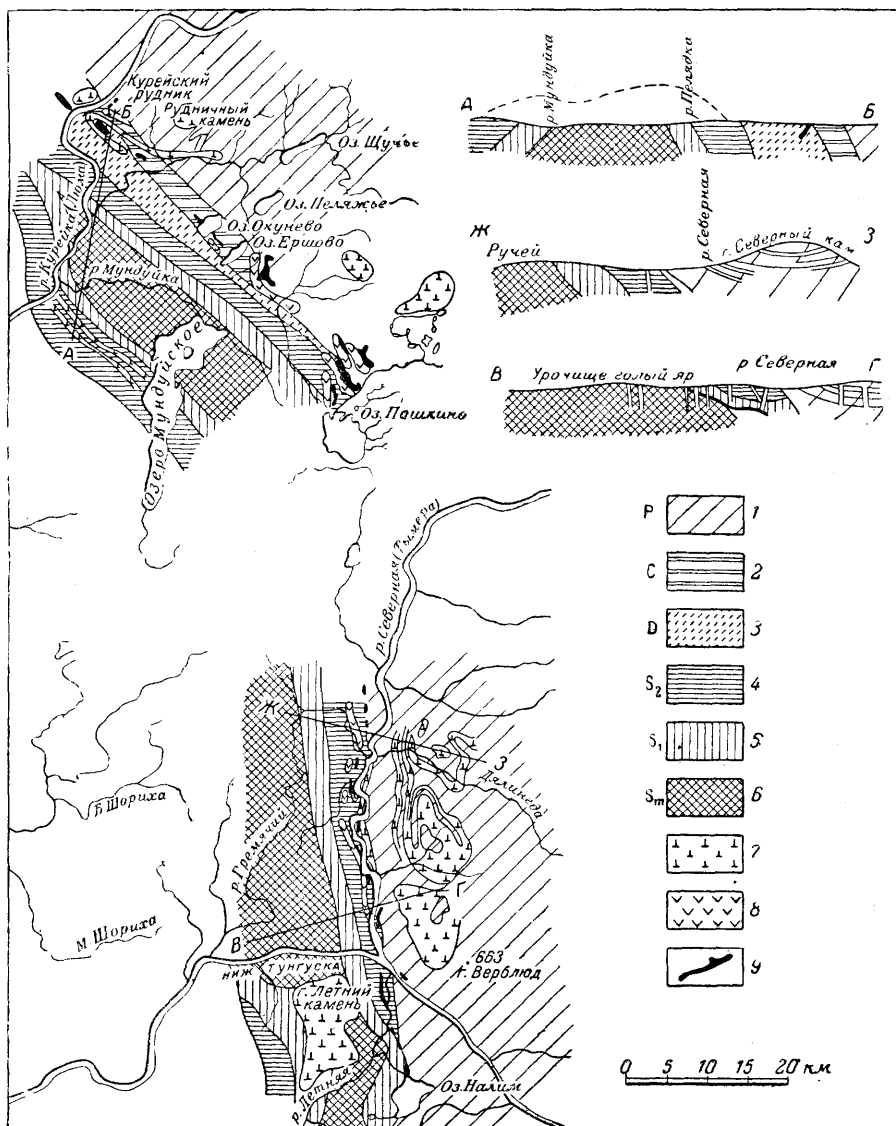


Рис. 2. Схематическая сводная геологическая карта района месторождений магнетита Курейка — Северная — Летняя (составил Н. В. Павлов по материалам В. Н. Егорова и А. Г. Шпилько)

1 — пермь; 2 — карбон; 3 — девон; 4 — силур; 5 — ордовик; 6 — кембрий; 7 — долериты; 8 — амфиболитизированные габбро-диабазы; 9 — рудные магнитные аномалии

зированными габбро-диабазами, наиболее ранними по отношению к другим телам траппов. Третий тип локализации оруденения пока еще известен в немногочисленных пунктах, изученных на р. Курейке.

Приведенная на рис. 2 схематическая геологическая карта района рр. Курейка — Северная — Летняя иллюстрирует пространственную связь рудных тел и рудных магнитных аномалий с телами амфиболитизированных габбро-диабазов. На рис. 3 показан рудный участок, на котором как согласные, так и секущие рудные тела сопровождаются телами амфиболитизированных габбро-диабазов.

Необходимо отметить, что рудные тела магнетитовых месторождений обособляются в ослабленных зонах, направление простирания и падения которых совпадает с тектоническими зонами, по которым до оруденения

проникала магма, образовавшая тела амфиболизированных габбро-диабазов. Строгая приуроченность оруденения в основном к висячим бокам таких траппов является характерной чертой этой части Ангаро-Норильской зоны.

2. Второй железорудный район, еще очень слабо изученный разведочными работами, располагается в средней части Ангаро-Норильской

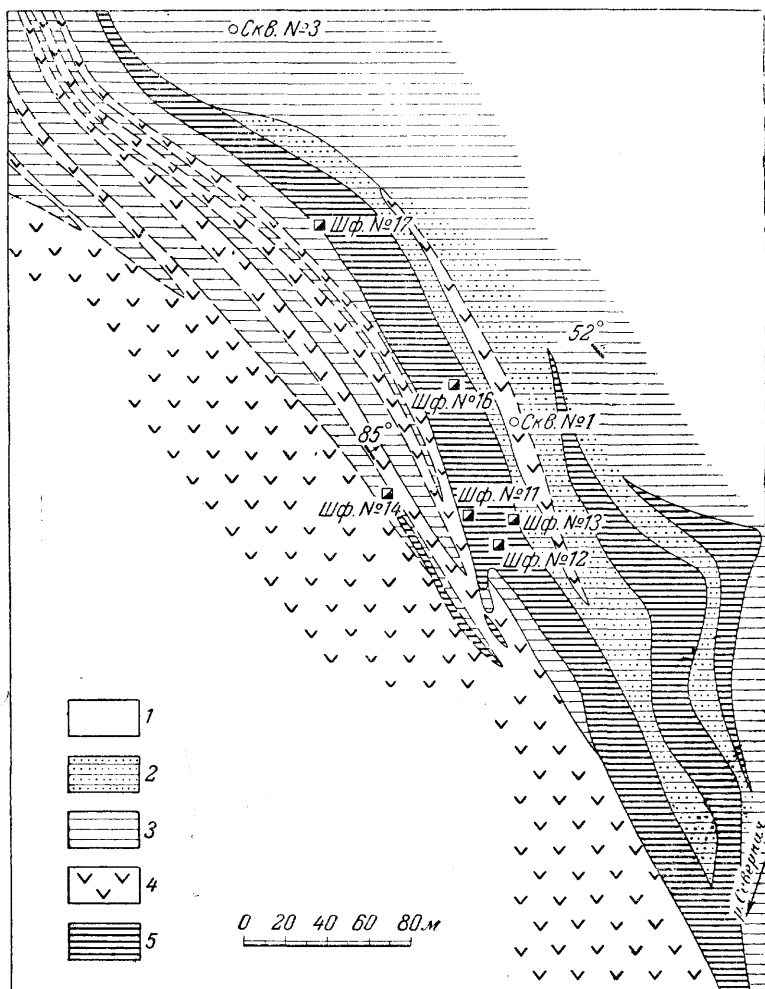


Рис. 3. Схематическая геологическая карта месторождения магнетита в районе Северной

1 — наносы; 2 — скарновая порода; 3 — метаморфизованные известняки; 4 — амфиболизированные габбро-диабазы; 5 — магнетиты

зоны, охватывающей верховья р. Бахты, нижнее и среднее течение р. Подкаменной Тунгуски. Здесь эта зона, вероятно, имеет несколько ответвлений и более сложное строение, чем показано на схеме, изображенной на рис. 1.

В железорудном районе рр. Бахты — Подкаменной Тунгуски известно свыше десяти месторождений и отдельных рудопроявлений, однако эти месторождения разобщены и не приурочены к одной какой-либо четко выраженной структуре, как это наблюдалось в предыдущем случае. Характерной особенностью района является то, что при сравнительно слабо

развитых пликвативных дислокациях палеозойских и вышележащих пород здесь имеется очень много разрывных нарушений, в которых и заключены многочисленные трапповые тела. Характерными формами обособлений траппов, кроме дайковых тел, являются многоэтажные трапповые залежи и силлы с перемычками между ними. Трапповые тела различаются по составу и среди них можно выделить недифференцированные оливиновые долериты и заметно дифференцированные оливиновые и безоливиновые долериты.

Недифференцированные габбро-диабазы имеют очень незначительные по мощности контактовые ореолы, измеряемые метрами, которые в известняках представлены мраморизацией, а в глинисто-мергелистых породах — ороговикованием. Видимая пространственная связь магнетитового оруденения с недифференцированными траппами неизвестна. Дифференцированные долериты содержат шлировые и полосчатые обособления кварцевых и бескварцевых габбро-диоритов. Около таких тел траппов отмечаются значительные контактовые изменения вмещающих пород. Мощность измененных пород иногда достигает 100 м. Контактная минерализация представлена гранатом, пироксеном, эпидотом, хлоритом, магнетитом и сульфидами.

Известные промышленные скопления магнетитовых руд связаны преимущественно с телами дифференцированных траппов. Оруденение локализуется в зонах разрывных нарушений (сбросов и взбросов), заполненных дифференцированными траппами, а также в сопряженных с ними ослабленных зонах по напластованию осадочных пород, по которым основная магма и гидротермальные рудные растворы проникали на различные стратиграфические уровни. Рассмотрим примеры связи магнетитового оруденения с разрывными нарушениями, выполненными дифференцированными траппами и рудными магнетитовыми телами.

Месторождение Камышевский Байкитик. В районе месторождения развиты породы ордовика, представленные столбовой свитой (O_2-3). В состав этой свиты входят зеленовато-серые глинистые сланцы и песчаники с прослоями известняков. Общая мощность свиты около 50 м. За пределами месторождения свита согласно налегает на песчаники байкитской свиты (O_2^1), мощность которой около 100 м. Эта последняя трансгрессивно налегает на известково-терригенную толщу чунской свиты (C_1^2). В районе устья р. Камышевский Байкитик по р. Подкаменной Тунгуске эти отложения нарушены взбросом, и породы чунской свиты приведены на один уровень с породами столбовой свиты. Все породы залегают горизонтально или с падением в $2-3^\circ$ на восток.

По тектоническому нарушению проходит дайкоподобное крутопадающее тело дифференцированных долеритов мощностью около 800 м, которое в породах столбовой свиты переходит в пластовую залежь мощностью около 100 м. Рудная залежь в виде пластового тела мощностью более 40 м залегает согласно с напластованием пород столбовой свиты близ лежащего бока пластовой залежи в месте сочленения ее с дайковым телом, описанным выше.

Месторождение еще не разведано, однако геологическое положение рудного тела указывает, что локализация связана со скрытым крупным разрывом северо-западного простирания, проходящим под пластовой залежью долеритов.

Чернореченское месторождение располагается в районе тектонического разрыва, вдоль которого проникла дайка дифференцированных долеритов (рис. 4). Дайка имеет северо-западное простирание, крутое падение на северо-восток и прослеживается на расстоянии нескольких десятков километров. Мощность ее в плане варьирует от 400 м до 1 км. Это тело сечет породы нижнего, среднего и верхнего ордовика и силура, залегающих здесь почти горизонтально. Оруденение

располагается в близком соседстве с дайкой и представлено контактово-метасоматической залежью, согласной с залеганием осадочных пород. Оруденение расположено на границе столбовой (O_2-3) и кочумдекской (S_1) свит. Подстилающие породы представлены алевролитами, породы висячего бока рудной залежи — мраморизованными известняками. Таким образом, здесь хорошо видно отслоение пород и метасоматическое замещение карбонатных пород, сопряженное с тектоническим разрывом.

В районе верхнего течения р. Бахты, а также в районе Кривляков по р. Подкаменной Тунгуске известны рудопроявления и месторождения магнетитовых руд, находящихся в тесной пространственной связи с трубчатými телами, выполненными туфами. Рудопроявление только локально связано с этими образованиями. Рудные тела приурочены к более поздним зонам разрывов, как и в Ангаро-Илимском районе (о чем речь будет идти ниже). Вероятнее всего, что в этих районах основная Ангаро-Катангская зона пересекается боковыми зонами иного направления.

3. Ангаро-Илимский железорудный район располагается на пересечении двух зон — Ангаро-Норильской и Ангаро-Виллюйской. Ширина каждой из зон здесь превышает 100 км. В связи с этим строение отдельных месторождений имеет свои специфические особенности. Всего в этом железорудном районе известно пятнадцать месторождений, часть из которых в достаточной мере разведана.

В строении Ангаро-Илимского района принимают участие верхнекембрийские, ордовикские, нижнесилурийские отложения, туфогенные и изверженные породы трапповой формации пермотриаса. Кроме того, в пределах Ангаро-Виллюйской зоны известны мезозойские (юрские) континентальные отложения.

Этот район характеризуется общим весьма пологим падением осадочных пород к северу. Значительно развиты разрывы северо-западного простирания; известны узкие антиклинальные структуры. Район интересен наличием вулканических трубок и развитием трапповых интрузий, представленных пластовыми залежами и дайками оливинных и безоливинных долеритов различной мощности.

В отличие от описанных железорудных районов, территория Ангаро-Илимского района, расположенная по южному и юго-восточному бортам Тунгусской синеклизы, в тектоническом отношении была мобильной более

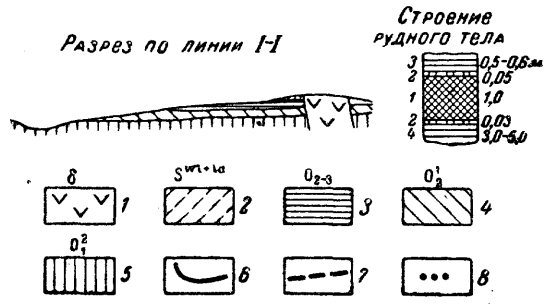
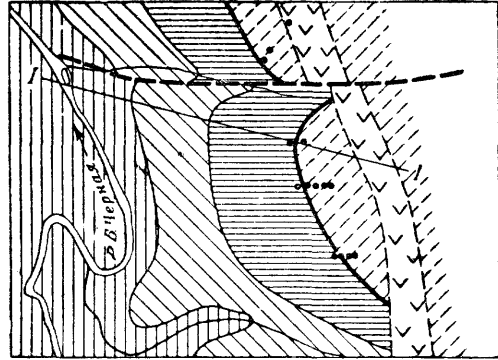


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Чернореченского месторождения магнетита (по материалам А. П. Шевцова)

1 — долериты; 2 — кочумдекская свита, известняки Sw1-1d; 3 — столбовая свита, алевролиты, песчаники и глинистые сланцы с прослоями известняков O_2-3 ; 4 — байжитская свита, кварцевые песчаники O_1^2 ; 5 — чуньская свита, оолитовые известняки, алевролиты и песчаники O_1^2 ; 6 — магнетитовая руда; 7 — тектонические нарушения; 8 — горные выработки

длительное время. Это подтверждается установленным мезозойским прогибом с континентальными отложениями нижней и средней юры.

Пересечение здесь двух региональных зон разрывов докембрийского фундамента, а также отмеченная большая мобильность обусловили наличие вулканических трубок и разрывов в верхнем структурном ярусе платформы. В связи с этим в большинстве месторождений мы наблюдаем тесную связь вулканических трубок с зонами тектонических нарушений, выполненных телами траппов, а также можем проследить локализацию магнетитовых обособлений, сопровождаемую эндогенной минерализацией.

Необходимо отметить, что магнетитовое оруденение не имеет непосредственной генетической связи с образованием вулканических трубок. Это подтверждается фактическим материалом, собранным по ряду разведанных месторождений. Вулканические трубки овальной и неправильно округлой формы имеют размеры от нескольких десятков до 1000 м в диаметре; они пересекаются более поздними дайковыми телами траппов.

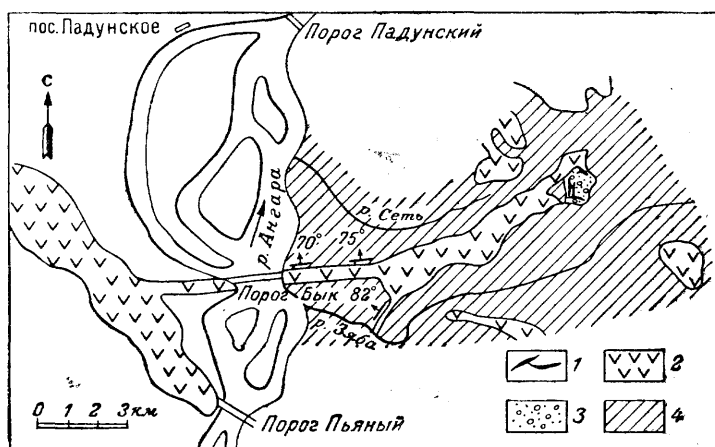


Рис. 5. Схема геологического строения района Красноярского месторождения (по Н. В. Павлову)

1 — рудоносные зоны; 2 — долериты; 3 — туфогенные породы перм-триаса; 4 — породы ордовика и нижнего силура

Магнетитовые рудные тела в виде жил различной мощности (от нескольких до 20 м) секут как траппы, так и палеозойские осадочные породы, вмещающие вулканические трубки. Такие взаимоотношения наблюдались на ряде месторождений: Кежемском, Рудногорском, Долоновском, Коршуновском и др. Однако значительные объемы рудных масс заключены в вулканические трубчатые образования. По-видимому, это объясняется тем, что трубчатые тела, выполненные пирокластическим материалом, уходят на большие глубины в допалеозойский кристаллический фундамент. Последующие тектонические нарушения создавали в этих телах ослабленные зоны и полости, наиболее благоприятные для прохождения рудоносных растворов.

Жильные тела месторождений магнетитовых руд — обычно крутопадающие, северо-восточного и северо-западного простирания. Эти направления простираний рудных тел совпадают с простиранием основных разрывов в районе и отвечают направлениям охарактеризованных выше двух региональных зон глубинных разрывов в кристаллическом фундаменте. Рассмотрим структурные особенности некоторых месторождений Ангаро-Илимского района.

Красноярское месторождение. На рис. 5 приведена схематическая геологическая карта района Красноярского месторождения. Как видно из схемы, среди поля палеозойских пород выделяется

трубчатое тело самого месторождения, а также трапповые породы, представленные как пластовыми залежами, так и дайками.

На р. Ангаре дайковое тело мощностью около 400 м образует порог, называемый «Бык». От порога в направлении на восток и северо-восток эта дайка подходит к пластовой залежи, имеющей мощность 80—100 м, которая составляет водораздельную часть между рр. Сеть и Зяба. С юго-запада к пластовой залежи подходит второе, менее мощное дайковое тело. Падение этих даек весьма крутое (70—80°). Дайковые тела являлись каналами, по которым поступала магма, образовавшая пластовую залежь. В северо-восточной части месторождения можно видеть выклинивание тела траппов и расщепление его на две ветви. Простирающиеся крутопадающих рудных жил южного участка месторождения близко к простиранию тела траппов. Менее мощные рудные жилы центрального и северного участков месторождения, имеющие северо-северо-западное простираение, сопряжены с другой системой разрывных дислокаций, в основном имеющих северо-западное простираение.

Интересно отметить, что дайковые тела и рудные жилы, заключенные в вулканических трубках, имеют одинаковые элементы залегания (рис. 6), хотя долериты образовались раньше рудных тел. Весьма интересны взаимоотношения и морфологические особенности долеритов

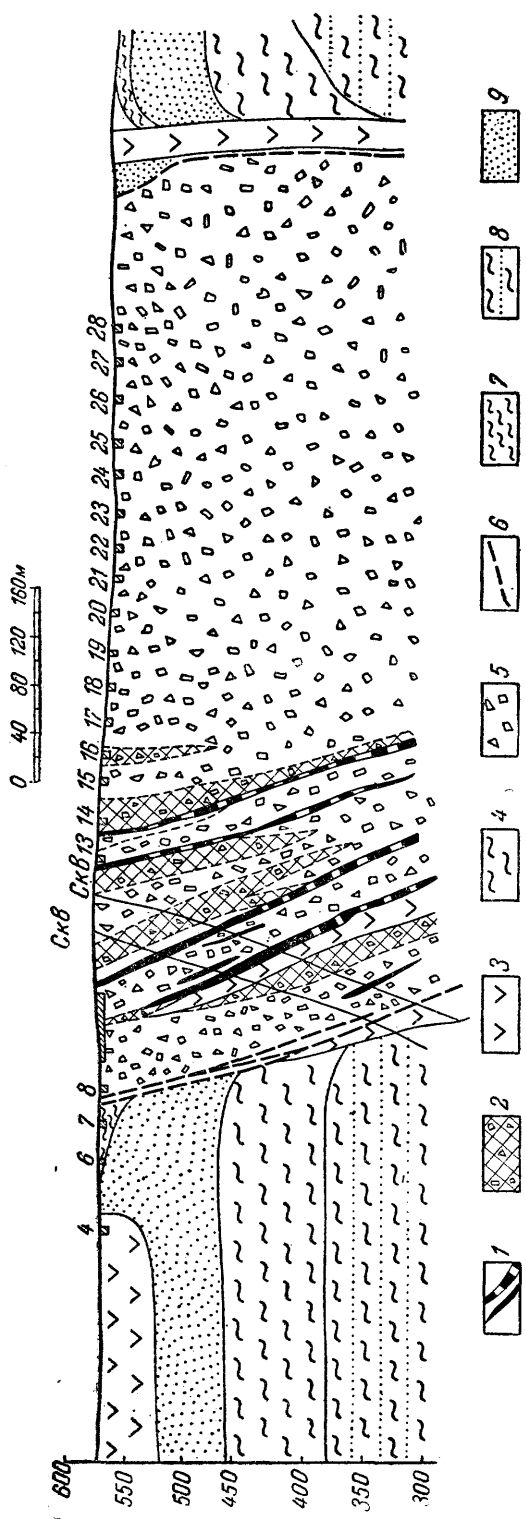


Рис. 6. Схематический геологический разрез по разведочной линии Красноярского месторождения
 1 — жильные магнетитовые руды, прерывистая полоса, предположительно продолжающаяся на глубине; 2 — вкрапленное оруднение; 3 — долериты пластовые и жильные; 4 — аргиллиты красные; 5 — туффиты и туфобрекчи; 6 — дорудные слои; 7 — аргиллиты и мергелистые глины; 8 — песчано-глинистые породы; 9 — песчанки неравномерно-зернистые, серые и светло-желтые

и рудных тел, наблюдаемые на Кежемском месторождении. На рис. 7 показан схематический разрез через месторождение. Как рудные жилы, так и маломощные дайковые тела долеритов имеют одинаковые элементы залегания. Форма отдельных рудных тел очень сходна с формой тел долеритов, хотя рудные тела формировались позже долеритов, что видно по секущим отношениям; однако как первые, так

и вторые при своем внедрении использовали одни и те же зоны тектонических нарушений.

4. Илимпейский железорудный район располагается на меридиональной ветви, отходящей от региональной Ангаро-Виллюйской зоны разрывов и протягивающейся от района р. Еремы через р. Тетею на север в район р. Илимпеи. Ширина ветви более 100 км. Этот железорудный район изучен еще весьма слабо. Разведочные работы на месторождении не производились. В районе р. Илимпеи известно до десяти пунктов выходов рудных магнетитовых жил. Все известные выходы рудных тел расположены в поле развития туфов и туффитов пермо-триаса, мощность которых в этом районе измеряется в 300—400 м. Туфовые породы прорваны дайками и пластовыми залежами оливиновых долеритов сравнительно небольшой мощности (от 5 до 40—50 м).

Рудные жилы, выходящие на поверхность, имеют мощность от 0,5 до 4 м при видимой длине до 500 м; обычно они приурочены к зонам дробления в туфах. Эти зоны имеют ширину 50—150 м. В отличие от нарушенных туфов, обладающих грубой, в основном горизонтальной слоистостью, в этих зонах слоистость отсутствует, породы перемяты, содержат крутопадающие трещины отдельности. Простираение таких зон различное, преимущественно северо-восточное и северо-западное.

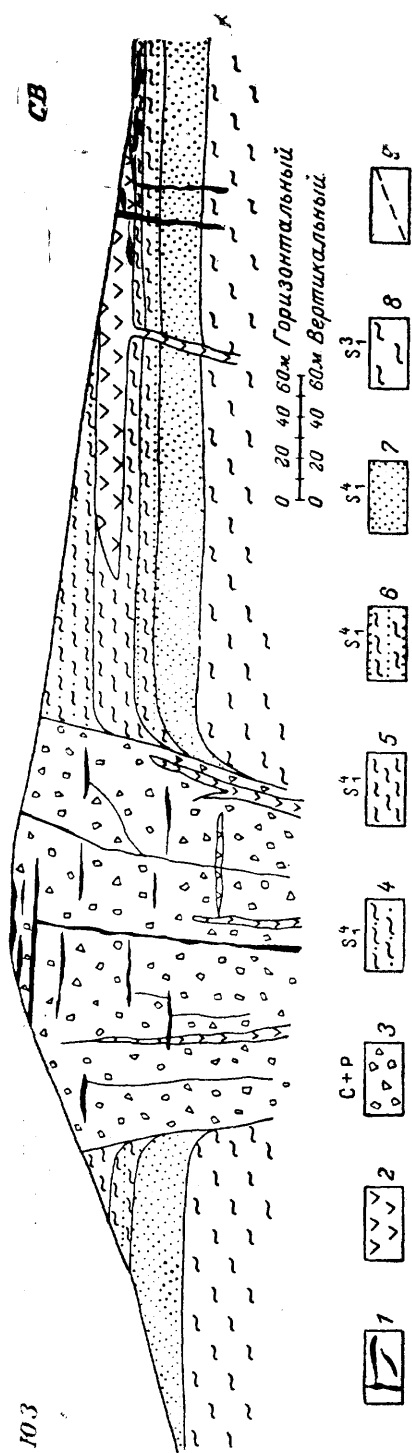


Рис. 7. Схематический разрез через Кежемское месторождение в Ангаро-Илимском районе. По Н. В. Павлову
1 — жилы магнетитовых руд; 2 — долериты пластовые, и жильные; 3 — туффиты и туфобрекчии; 4 — серые и светло-серые аргиллиты, слоистые с прослоями мергелей и песчаников; 5 — коричневые и буро-коричневые песчано-глинистые породы с прослоями глинистых песчаников и мергелей; 6 — светло-серые глинистые сланцы с известковистыми стяжениями; 7 — серовато-желтые и мелко- и среднезернистые песчаники; 8 — красные аргиллиты с листочками хлорита; 9 — дорудные разрывы

К числу особенностей рудных обособлений этого района относятся очень слабо проявленные околожильные изменения туфов, для которых не характерна высокотемпературная минерализация (гранат и пироксен редки). Кроме того, эти месторождения являются самыми близкоповерхностными образованиями из всех известных в пределах Тунгусской синеклизы. Это доказывается положением руд в стратиграфическом разрезе, составом магнетита (содержание молекулы $Mg Fe_2O_4$ до 80%) и низкотемпературным комплексом сопутствующих нерудных минералов (хлорит, кальцит, кварц).

На рис. 8, *а* приводится геологический план выхода рудных тел, на рис. 8, *б* — зарисовка стенки канавы в районе р. Беряпчан. На плане и зарисовке видно, что и рудные жилы, и маломощные дайковые тела имеют одинаковые элементы залегания. Следовательно, и в этом районе

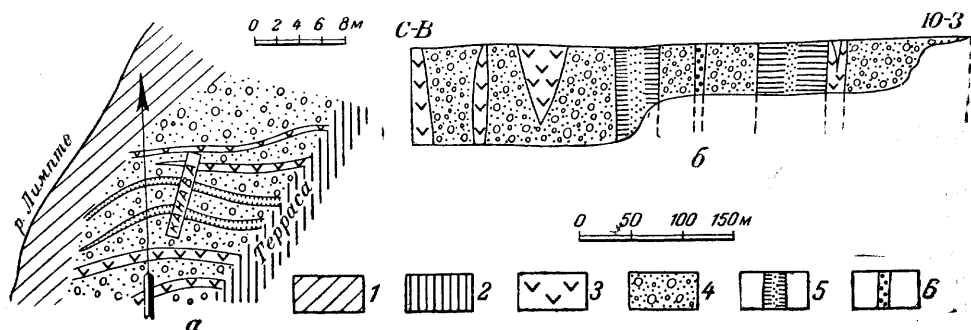


Рис. 8. Геологический план выхода рудных жил по р. Илимпею (Илимпе) близ устья рч. Беряпчан (*а*) и зарисовка юго-восточной стенки канавы на месторождении Беряпчан (*б*)

1 — песчаные отложения поймы; 2 — террасовые отложения; 3 — дайки долерита; 4 — туфы и туфобрекчии дробленые, нарушенные; 5 — жилы сплошного магнетита; 6 — обособления вкрапленного магнетита

наблюдается совместное нахождение трапповых тел и рудных жил, которые используют одну и ту же систему трещин.

Результаты изучения эндогенных магнетитовых месторождений Тунгусской синеклизы позволяют сделать следующие выводы:

1. Каждый из описанных железорудных районов, располагаясь в определенных частях региональных зон разрывов, обрамляющих Тунгусскую синеклизу, имеет свои особенности в локализации рудных обособлений. Характерной чертой месторождений и рудопроявлений Тунгусского железорудного поля является тесная пространственная связь рудных тел с особой разновидностью траппов — амфиболизированными габбро-диабазами, которые располагаются в районе крупных тектонических разрывов и образуют наклонные пластовые залежи и дайковые тела. Рудные обособления локализуются в палеозойских карбонатных породах, в висячих боках этих трапповых тел.

Месторождения района верховьев р. Бахты и р. Подкаменной Тунгуски приурочены к зонам тектонических разрывов, выполненных дифференцированными долеритами и сопряженными с ними разрывными нарушениями по напластованию осадочных пород. Кроме того, в этом районе Ангаро-Норильская зона имеет ответвления побочных зон, и в местах их сочленений с основной зоной формируются месторождения Ангаро-Илимского типа. Оруденение локализуется в районе трубчатых тел туфов нижнего триаса.

Особенностью Ангаро-Илимского железорудного района является его локализация на пересечении двух региональных тектонических зон, обрамляющих синеклизу с юго-запада и юго-востока. В связи с таким пересечением зон в районе образовались вулканические трубки взрывов.

которые впоследствии явились вмещающим рудных тел. Однако оруденение было связано с последующими разрывными дислокациями и образованием ослабленных зон и полостей, выполнявшихся телами траппов и магнетитовых руд. Оруденение располагается как в телах вулканических трубок, так и выходит за пределы их, в комплекс осадочных палеозойских отложений.

В Илимпейском железорудном районе, расположенном на одной из ветвей Ангаро-Виллюйской зоны, характерной особенностью месторождений является приуроченность оруденения к самым верхним горизонтам стратиграфического разреза Тунгусской синеклизы (туфы триаса). Рудные тела располагаются в зонах дробления туфов и сопутствуют мало-мощным дайковым телам траппов.

2. Для большинства месторождений железорудных районов Тунгусской синеклизы общей характерной чертой является тесная связь оруденения с разрывными дислокациями, которые предшествовали оруденению и по которым до оруденения проникала основная магма, образовавшая согласные и секущие тела траппов. Последующие тектонические подвижки подновили зоны нарушений, и оруденение в основном локализовалось в унаследованных разрывных зонах и полостях.

Необходимо отметить, что на территории Тунгусской синеклизы, начиная с нижнего карбона и до юры, насчитывается по меньшей мере четыре фазы траппового вулканизма. По находкам обломков магнетитовых руд в туфах, которые, в свою очередь, пересекаются жилами магнетита, устанавливается по меньшей мере два разновозрастных этапа магнетитового оруденения. Весьма возможно, что на территории Тунгусской синеклизы магнетитовое оруденение связано с несколькими фазами внедрения основной трапповой магмы. В связи с этим необходимо в каждом конкретном железорудном районе устанавливать связь оруденения с той или иной фазой внедрения траппов. Это значительно облегчит расшифровку особенностей структуры рудных полей и месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Краснов И. И., Масайтис В. Л. Тектоника Оленекско-Виллюйского водораздела в связи со строением окраинных зон Тунгусской синеклизы. Матер. по геол. Сиб. платф. ВСЕГЕИ. Госгеолтехиздат, 1955.

Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. Матер. по геол. Сиб. платф. ВСЕГЕИ. Госгеолтехиздат, 1955.

Масайтис В. Л. Новые данные о распространении юрских отложений в пределах Виллюйско-Ангарского мезозойского прогиба. Матер. по геол. Сиб. платф. ВСЕГЕИ. Госгеолтехиздат, 1955.

Оффман П. Е. О строении центральной части Сибирской платформы. Изв. АН СССР. сер. геол., № 11, 1956.

Павлов Н. В. О магномагнетитах как индикаторах глубинности оруденения. Докл. АН СССР, т. 104, № 2, 1955.

Павлов Н. В. О гипогенных магнетит-гематитовых оолитах из железорудных месторождений Ангаро-Илимского района. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1956.

В. Ф. ЧЕРНЫШЕВ

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТУРЬИНСКОГО СКАРНОВОРУДНОГО ПОЛЯ НА УРАЛЕ

Турьинские скарновые меднорудные месторождения располагаются на восточном склоне Среднего Урала на расстоянии 20 км к востоку от г. Карпинска по берегам р. Турьи.

Медные руды были обнаружены в этом районе в 1754—1758 гг., и с тех пор по настоящее время почти непрерывно разрабатываются. С начала работ на рудном поле пройдено около 200 *пог. км* одних только горизонтальных выработок и примерно 140 тыс. *м* буровых скважин, давших богатый материал для познания особенностей его геологического строения.

В настоящей статье рассматриваются особенности геологического строения и развития структуры Турьинского рудного поля. Большое внимание уделено освещению структурных закономерностей размещения меднорудных тел и месторождений.

В основу изложения положены материалы изучения структуры Турьинского месторождения, осуществлявшегося автором совместно с коллективами геологов Турьинского меднорудного рудоуправления (Л. Ф. Семенова, П. И. Платонов и др.) и Турьинского отряда Академии наук СССР (Д. С. Коржинский, Л. Н. Овчинников и др.).

Большое значение в познании особенностей геологического строения района имели исследования, проводившиеся под руководством В. М. Сергиевского группой геологов Централизованной геологоразведочной партии Ленинградского горного института (ЦГРП) и Турьинской стационарной геологоразведочной партии треста Уралцветметразведка (ТСГРП Я. П. Баклаев, А. А. Корольков и др.).

Эти работы (Сергиевский, 1939) показали, что район Турьинских месторождений приурочен к синклинали складке меридионального направления, возникшей в палеозойских породах и прослеживающейся на протяжении примерно 70 км. С запада она граничит с узкой антиклиналью, разорванной надвигом и опрокинутой. К востоку от Турьинско-Богословской зоны складчатость в палеозойской толще менее отчетлива.

Интрузивная деятельность в характеризуемом районе наиболее интенсивно проявилась в верхнем палеозое. С ней связывается образование многочисленных мелких интрузивов кислых и средних пород, широкий метаморфизм вмещающих палеозойских эффузивно-осадочных отложений и рудопроявления железа, меди и золота.

ПОРОДЫ ЭФФУЗИВНОГО И ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСОВ

В основании стратиграфического разреза рудного поля залегают спилиты, диабазовые и базальтовые порфириты, переслаивающиеся со сланцами, туфогенными песчаниками и конгломератами, альбитофира-

ми и их туфами (рис. 1). Мощность свиты, по-видимому, исчисляется многими сотнями метров. В смежных районах эта толща залегает под фаунистически охарактеризованными горизонтами верхнего силура, на основании чего возраст толщи относится также к верхнесилурийскому (лудловский ярус).

На базальтовых порфиритах залегает базальный горизонт полимиктовых песчаников с обломками эффузивов лудловского яруса. Выше полимиктовых песчаников залегает шестисотметровая свита авгитовых и уралитовых порфиритов и их туфов, именуемая «взвозной». В северной части рудного поля среди этой толщи наблюдаются маломощные прослои известняков, туфопесчаников и туфосланцев. По возрасту «взвозная» свита условно относится к верхам нижнего девона.

Авгитовые и уралитовые порфириды сменяются суворовской свитой роговообманковых и кварцево-роговообманковых порфиритов и их туфов с подчиненными прослоями известняков и слоистых известковистых туфов. В нижних горизонтах этой свиты развиты роговообманковые порфириды и их туфы, на которых в центральной части рудного поля залегают слоистые известняки и известковистые туфы успешного горизонта. Последний выше по разрезу сменяется туфобрекчиями и туфами роговообманковых порфиритов с тонкими прослоями известняков собственно суворовского горизонта.

В восточной части рудного поля, восточнее крупного Журавлинского взброса, суворовская свита заканчивается пачкой роговообманковых порфиритов и их туфов. Западнее нарушения эти породы вскрыты выработками Фроловского рудника и скважинами в основании стратиграфического разреза центральной части рудного поля. В связи с наличием тектонического перерыва истинная мощность характеризующихся отложений неизвестна. Предполагается, что она достигает 750 м.

На суворовской свите залегает фроловско-васильевская толща известняков мощностью до 600 м. Она перекрывается башмаковской свитой, сложенной перемежающимися пластами туфопесчаников и туфосланцев с прослоями известняков, роговообманковых порфиритов и их туфов, а также известковистых туфов.

Неметаморфизованные разности фроловско-васильевских известняков имеют типично рифовый характер и сложены скелетами и члениками криноидей. По возрасту отложения суворовской и фроловско-васильевской свит относятся к эйфельскому ярусу.

Выше по разрезу башмаковская пачка пород сменяется богословской свитой роговообманковых порфиритов и их туфов общей мощностью около 480 м. В средней части разреза богословской свиты отмечается богословский слоистый горизонт известняков и известняковых туффитов мощностью 42 м.

На богословской свите нормально залегает москалевский горизонт, сложенный слоистыми туффитами, роговообманковыми порфиридами и их туфами.

На юге рудного поля и в его центральной части на породы москалевского горизонта ложатся пироксеновые и уралитовые порфириды и туфы песчанской свиты (см. рис 1). В этой толще встречаются прослои туфопесчаников и туфосланцев, а в южной части рудного поля и известняков; видимая мощность свиты превышает 250 м. Отложения башмаковской, богословской и песчанской свит относятся к живетскому ярусу. Более молодые породы представлены юрскими и меловыми глинами, песками, конгломератами и лигнитами, распространенными на юге рудного поля.

Анализ стратиграфического разреза Турьинского рудного поля указывает на ритмичный характер девонской эффузивной деятельности. Интенсивное проявление вулканизма сменяется периодами затишья и, соответственно, появлением морских фаций. Подобное чередование фа-

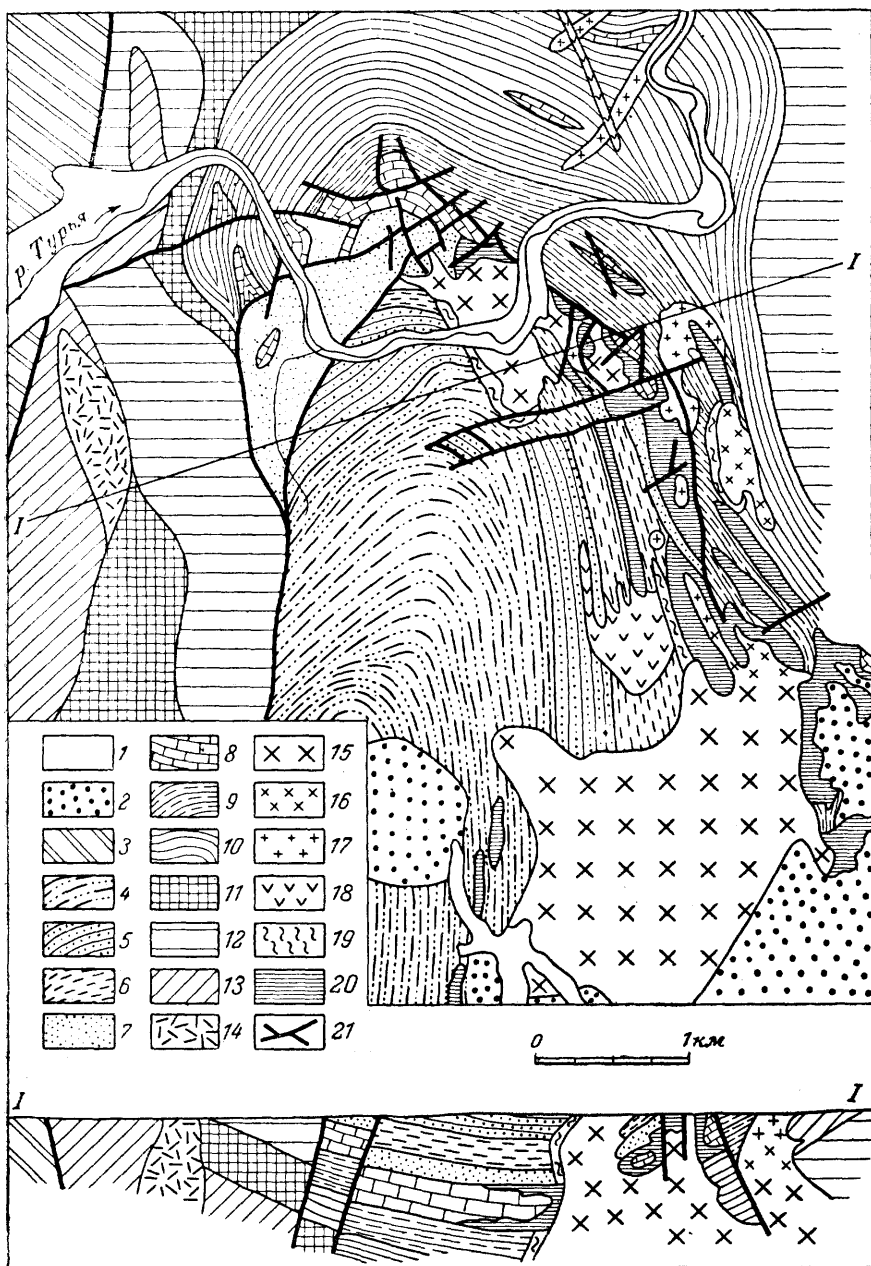


Рис. 1. Схема геологического строения Турьинского рудного поля. Составлена В. Ф. Чернышевым и А. А. Корольковым по материалам Турьинской стационарной геологоразведочной партии, Федоровского Геологического музея и других организаций, 1943 г.

1 — современные отложения; 2 — пески, глины и лигниты мезозойского возраста; 3 — кремнистые сланцы, туффиты и туфы верхнего девона; 4 — авгитовые и уралитовые порфириды и туфы песчанской свиты (D_2^2); 5 — туфогенные слоистые породы и роговообманковые порфириды и туфы москалевского горизонта (D_2^2); 6 — роговообманковые порфириды и их туфы с подчиненным количеством туфослоистых пород и известняков; богословская свита (D_2^2); 7 — слоистые туфогенные породы с прослоями известняков, и на севере роговообманковых порфиридов и туфов, башмаковская свита (D_2^2); 8 — массивные рифовые известняки и мраморизованные известняки фроловско-васильевской свиты (D_2^2); 9 — роговообманковые и реже роговообманково-пироксеновые порфириды и туфы с редкими прослоями известняков, суворовская свита (D_2^2); 10 — роговообманковые и авгитовые (уралитизированные) порфириды и туфы с маломощными линзами известняков; взвозная свита (D_2^1 , D_1^2); 11 — сланцы, песчаники и конгломераты верхнесилурийского возраста; нижняя свита (S_2); 12 — спилиты и диабазовые порфириды; нижняя свита (S_2); 13 — альбитофиры и их туфы; 14 — интрузивные альбитофиры; 15 — гранодиориты и кварцевые диориты; 16 — диориты; 17 — габбро-диориты и габбро; 18 — диабазовые порфириды и лампрофиры; 19 — роговики; 20 — скарны и эпидозиты; 21 — разрывы

ций говорит о подводном характере вулканических излияний. Это предположение подтверждает находка А. А. Королькова, который встретил в порфиритах песчанской свиты шаровые лавы. Наблюдается увеличение кислотности эффузивных фаций во времени до формирования свиты суворовских порфиритов. Выше фроловских известняков отмечается обратный ход процесса: кислотность лав со временем уменьшается и весь комплекс завершается излиянием лав пироксеновых порфиритов.

Детальное рассмотрение стратиграфического разреза девонских отложений в различных участках рудного поля позволяет заметить постепенное смещение к югу максимальных проявлений морских фаций.

Взаимоотношения эффузивных и осадочных пород района, характер их залегания и размещения в пространстве говорят о синклинали структуре Турьинской рудной области (см. рис. 1). Ось синклинали вытянута в меридиональном, а в северной части района в северо-северо-западном направлении. Крылья складки характеризуются небольшими углами падения, равными 10—30°. В восточном крыле углы падения пород более крутые, чем в западном. Центроклинальное замыкание пород в северной части рудного поля с выпуклостью, обращенной к северу, указывает на погружение оси синклинали к югу в сторону Ауэрбаховского интрузива.

ПОРОДЫ ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА, ФОРМА ИНТРУЗИВОВ И УСЛОВИЯ ИХ ЗАЛЕГАНИЯ

На Турьинском рудном поле широко развиты интрузивные тела гранодиоритового, диоритового и габбро-диоритового состава, сопровождающиеся многочисленными и разнообразными по петрографическому составу дайками. Все интрузивные породы имеют типичный гипабиссальный облик, выражающийся в непостоянстве состава и структуры, развитии порфировых фаций, наличии резко зонального плагиоклаза и реликтов пироксена в первичном амфиболе.

Отчетливо проявляется связь между петрографическим составом интрузивов и их размерами. Наиболее крупный, Воронцовско-Ауэрбаховский массив, находящийся на юге рудного поля, сложен гранодиоритами, местами переходящими в кварцевые диориты и плагиограниты. Периферийные участки этого интрузива и его апофизы сложены диоритами, габбро-диоритами и реже габбро (рис. 2).

Меньший по размерам Васильевско-Москалевский интрузив и, по видимому, соединяющийся с ними Фроловский, сложены кварцевыми диоритами. Более мелкие и на поверхности значительно разобщенные между собой интрузивные тела слагаются диоритами и габбро-диоритами с переходами их в габбро (интрузивы Архангельского болота, Суворовский, Богословско-Башмаковский и др.).

Жильная фация магматических пород по времени образования четко делится на две группы: ранние и поздние образования. Ранние дайки интрузивных пород характеризуются более кислым составом и представлены диоритовыми, кварцевыми и кварцсодержащими порфиридами. Более поздние — по принятой рудничными геологами терминологии «секущие» — порфириды сложены главным образом бескварцевыми диоритовыми и диабазовыми порфиридами, спессаритами, вогезитами и аплитами. К этой же возрастной группе относятся микродиориты и микромонциты.

Ранние дайки по составу близки к породам ближайших крупных интрузивных массивов, часто они представляют собой их жиллообразные ответвления, одновременно с интрузивами внедрившиеся во вмещающие породы. Группу «секущих» порфиритов следует рассматривать как лампрофировую фацию описываемого интрузивного комплекса, переходными петрографическими и возрастными разновидностями связанную с

ранними дайками и жильными апофизами интрузивных массивов. Интрузивы магматических пород сопровождаются интенсивной инъекцией пород кровли с образованием так называемых эруптивных брекчий и мигматитов (Коржинский, 1948).

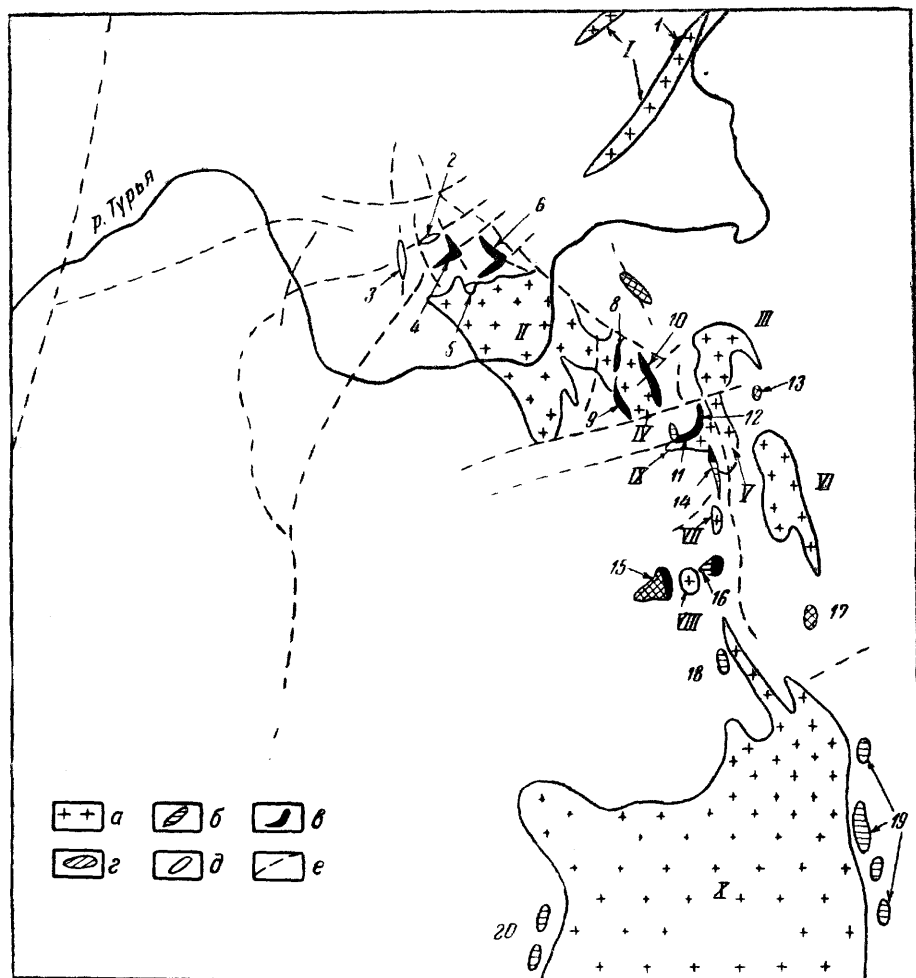


Рис. 2. Схема расположения интрузивных тел и месторождений.

Цифрами показаны месторождения (арабские) и интрузивы (римские).

Типы месторождений: магнетитовые; ольгинское (5); Вадимовское и Новоадимовское (14); Башмаковское (16); Троицкое (18); Ауэрбаховское (19); Воронцовское (20); Пирито-халькопиритовые; Васильевское (4); Суходойское (6); Николо-Подгорное (8); Ново-Фроловское (9); Фроловское (10); Никитинское (11); Восточный контакт Никитинского месторождения (12); Башмаковское верхние горизонты (16). Пирротино-халькопиритовые: Суворовское (7); Богословское (15); Успенское (13); Троицко-Михайловское (17); Линзы колчеданов в эффузивах: Розовское (2); кварц-карбонатбаритовые жилы с сульфидами меди, свинца и цинка: Александровское (3); Интрузивы: I — дайки Взвозной разведки; II — Васильевско-Москалевский; III — Суворовский; IV — Фроловский; V — Болотный; VI — Интрузив шахты «Вера»; VII — Интрузив шахты № 2; VIII — Богословско-Башмаковский; IX — Прорыв Болотного интрузива; X — Воронцовско-Ауэрбаховский.

a — массивы интрузивных пород; б — магнетитовые месторождения; в — пирито-халькопиритовые месторождения; г — пирротино-халькопиритовые месторождения; д — линзы колчеданов в эффузивах и кварцево-карбонатно-баритовые жилы; e — разрывы

Наиболее часто и наиболее широко мигматизация проявляется в участках рудного поля, сложенных переслаивающимися горизонтами известняков, туффитов, различных лав и их туфов. В таких участках мигматизация распространяется на наибольшие расстояния от материнского интрузива (на многие сотни метров). В пределах рудного поля интрузивные породы прорывают и метаморфизуют палеозойскую толщу,

сами они отчетливо перекрываются юрскими и меловыми отложениями. При этом нижний и верхний пределы возраста интрузивных пород района ограничивают длительный период времени — от девона до триаса включительно.

А. Н. Заварицкий (1929), а позже Д. С. Коржинский (1948) указывали на близость во времени формирования интрузивных и эффузивных магматических образований на Турье, тесно связанных в пространстве и близких по составу. Наиболее вероятен раннегерцинский возраст интрузивных пород Турьинского рудного поля.

Интрузивы, как правило, вытянуты вдоль Турьинской синклинали и располагаются либо в ее осевой части, либо в пределах площади восточного крыла (см. рис. 2). Отдельные более мелкие интрузивы и ответвления более крупных интрузивов отчетливо приурочиваются к разрывам. Наиболее крупный Воронцовско-Ауэрбаховский массив гранодиоритов представляет собой батолит с постепенно расширяющимся основанием. Более мелкие массивы, судя по данным горных и буровых работ, достигающих глубин 500 м с лишним (от поверхности), являются штоками с крутыми контактами.

Морфология интрузивов весьма сложна. При общих изометрических или овальных очертаниях в плане они изобилуют многочисленными апофизами, внедряющимися во вмещающие породы в виде крутопадающих дайкообразных ответвлений субмеридионального и почти широтного простирания, а также в виде пологопадающих пластовых силлов. Многочисленность дайкообразных ответвлений придает контактам интрузивов с вмещающими породами зазубренный характер (рис. 3). При этом в пределах нижних свит туфогенно-осадочных пород района, а особенно среди известняков фроловско-васильевской свиты, часто наблюдаются крутопадающие апофизы интрузивов. Для вышележащих образований башмаковской и богословской свит более обычны межпластовые согласные апофизы. В некоторых случаях можно наблюдать, как дайки, имеющие крутое падение в известняках фроловско-васильевской свиты, в вышележащих породах башмаковской свиты приобретают пологое падение и переходят в пластовые силлы.

Ранние дайки, обычно слабо оскарнованные, пересекают интенсивно (часто нацело) замещенные скарнами жилообразные апофизы крупных интрузивных тел. Наиболее характерными для ранних даек элементами залегания являются почти меридиональные, северо-северо-западные и почти широтные северо-восточные простирания и крутые углы падения. Как правило, для ранних даек так же, как и для апофиз крупных интрузивов, почти во всех участках рудного поля характерны все эти типичные направления.

Поздние дайки по своей ориентировке повторяют направления жилообразных ответвлений крупных интрузивов и ранних даек. Для них наиболее распространенными являются обычные для рудного поля почти меридиональные и северо-восточные простирания и крутые углы падения; часто наблюдаются пластовые силлы. Отчетливо фиксируется пересечение не оскарнованными, обычно свежими дайками диабазовых порфиритов интенсивно оскарнованных ранних даек и жилообразных ответвлений интрузивов. При этом ровные резкие контакты даек диабазовых порфиритов нередко пересекают вкрест простирания контакты ранних даек и апофиз со скарнами, отдельные зоны скарнов, расположенные параллельно ранним дайкам, и контакты скарнов с известняками.

Для поздних даек, в отличие от даек ранних, на различных участках рудного поля характерна различная ориентировка. Так, для южной части рудного поля наиболее типичны дайки диабазовых порфиритов меридионального простирания с крутыми углами падения, а также

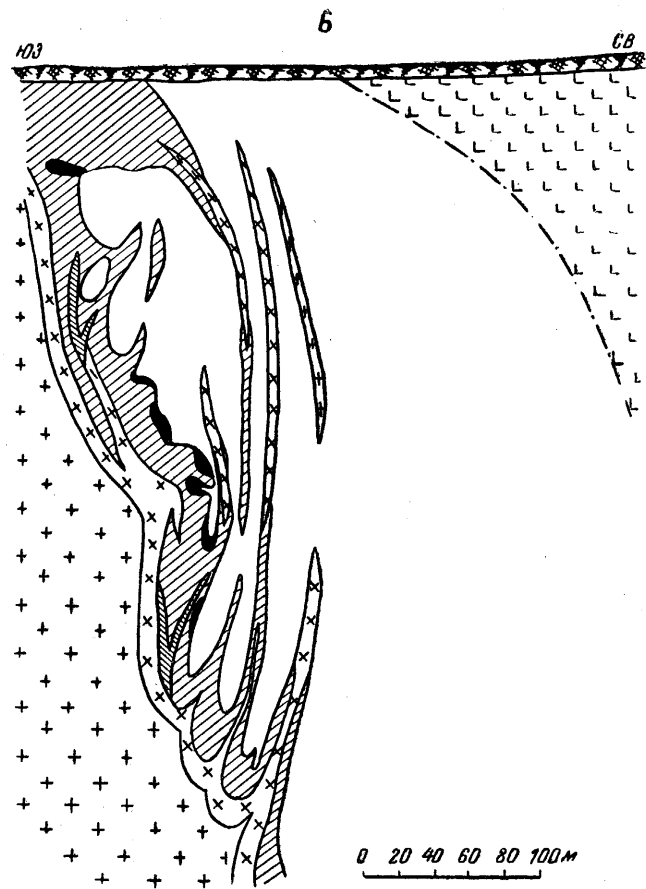
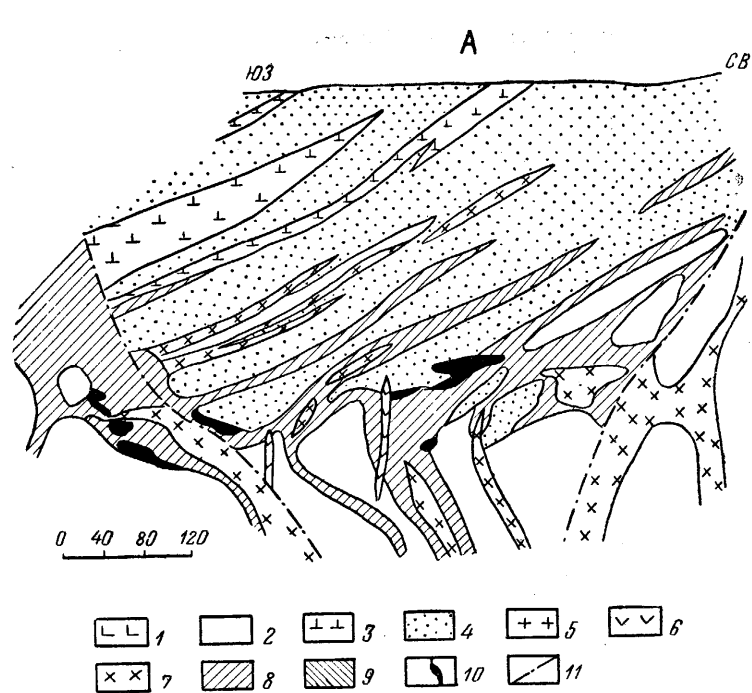


Рис. 3. Схематические разрезы

А — продольный разрез через Васильевское месторождение (составлен по материалам Федоровского геологического музея. Б — поперечный разрез через южный фланг Фроловского месторождения (составлен по материалам Турьинского медного рудоуправления)

1 — роговообманковые порфириды и туфы суворовской свиты; 2 — мраморизованные известняки; 3 — лавы роговообманковых порфиритов башмаковской свиты; 4 — туфопесчаники башмаковской свиты; 5 — кварцевые диориты и диоритовые порфириды; 6 — диабазовые порфириды; 7 — околоскарновоизмененные кварцевые диориты и диоритовые порфириды; 8 — скарны; 9 — эпидозиты; 10 — отработанные сульфидные тела; 11 — разрывы

силлы. Особенно широко такие дайки распространены в пределах Бого-словского месторождения.

В центральной части рудного поля в районе Никитинского месторождения распространены дайки почти меридионального и север-северо-западного простирания с крутым падением. Несколько севернее, в блоке фроловского месторождения дайки диабазового порфирита имеют почти исключительно восток-северо-восточное простирание и крутое, почти вертикальное падение. На северном участке рудного поля и севернее дайки диабазовых порфиритов встречаются, по-видимому, реже. Наиболее характерными для них направлениями простирания являются северо-северо-западное и реже северо-восточное. В целом по рудному полю поздние дайки повторяют ориентировку ранних.

Контакты поздних даек с известняками обычно не сопровождаются оторочками скарнов. Лишь на юге рудного поля в контактовом ореоле Воронцовско-Ауэрбаховского массива гранодиоритов, в пределах Бого-словского рудника, дайки диабазовых порфиритов, как установил Д. С. Коржинский (1948), в приконтактной зоне обнаруживают «диопсидизацию, оскарнование или эпидотизацию».

В пределах верхних горизонтов Фроловского и Васильевского месторождений послескарновый возраст большинства даек диабазового порфирита не вызывает сомнений. Они здесь подвергались изменениям, заключающимся в широком развитии хлорита и часто карбоната, иногда в ассоциации с эпидотом и вкрапленностью сульфидов. В редких случаях диабазовые порфириты в этих частях рудного поля оказываются слабо диопсидизованными и несут жилки эпидота (Коржинский, 1948).

Наблюдения, проведенные в последние годы рудничными геологами (Г. С. Норштейном и Л. Ф. Семеновой), показывают, что дайки характеризуемого этапа магматической деятельности на нижних горизонтах Фроловского месторождения часто сопровождаются маломощными оторочками скарнов, так же, как и на юге рудного поля, и сами претерпевают незначительное околоскарновое изменение.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Метаморфизованные и гидротермально измененные породы представлены богатым комплексом разновидностей, включающим все типы изменения от высокотемпературных роговиков и скарнов до наиболее низкотемпературных цеолитов, цементирующих тектонические брекчии. Д. С. Коржинский выделяет три стадии изменений. К наиболее высокотемпературной он относит формирование роговиков, уралитизированных эффузивов и образование скарнов. Со среднетемпературными изменениями он связывает интенсивную пропилитизацию пород, образование амфиболовых, хлоритовых, кальцитовых и кварцевых эпидозитов. К низкотемпературным изменениям Д. С. Коржинский относит гидротермальное образования широкого диапазона — от окolorудноизмененных пород до последних проявлений гидротермального процесса, представленных жилками цеолитов.

Наиболее высокотемпературные, и в то же время наиболее ранние процессы ороговикования приводят к перекристаллизации известняков в мраморы и к образованию контактовых роговиков за счет полевошпатовых пород. Последние отчетливо приурочиваются к выходам наиболее крупных интрузивов рудного поля (см. рис. 1). Отметим, что ничтожные по размерам интрузивы, подобные Башмаковскому, типичными роговиками не сопровождаются. Мощность зон роговиков обычно изменяется от 50 до 200 м.

Уралитизированные эффузивы широко развиты на восточном крыле Турьинской синклинали и в ее осевой части. Мраморизация извест-

няков захватывает значительные толщи (до 600 м по мощности) и проявляется на значительных расстояниях от интрузивов. Мраморы наиболее развиты на юге рудного поля в районе Ауэрбаховского гранодиоритового массива. В пределах Фроловского и Никитинского месторождений мраморы распространяются на расстояние в 300—400 м от интрузии. Известняки, выходящие в северной части рудного поля севернее, западнее и юго-западнее Васильевского и Александровского рудников, представлены неметаморфизованными разностями.

Скарны Турьинского рудного поля развиваются по контактам как интрузивных, так и эффузивных и осадочных пород с известняками. Минералы скарна замещают в равной степени как полевошпатовые, алюмосиликатовые породы, так и известняки (Заварицкий, 1929; Коржинский, 1948). В процессе формирования скарнов Д. С. Коржинский выделяет две температурные ступени: наиболее высокотемпературная — роговиковая и менее высокотемпературная — пироксен-эпидотовая. На первой ступени вдоль контактов алюмосиликатовых и карбонатных пород происходит образование мощных зон пироксено-гранатовых скарнов и магнетитовых тел. На второй ступени скарнообразования по инфильтрованным мраморам, вдоль многочисленных контактов мрамора с жилками диорита, формируются зоны пироксен-эпидотовых скарнов. Образующиеся скарновые зоны имеют отчетливо выраженное зональное строение.

В зонах пироксеново-гранатовых скарнов непосредственно к неизменной породе примыкает полоса десилифицированных осветленных силикатовых пород, характеризующихся развитием вторичного диопсида и увеличением основности плаггиоклаза. К ней примыкает полоса пироксеново-гранатовых скарнов, сменяющаяся ближе к известнякам зоной гранатовых скарнов. Суммарная мощность этих зон, как правило, не превышает 15—20 м. Большие мощности скарновых зон на фроловском месторождении, иногда достигающие 80—100 м, обуславливаются сложным их строением и многократно повторяющейся зональностью скарнов, развивающихся вдоль контактов нескольких параллельных даек.

На контакте известняков и гранатовых скарнов, а также среди последних иногда наблюдаются пироксеновые скарны, мощность которых колеблется в пределах 1—3 м, но в некоторых случаях достигает 5 м и более. Гранат и пироксен, слагающие скарновую зону, представляют собой изоморфные смеси: первый — андрадита и гроссуляра, второй — диопсида и геденбергита. Железистость граната и пироксена, а соответственно и содержание в них андрадитовой и геденбергитовой молекул, увеличивается по мере приближения к известняку. По полевошпатовым породам развиваются пироксено-гранатовые и гранатовые скарны с содержанием в гранате гроссуляровой молекулы более 50%, которые Д. С. Коржинский (1948) называет эндоскарнами. За счет известняков образуются гранатовые скарны с содержанием в гранате андрадитовой молекулы более 50% и пироксеновые скарны (экзоскарны).

Зоны пироксен-эпидотовых скарнов, развивающиеся вдоль одного из контактов, характеризуются незначительной мощностью, по-видимому, не превышающей нескольких сантиметров. Залежи пироксеновых эпидозитов Богословского месторождения, имеющие многометровую мощность, образуются по сети многочисленных контактов мраморизованных известняков, инфильтрованных диоритовыми порфиритами.

В жилах пироксен-эпидотовых скарнов можно видеть, что центральные части этих скарнов сложены агрегатом зерен эпидота или эпидота с пироксеном, имеющим гранобластическую структуру. К контакту таких участков с известняками приурочена тонкая (до 1—20 мм) оторочка, сложенная мелкими зернами пироксена. Мраморизованный

известняк на контакте с пироксеновой полоской пронизан многочисленными кристаллами пироксена, располагающимися в интерстициях зерен кальцита. В изученных образцах мощность подобных зон не превышала 5 мм. Д. С. Коржинский указывает, что при формировании пироксен-эпидотовых скарнов контактирующие с эпидотовой зоной алюмосиликатовые породы переходят в диопсид-плагноклазовые разновидности.

На рудном поле скарны развиты почти повсеместно, за исключением его западных областей (см. рис. 1). В стратиграфическом разрезе они встречены также почти во всех свитах. Исключение представляют силурийские породы и, возможно, породы москалевской свиты, не содержащие прослоев известняков.

В пределах суворовской свиты особый интерес представляет троичко-суворовский известковистый горизонт. В северной части района, близ Суворовского месторождения, в нем залегают пластовые тела пироксен-эпидотовых скарнов. Южнее, в районе габбро-диоритового болотного интрузива, в нем появляются гранатовые и пироксен-гранатовые скарны, роль которых по мере продвижения к югу непрерывно возрастает.

В контактах фроловско-васильевской свиты мраморизованных известняков с покрывающими и подстилающими их эффузионно-осадочными толщами и прорывающими интрузивными породами скарны отмечаются на всем протяжении восточного крыла Турьинской синклинали, начиная от Васильевского месторождения и кончая Ауэрбаховским. Лишь самые северные и северо-западные выходы этой свиты на поверхность не сопровождаются скарнами. Скарновые зоны, развивающиеся по интрузивным контактам, как правило, залегают с крутым падением под некоторым углом к направлению напластования известняков. Скарны, приуроченные к стратиграфическим контактам, залегают согласно с последними и полого падают к югу и юго-западу.

Мощность скарновых зон изменяется от нескольких до сотни метров. Особенно большую мощность скарновые зоны приобретают в южной части рудного поля, в районе Ауэрбаховского месторождения, и в нижних горизонтах на участке Богословского месторождения. Севернее мощности скарновых зон уменьшаются и несколько меняется их минералогический состав. На юге рудного поля, в районе Ауэрбаховского месторождения и во всем блоке рудного поля южнее Никитинского месторождения, пироксеновые скарны играют относительно наименьшую роль в составе скарновых зон. На Никитинском месторождении пироксеновые скарны составляют не более 2—3% от всего объема скарнов. На Фроловском месторождении относительное количество пироксеновых скарнов достигает 4%. На Васильевском и Суходойском месторождениях в пределах фроловско-васильевской свиты пироксеновые скарны составляют около 6% от общего объема скарновых зон, а возможно, и больше.

В лежащей выше башмаковской свите стратиграфические контакты прослоев известняков с вмещающими эффузивными и туфогенно-осадочными породами почти повсеместно скарнированы. Мощность скарновых зон, связанных с этой свитой, в южной части рудного поля настолько значительна, что вся толща здесь представлена скарновыми породами. При прослеживании контактов к северу роль скарновых пород уменьшается и уже в районе Вадимовских шахт среди скарнов встречаются незамещенные прослои известняков, туфопесчаников и туфосланцев. В северной части рудного поля, в районе Васильевского месторождения, встречаются прослои известняков, контакты которых совершенно не скарнированы. Пироксеновые скарны среди башмаковской свиты в наибольших относительных количествах отмечаются на Васильевском месторождении, где, по материалам Федоровского геоло-

гического музея, они иногда составляют до 20% объема скарновых тел пластового типа.

В богословской свите известен один сложный известковистый горизонт; на севере рудного поля в этом горизонте скарны не встречены. На широте Фроловского рудника к этому горизонту приурочены эпидозиты. Южнее Никитинского рудника среди эпидозитов начинают встречаться скарны гранатые и пироксеновые. Западнее района работ Богословского рудника богословский известковистый горизонт не скарнирован.

Таким образом, в размещении скарнов по рудному полю намечаются определенные закономерности: во-первых, — общее увеличение мощности скарновых зон при движении с севера на юг, в сторону крупного Ауэрбаховского интрузива, во-вторых, общее увеличение в том же направлении роли гранатых скарнов в составе скарновых зон и уменьшении относительного значения пироксеновых скарнов.

Подобная же закономерность намечается, по-видимому, и по направлению от верхних к нижним свитам стратиграфического разреза рудного поля. Исключением является лишь суворовская свита, расположенная в блоке, находящемся к востоку от Журавлинского разлома. Интенсивность и характер метаморфизма в этой свите аналогичны характеру метаморфизма башмаковской свиты, обнажающейся западнее разлома. Общая картина усложняется тем, что уменьшение мощности зон пироксен-гранатых скарнов при одновременном вытеснении их эпидотовыми породами наблюдается также по мере удаления от отдельных массивов магматических пород.

Наиболее ярким примером в этом отношении являются Богословское и Башмаковское месторождения, находящиеся около небольшого штокообразного тела габбро-диоритов. Башмаковское месторождение, для которого характерно преимущественное развитие гранатых и пироксен-гранатых скарнов, располагается в 50—100 м от этого интрузива. Богословское — на расстоянии 300—1000 м. Для последнего обычны пироксен-эпидотовые скарны, а гранатые скарны здесь встречаются в очень незначительном количестве и только на ближайшем к интрузиву восточном фланге.

Общая картина размещения скарнов по рудному полю дополнительно усложняется зависимостью между размерами интрузивов и шириной ореолов скарнов, располагающихся в их зальбандах. Наиболее отчетливо это проявляется в характере распространения зон гранатых и пироксен-гранатых скарнов. Так, например, в зальбандах Ауэрбаховского гранодиоритового массива, площадь выхода на поверхность которого достигает многих десятков квадратных километров, гранатые скарны распространяются по стратиграфическим контактам и контактам даек с известняками на расстояние до 500 м от массива. У меньшего по размерам Фроловского интрузива зоны пироксен-гранатых и гранатых скарнов вдоль секущих известняки даек распространяются не более чем на 200—250 м от интрузива. На больших расстояниях от этого интрузива наблюдаются лишь эпидозиты.

Изложенные выше особенности распределения скарнов по рудному полю определяются в общем закономерным зональным размещением различных их типов вокруг отдельных интрузивов и, вместе с тем, вокруг наиболее крупного из них Воронцовско-Ауэрбаховского интрузива (рис. 4). Как показал Д. С. Коржинский (1948), формирование скарновых зон начинается с образования пироксеновых скарнов, которые развиваются по известнякам, и пироксен-плаггиоклазовой околоскарновой породы, возникающей по контактирующей с известняками алюмосиликатовой породе. С течением времени по мере разрастания зоны скарнов в полосе первичного контакта алюмосиликатовой и карбонатной пород появляются зоны мономинеральных гранатых и пироксен-

гранатовых скарнов, первая из которых надвигается на пироксеновые скарны, а вторая — на пироксен-плаггиоклазовую породу.

Дальнейшее развитие скарновых зон на Турье приводит к полному исчезновению пироксеновых скарнов и замещению их гранатовыми скарнами, причем мощность скарновых зон достигает здесь максимальных значений. Такая последовательность развития скарновых зон, подтвержденная многочисленными наблюдениями, показывает, что на юге рудного поля, в районе наиболее крупного интрузива и его зальбанде

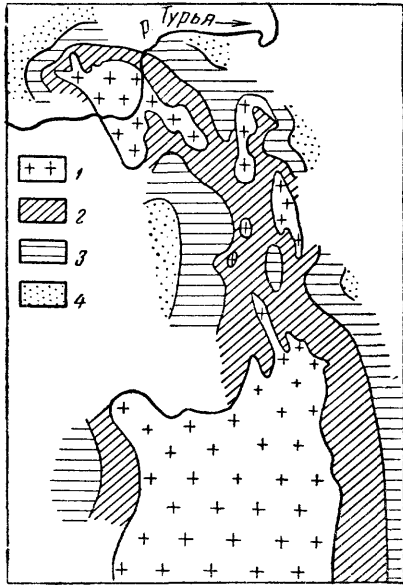


Рис. 4. Распределение различных типов гидротермально измененных пород в палеозойском фундаменте рудного поля (породы мезо-кайнозойского возраста и делювиальные отложения удалены). Составлено по материалам Турьинской стационарной геологоразведочной партии и Федоровского геологического музея по состоянию на 1945 г.

1 — выходы интрузивных пород; 2 — участки распространения пироксен-гранатовых, гранатовых и пироксеновых скарнов; 3 — участки распространения пироксен-эпидотовых скарнов и эпидозитов; 4 — участки, в пределах которых выходы скарновых пород и эпидозитов на поверхность не установлены

известняка в скарны (рис. 5). Пироксеновые скарны часто наблюдаются и среди зон гранатовых скарнов в зальбандах даек интрузивных пород, не замещенных полностью скарнами (рис. 6).

Впервые указанные особенности размещения пироксеновых скарнов отметил Д. С. Коржинский (1948), показавший их физико-химическую сущность, однако эти закономерности не являются исчерпывающими. Устанавливается, что контакты глыб известняка с вмещающими гранатовыми скарнами сопровождаются пироксеновыми скарнами чаще в нижних своих частях, там, где висячем боку этого контакта залегают известняки, а сам контакт выпуклостью обращен вниз (см. рис. 5). Подобные же особенности отмечаются в локализации пироксеновых скарнов вдоль стратиграфических контактов известняков с эффузивными и туфогенно-осадочными породами.

условия, благоприятные для образования скарнов, сохранялись, по-видимому, более длительное время, чем на участках рудного поля, удаленных от интрузивных тел. На севере рудного поля, в большом удалении от Воронцовско-Ауэрбаховского интрузива в районе мелких интрузивных тел скарновые зоны развивались в течение более коротких отрезков времени, а поэтому в них сохранились и относительно большие количества пироксеновых скарнов. Высказанное предположение подтверждается также тем, что дайки диабазовых порфиритов, являющиеся, по-видимому, более или менее одновременными, на юге рудного поля и на больших глубинах (Фроловское месторождение) оскарнованы значительно интенсивнее, нежели на севере участка, где они являются послескарновыми.

Особый интерес представляют закономерности размещения пироксеновых скарнов, избирательно замещааемых сплошными скоплениями халькопирита и имеющих поэтому очень важное значение для локализации богатых медных руд. Многочисленные наблюдения показывают, что обычно пироксеновые скарны располагаются на контакте гранатовых скарнов с известняками. В пределах этого контакта наиболее благоприятными участками для их локализации являются выступы

Работы последних лет, проведенные на Фроловском месторождении Турьинским рудоуправлением и стационарной геологоразведочной партией, показали широкое распространение пироксеновых скарнов на контакте фроловско-васильевских известняков с подстилающими эффузивами суворовской свиты. Контакты тех же известняков с покрывающими туфопесчаниками и туфосланцами заметно реже сопровождаются пироксеновыми скарнами. В северной части Фроловского месторожде-

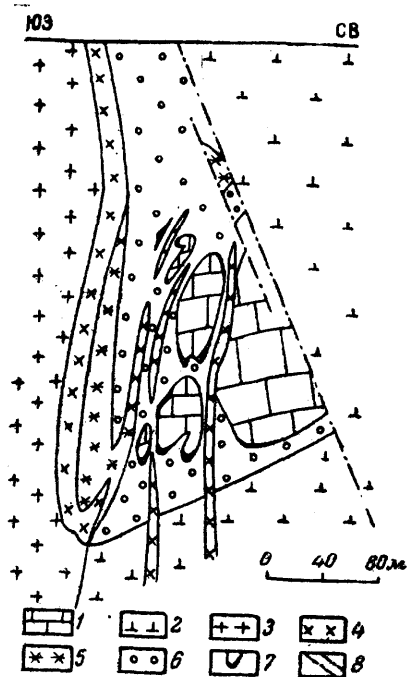


Рис. 5. Схематический поперечный разрез через северо-западную часть Фроловского месторождения. Составлен по материалам Турьинского медного рудоуправления

1 — мрамор; 2 — роговообманковые порфиры суворовской свиты; 3 — кварцевые диориты; 4 — околоскарновые диоритовые порфиры и кварцевые диориты; 5 — элидзиты; 6 — скарны гранатовые и пироксен-гранатовые; 7 — пироксеновые скарны с скоплениями сульфидных руд; 8 — Журавлинский взброс

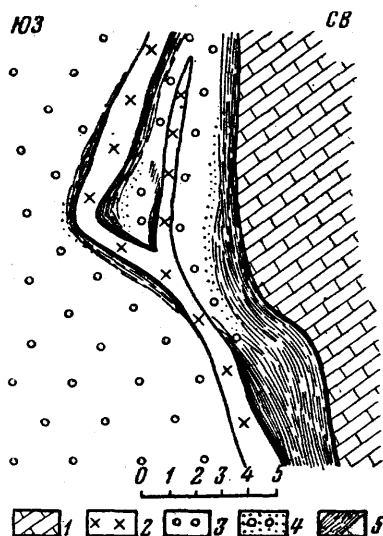


Рис. 6. Приуроченность пироксеновых скарнов к дайкам околоскарновоизмененных диоритовых порфиритов, залегающих в гранатовых скарнах. Схематический вертикальный разрез части скарновой зоны на северном фланге Фроловского месторождения (по Л. Ф. Семенову)

1 — мрамор; 2 — околоскарновый диоритовый порфирит; 3 — гранатовый скарн; 4 — вкрапленность сульфидов в гранатовом скарне; 5 — сплошные скопления сульфидов в пироксеновом скарне

ния в зальбандах пологозалегающих даек гранитоидов в известняках и скарнах пироксеновые скарны чаще располагаются в висячем их боку, а не в лежащем (рис. 7).

Преимущественное расположение пироксеновых скарнов на пологих контактах под известняками обуславливается некоторым переносом диффундирующей «инертной» кремнекислоты восходящими гидротермальными растворами. При этом в экзоскарновую зону, находящуюся под гранитоидами, поступали меньшие количества кремнекислоты, а в экзоскарны, расположенные над гранитоидами, наоборот, — большие ее количества. Соответственно в последнем случае создавались условия, более благоприятные для образования пироксеновых скарнов, содержащих значительно больше кремнезема, чем гранатовые скарны. Прозвученные М. З. Кантором расчеты количества кремнекислоты, мигрировавшей из полевошпатовой породы и привнесенной в зону экзоскарнов,

также показывают, что происходит привнос некоторого количества кремнезема гидротермальными растворами.

Рассмотренные выше закономерности размещения пироксеновых скарнов дополняет Г. С. Норнштейн. Он отмечает, что часто наблюдается локализация пироксеновых скарнов на прямолинейных контактах гранатовых скарнов с известняками на участках пересечения их более молодыми дайками слабо оскарнованных интрузивных пород.

Разобранные выше общие закономерности размещения скарнов, улавливаемые при сравнительном изучении различных участков рудного поля, в пределах отдельных месторождений нередко нарушаются как в отношении мощностей скарновых зон, так и в отношении их ми-

нералогического состава. Так, например, на Никитинском месторождении наблюдаются участки, где мощность скарновых зон изменяется от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров, на участках, примерно одинаково удаленных от интрузива. Замечено, что вдоль контактов с крупными алюмосиликатовыми массами скарны распространяются на большие расстояния от интрузива, нежели вдоль контактов с залегающими в известняках мелкими силикатовыми телами. Так, например, на Фроловском месторождении маломощные дайки диоритовых порфиринов, находящиеся в удалении от интрузива в центральной частиях фроловско-васильевской толщи известняков, как правило не гранатизируются. Те же дайки на участках, прилегаю-

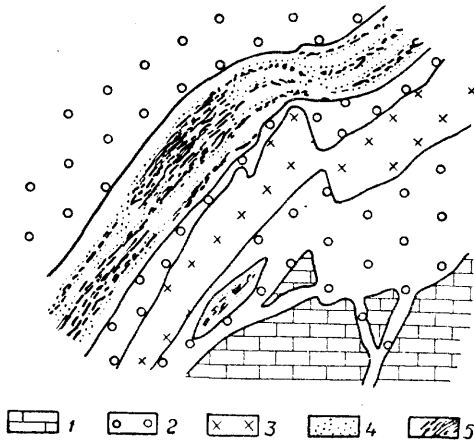


Рис. 7. Зарисовка северо-западной стенки очистного забоя в северной части Фроловского месторождения

1 — мрамор; 2 — гранатовый и пироксен-гранатовый скарн; 3 — околоскарново-измененный диоритовый порфирит; 4 — пироксеновый скарн с вкрапленностью сульфидов; 5 — сплошные скопления сульфидов в пироксеновом скарне

щих к стратиграфическим контактам известняков с подстилающими и покрывающими их эффузивами, находящиеся на том же расстоянии от интрузива, часто скарнированы нацело. Естественно было бы предположить, что эти явления обуславливаются структурными факторами. В пределах Фроловского и Никитинского месторождений в известняках у контакта их со скарнами наблюдались тонкие (1—5 мм) прерывистые жилки гранатового скарна, приуроченные к прямолинейным пересекающимся доскарновым трещинам. Изредка такие же тонкие жилки граната встречаются в пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнах. Еще реже отмечаются более крупные трещины, которые смещают интенсивно скарнированные дайки диоритовых порфиринов, выполненные прослеживающимися в известняках жилками гранатового скарна (см. рис. 7).

В последние годы при проведении горных работ по скарновой зоне на пологопадающем стратиграфическом контакте известняков с подстилающей суворовской свитой эффузивов на северном фланге Фроловского месторождения установлены маломощные жилообразные тела са-литовых экзоскарнов, ответвляющихся от основной скарновой зоны и прослеживающихся вверх в известняки на расстояние, равное почти 10 м (наблюдение Г. С. Норнштейна). Наконец, буровые работы в блоке рудного поля выявили участки брекчированных магнетитов, цементи-

руемых гранатом. Более отчетливых реликтов доскарновых структур обнаружено не было.

Наблюдения над послескарновой трещиноватостью, не замаскированной позднейшими явлениями, позволили установить, что в контактовых зонах мраморизованных известняков с породами, отличающимися по своим физико-механическим свойствам (скарнами, песчаниками, интрузивными породами), развивается заметно более густая трещиноватость, чем в блоках, удаленных от этого контакта. Наибольшая ширина подобных зон околоконтактной трещиноватости устанавливается в контакте известняков с крупными телами. В альбандах малоомощных даек диоритовых порфириров ширина зон околоконтактной трещиноватости ничтожна. Деформации в горных породах происходили и до образования скарнов, и, по-видимому, были более интенсивными в зонах контакта известняка с более крупными контрфорсами.

Учитывая изложенное, можем считать, что предположение о значительном влиянии структурного фактора на развитие мощных скарновых зон, распространяющихся на большие расстояния от интрузива вдоль контактов известняков с более крупными телами полевошпатовых пород, является весьма вероятным. В связи с исключительной приуроченностью скарновых зон Турьинского рудного поля к контактам карбонатных и полевошпатовых пород ориентировка их в пространстве целиком повторяет элементы залегания осадочных толщ и магматических тел района.

Скарнообразование сменяется среднетемпературными процессами гидротермального изменения пород, которые, по данным Д. С. Коржинского (1948), вызывают пропилитизацию, сопровождающуюся развитием в эффузивах и туфах альбита, эпидота, актинолита, хлорита, карбоната, иногда пирита и пирротина. Интенсивное проявление этих процессов приводит к формированию амфиболовых, хлоритовых и кварцево-кальцитовых послескарновых эпидозитов. Эпидотизированы все глиноземсодержащие породы. Образования эпидота по существу геденбергитовым и андрадитовым скарнам, как правило, не наблюдается. Богатые железом скарны замещаются хлорит-актинолитовыми породами с кварцем и кальцитом. Пропилитизированные породы и эпидозиты часто распространяются на значительные расстояния от интрузивов.

Взаимоотношение зон эпидотизированных пород с вмещающими туфогенно-осадочными, эффузивными и интрузивными образованиями показывает, что размещение таких зон в пространстве контролируется, помимо первичного состава подвергающихся эпидотизации пород, так-

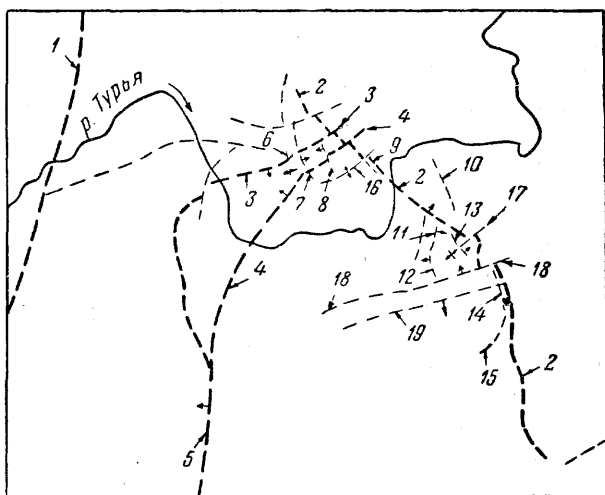


Рис. 8. Схема расположения крупных разрывных нарушений

Разрывы: 1 — магистральный; 2 — Журавлинский; 3 — Разовский; 4 — Главный Васильевский; 5 — Западный меридиональный; 6 — Александровский разлом; 7 — Западный Васильевский; 8 — Курбатовский; 9 — Суходойский; 10 — Суворовское нарушение; 11 — Николо-Подгорный; 12 — Ново-Фроловский; 13 — Фроловский; 14 — Вадимовское нарушение; 15 — нарушения шахты № 2; 16 — Ольгинский; 17 — Отрезной; 18 — Архангельский; 19 — Никитинский

же наличием зон трещиноватости, более проницаемых для гидротермальных растворов. В последующих низкотемпературных условиях гидротермальное изменение вмещающих пород затрагивает участки, лишь непосредственно примыкающие к разрывам и зонам густой трещиноватости пород. К этой стадии метаморфизма Д. С. Коржинский относит замещение полевошпатовых пород агрегатом альбита, серицита, кальцита и хлорита. Содержание кварца при этом в породе остается неизменным.

При дальнейшем понижении температуры альбит замещается серицитом и кварцем. На этой стадии изменения эпидотовые и гранатовые породы замещаются серицитом и кальцитом, а иногда хлоритом и кварцем. Салитовые скарны преобразуются в агрегат кварца, кальцита и талька. Амфиболы замещаются хлоритом и кальцитом, одновременно происходит отложение гематита и сульфидов, в том числе и халькопирита. Интенсивное проявление этих процессов приводит к формированию линз сплошных сульфидов, сопровождаемых породами существенно хлоритового или в некоторых случаях кварц-серицитового или карбонатного состава.

Кварцево-кальцитово-серицитовое изменение вмещающих пород сменяется узко локальным околотрещинным низкотемпературным их изменением, сопровождающимся также развитием жил кварцевого, карбонатного, кварц-карбонатного и редко баритового состава с небольшим количеством галенита, сфалерита и блеклой руды. Карбонат в этих жилах представлен железистыми и магнезиальными разностями. Низкотемпературные процессы гидротермального изменения пород рудного поля заканчиваются образованием цеолитов, развивающихся в зонах дробления преимущественно за счет плагиоклазов.

При изучении характера размещения продуктов этой стадии метаморфизма установлено, что, в противоположность скарнам, наиболее интенсивно они развиваются в центральной и северной частях рудного поля и по его западному флангу. Так, например, наибольшие мощности и максимальная протяженность зон кварцево-карбонатных пород отмечены в центральной части рудного поля в районе Никитинского и Фроловского месторождений. Наибольшая мощность зон кварцево-хлоритовой минерализации установлена в северной и северо-западной частях рудного поля в районе Васильевского рудника. На западном фланге рудного поля мощность почти мономинеральных кварцевых жил достигает многих дециметров и жилы прослеживаются на десятки и сотни метров по простиранию. Карбонатные жилы наиболее широко распространены на северных месторождениях рудного поля: Васильевском, Суходойском и Александровском. Для последнего характерны также баритовые жилы, не встречающиеся на других участках рудного поля.

НАРУШЕНИЯ СПЛОШНОСТИ ПОРОД

Нарушения сплошности пород рудного поля представлены многочисленными трещинами и зонами трещиноватых, рассланцованных и брекчированных пород, часто достигающими значительной мощности и протяженности. Заложение этих нарушений осуществлялось на всех этапах формирования структуры рудного поля, начиная от доинтрузивного и кончая послерудным. Характерно неоднократное возобновление перемещений блоков пород по крупным трещинам.

Наибольшее количество крупных нарушений наблюдается на северном фланге рудного поля и по восточной окраине Турьинской синклинали в блоках, располагающихся вдоль крупного Журавлинского разрыва (см. рис 1 и 8). Можно полагать, что мало изученное западное крыло Турьинской синклинали характеризуется значительно более сложным строением, чем это представляется в настоящее время.

Крупнейшими нарушениями в районе являются Журавлинский и Западный меридиональный разрывы, отделяющие осевую часть Турьинской синклинали от ее крыльев. Журавлинский разрыв отчетливо устлавливается буровыми скважинами в районе Суходойского месторождения; он подсечен также горными выработками на широте Фроловского месторождения. Южнее последнего он проводится предположительно на основании стратиграфического и литологического различия пород, слагающих восточную и центральную части рудного поля.

В северной части рудного поля разрыв имеет северо-западное простирание и падение на северо-восток под углом 60° . Южнее простирание его, по-видимому, плавно меняется на меридиональное, а угол падения сохраняется прежний.

В восточном, висячем боку разрыва обнажаются роговообманковые порфириты и туфы суворовской свиты. К западу от него выходят туфофесчаники и туфосланцы башмаковской свиты, а в северной части рудного поля известняки фроловско-васильевской свиты (см. рис. 1).

Это обстоятельство указывает на существенно надвиговый характер перемещений по Журавлинскому разрыву, имеющих амплитуды порядка многих сотен метров. Наблюдения показывают наличие шрамов и борозд движения на поверхности разрыва, по ориентировке почти совпадающих с линией его падения.

Оптические оси кальцита в мраморах лежащего бока Журавлинского разрыва ориентированы в одном, почти вертикальном направлении. Они образуют фигуру типичного S-тектонита, подтверждающего перемещения, параллельные линии падения характеризуемого нарушения.

Возраст Журавлинского взброса геологи централизованной геолого-разведочной партии (В. М. Сергиевский) считали доинтрузивным. Основанием для такого заключения явилась равная степень метаморфизма пород как висячего, так и лежащего бока разрыва, а также приуроченность к его зоне на широте Никитинского месторождения сильно вытянутой в меридиональном направлении Болотной интрузии габбро-диоритов. В пределах Фроловского месторождения Журавлинский взброс и более мелкие связанные с ним нарушения имеют явно послепостинтрузивный и послескарновый облик.

В зальбандах Журавлинского взброса отмечены несомненно дорудные нарушения, контролирующие локализацию медных руд. Некоторые из этих нарушений ориентированы параллельно Журавлинскому разлому (Фроловская зона). Это обстоятельство позволяет предполагать, что в районе Фроловского месторождения формирование Журавлинского взброса началось еще в дорудное время. Настоящий же свой облик он получил на последних стадиях минерализации, а частично, очевидно, и в послерудное время. На крайнем севере рудного поля, по данным А. А. Королькова, изменения вмещающих пород в зальбандах разрыва проявляются слабее, чем на других его отрезках. Здесь часто наблюдается простое механическое перетирание и дробление пород.

Вторым крупнейшим, но менее достоверным разрывом в районе является Западный меридиональный разлом (см. рис. 1, 8). Основанием для его выделения является непосредственное соприкосновение на западном крыле Турьинской синклинали силурийских пород с породами среднедевонской песчанской свиты. При этом из разреза выпадает несколько свит, имеющих на других участках мощность более 2 км.

В северной части рудного поля Западное меридиональное нарушение разветвляется на Главный Васильевский и Розовский разрывы. Возраст этих последних дорудный, а Главного Васильевского, кроме того, и доинтрузивный. Это обстоятельство позволяет предполагать, что Западный меридиональный разрыв является также доинтрузивным и дорудным.

С Журавлинским разломом тесно связан ряд крупных нарушений различной ориентировки; они четко делятся на три крупных системы различного простирания субмеридионального, северо-восточного и северо-западного.

В систему разрывов субмеридионального простирания входят многие доинтрузивные нарушения, параллельные осевой плоскости Турьинской синклинали, а также рудовмещающие разрывы, располагающиеся преимущественно в лежачем боку Журавлинского взброса. Азимут простирания этих нарушений изменяется от 340 до 20°, а углы падения от 70 до 90° (в обе стороны). Наиболее крупными разрывами этой группы (перечисляя с севера на юг) являются: Курбатовское, Александровское, Суворовское, Николо-Подгорное, Ново-Фроловское и Вадимо-Александровское нарушения (см. рис. 1 и 8). Почти все эти разрывы отчетливо контролируют локализацию медных руд. Характерно возобновление подвижек вдоль этих нарушений в послерудное время. Наиболее типичными и изученными представителями этой группы разрывов является Николо-Подгорное и Александровское.

Николо-Подгорное нарушение приурочено к восточному контакту глыбы скарнов, находящейся среди Фроловского интрузива кварцевых диоритов. На верхних горизонтах нарушение целиком проходит среди скарнов, на нижних в его восточном боку обнажаются диориты, а в западном скарны. К зоне нарушения приурочено жилообразное тело кварцево-карбонатных пород с густой вкрапленностью сульфидов. Последняя отмечается также и в массивных скарнах в зальбандах зоны нарушения; по мере удаления от нарушения вкрапленность исчезает.

По простиранию в южном направлении, а также по падению, Николо-Подгорное нарушение переходит из скарнов в кварцевые диориты, среди которых появляются мелкие линзы магнетита с зернами граната, а содержание сульфидов и карбоната при этом падает. На отдельных участках зоны отмечается интенсивное перетирание кварцево-карбонатных пород с сульфидами и дробление диоритов. Брекчии последних местами сцементированы цеолитами.

Александровское нарушение вскрыто выработками на одноименном руднике, находящемся к западу от Васильевского месторождения. К зоне нарушения приурочена кварцево-баритовая жила с халькопиритом, пиритом, галенитом и сфалеритом. В зоне Александровского разрыва широко распространены послеминерализационные трещины. Западный блок вдоль Александровского разрыва был опущен на несколько десятков метров, горизонтальная амплитуда смещения не ясна.

Разрывы северо-восточного и почти широтного простирания характеризуются азимутами от 50 до 80° и падениями на северо-запад и юго-восток под углами от 70 до 90°. Эта группа разрывов представлена серией крупных доинтрузивных нарушений, омоложенных на последующих этапах развития структур рудного поля. В отличие от нарушений меридионального простирания, они значительно реже несут сульфидную минерализацию. С ними, как правило, связываются значительные послерудные подвижки.

К этой системе разрывов относятся Главный Васильевский, Розовский, Олгинский, Отрезной, Архангельский, Магдалининский и Никитинский разрывы, располагающиеся преимущественно в блоках, прилегающих к Журавлинскому разлому; последний отчетливо пересекается нарушениями северо-восточного простирания. При этом в плане устанавливается, что падающий к востоку Журавлинский разлом, в северо-западных блоках этих нарушений горизонтально смещается к юго-западу, а падающие к юго-западу маркирующие горизонты слоистых толщ смещаются к северо-востоку (см. рис. 1, 8).

Видимые горизонтальные амплитуды смещений тем больше, чем меньше угол падения слоистых толщ. Это обстоятельство указывает на

несомненное преобладание сбросовых перемещений вдоль разрывов этого типа, сопровождавшихся опусканием северо-западных блоков. Следует заметить, что сбросовые перемещения, и вообще смещения по разрывам северо-восточного простирания, отмечаются только для поздних этапов формирования структуры рудного поля. На доинтрузивных и додайковых этапах деформации эти нарушения формировались как трещины отрыва, и значительных смещений в их плоскости, по-видимому, не происходило. Это обстоятельство доказывается отсутствием смещений вдоль даек диоритовых и диабазовых порфириров с контактами, приваренными к вмещающим породам. Рассмотрим в качестве примеров некоторые наиболее типичные нарушения характеризуемой группы.

Главное Васильевское нарушение вскрыто на нескольких горизонтах выработками одноименного рудника. Судя по смещению стратиграфического контакта толщи фроловско-васильевских известняков с вышележащими слоистыми отложениями башмаковской свиты, северо-западный блок пород вдоль этого разлома был опущен на несколько десятков метров. К зоне разрыва приурочены неправильные жилкообразные тела диоритовых порфириров, скарны и скопления сульфидных медных руд. Скарновые руды широко распространены также в висячем боку разлома, в башмаковской свите.

Розовский разрыв располагается севернее Васильевского месторождения. Он представлен зоной сильно рассланцованных, окварцованных и серицитизированных туфопесчаников и туфосланцев, вмещающей линзы, жилки и вкрапленности колчеданов. В зоне Васильевского и Розовского разрывов широко распространены многочисленные послерудные трещины.

Архангельское нарушение на многих горизонтах вскрывается горными выработками в южной части Фроловского месторождения. Оно сечет кварцевые диориты, скарны, мраморизованные известняки и вполне дайкой микромонзонитов. К контактам дайки микромонзонитов с известняками и скарнами приурочены мощные зоны брекчий, сцементированные карбонатами с вкрапленностью пирита, и более поздние трещины с глиной, с обломками сульфидов и кальцита. На стенках этих трещин наблюдаются глубокие борозды, совпадающие с линиями падения трещин или круто наклоненные к западу. Ориентировка оптических осей кальцита в зальбандах нарушения дает четкую фигуру S-тектонита, показывающую, что перемещения происходили почти параллельно линии падения трещин. Сбросовые смещения по Архангельскому разрыву сопровождались опусканием северо-западного блока на 100—120 м.

Почти на расстоянии 1 км к югу от Архангельского нарушения располагается Никитинский разлом, к которому приурочен так называемый Никитинский прорыв Болотной интрузии. Этот разрыв характеризуется почти широтным простиранием; возраст его отчетливо доинтрузивный. Г. С. Норнштейн в зоне этого разрыва установил нарушения, контролирующие локализацию оруденения.

Разрывы северо-западного простирания параллельны северному флангу Журавлинского разлома. Эта система нарушений включает два крупных разрыва — Суходойский и Фроловский. Остановимся несколько подробнее на характеристике последнего.

Фроловское нарушение вскрыто многочисленными выработками в северной и центральной частях Фроловского месторождения, оно прослежено на 400 м по простиранию и на 300 м по падению (рис. 9). Разрыв характеризуется северо-западным простиранием и падением на северо-восток под углами 70—90°. В северо-западной части Фроловское нарушение образует «колено», меняя простирание на почти широтное и затем на меридиональное. При этом на верхних горизонтах северного

фланга падение его меняется на крутое юго-западное. На южном фланге в верхних горизонтах Фроловского месторождения наблюдается выполаживание зоны, углы падения которой уменьшаются до 40—60° (к северо-востоку).

К нарушению приурочена зона кварцево-карбонатных пород полосчатого, иногда массивного сложения, импреньированных тонкой вкрапленностью пирита и халькопирита. Встречаются реликты граната, обломки измененных хлоритизированных интрузивных пород, скарнов и мраморизованных известняков. Мощность зоны минерализованных пород изменяется от нескольких дециметров до нескольких метров, а в некоторых случаях достигает десятков метров.

Полосчатость зоны, в общем ориентированная параллельно контактам, обтекает включенные в нее обломки и глыбы вмещающих пород. Местами зона как бы пересекается дайками хлоритизированных доскарновых, а по данным Г. С. Норнштейна, и межскарновых диоритовых порфиритов, под острым углом «внедряющихся» в зону. Полосчатость материала, выполняющего зону, ориентирована либо параллельно указанному дайкам, либо под некоторым углом к направлению их простирания. В последнем случае видно, как дайка диоритового порфирита иногда оказывается разорванной на отдельные блоки, в промежутки между которыми заходят остроконечные ответвления минерализованных пород, выполняющих зону.

Контакты скарнов с известняками вдоль зоны Фроловского нарушения в центральной ее части смещены на 200 м. Устанавливается отчетливое надвижение северо-восточного блока (рис. 9, Б), в результате которого мощная скарновая зона Фроловского месторождения оказывается срезанной и кварцевые диориты контактируют непосредственно с мраморизованными известняками.

Скарны в зальбандах Фроловского нарушения обычно минерализованы. При этом непосредственно у зоны они несут вкрапленность и жилки пирита, халькопирита, кварца и кальцита. По мере удаления от зоны сульфиды сменяются гематитом.

В зоне Фроловского нарушения широко развиты мелкие послерудные трещины. На некоторых ее участках, особенно на флангах, наблюдается послеминерализационное перетирание кварцево-карбонатной породы и превращение ее в «сыпучку». Характерны взаимоотношения Фроловского нарушения с дайками секущих диабазовых порфиритов. Последние, пересекая зону скарнов и вмещающие ее породы, пересекают также и Фроловское нарушение.

Направление полосчатости приуроченных к нарушению кварцево-карбонатных пород образует большой угол с простиранием контактов этих даек; эти контакты, как правило, прямолинейны и несут явные следы послерудных подвижек. Отдельные блоки Фроловского нарушения, расположенные с различных сторон даек диабазовых порфиритов, часто не увязываются по простиранию и характеризуются различными мощностями и элементами залегания. Амплитуды смещения контакта скарнов с известняками по Фроловскому разрыву в смежных блоках, разделенных дайками диабазовых порфиритов, различны; величины их резко меняются от почти нулевых значений до 150 м. Последнее обстоятельство, по-видимому, следует объяснять дифференциальными подвижками по Фроловскому нарушению отдельных блоков, разделенных между собой дайками диабазовых порфиритов. Подобные движения могли осуществляться лишь при условии одновременного неравномерного проскальзывания блоков по контактам секущих даек. Такой характер дифференциальных движений объясняется возникновением в известняках в зальбандах Фроловской зоны нарушения густой сети перпендикулярных ей крутопадающих трещин скола, параллельных контактам даек диабазовых порфиритов.

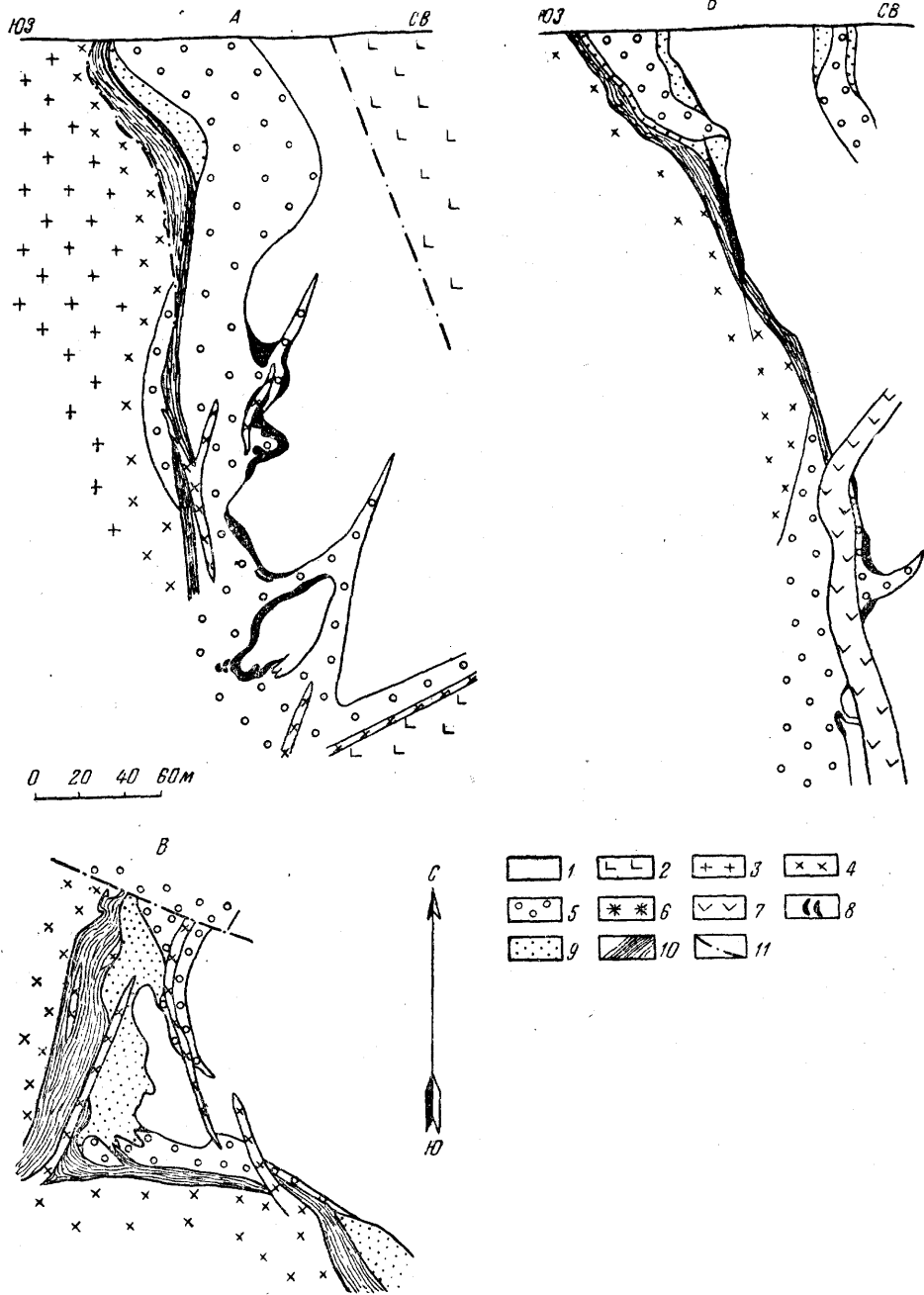


Рис. 9. Морфология Фроловского разлома на разных участках месторождения. По материалам Турьинского медного рудоуправления по состоянию на 1946 г.

А — поперечный схематический разрез через Фроловское месторождение в северной его части; Б — то же, в центральной его части; В — схематический план одного из горизонтов северной части месторождения

1 — мраморизованные известняки фроловско-васильевской свиты; 2 — роговообманковые порфиры суворовской свиты; 3 — кварцевые диориты; 4 — околоскарновоизмененные кварцевые диориты и диоритовые порфиры; 5 — скарны гранатомые и пироксен-гранатомые; 6 — эпидозиты; 7 — дайки диабазовых порфиритов; 8 — пироксеновые скарны со сплошными скоплениями сульфидов; 9 — вкрапленность сульфидов в гранатовых скарнах; 10 — Фроловский разлом выполненный кварцево-карбонатными породами с вкрапленностью сульфидов; 11 — Журавлинский взброс

Анализ особенностей размещения по рудному полю крупных разрывов разного возраста и различной ориентировки позволяет наметить ряд закономерностей.

1. Разрывы восток-северо-восточного и широтного простирания в южной части рудного поля (включая район Никитинского месторождения) имеют наиболее древний возраст и выполняются доскарновыми интрузивными телами. Крупные разломы той же ориентировки в средней части рудного поля (Фроловское месторождение) являются в основном послескарновыми, но сформировавшимися до поздних даек. Они, как правило, выполнены диабазовыми порфиритами. В дорудное время подвижки в их плоскости не происходили или были незначительны. В послерудное время возникали преимущественно сбросовые перемещения с амплитудой не более первых десятков метров. На севере рудного поля разрывы северо-восточного простирания формировались значительно позже. Как правило, они дорудные (послескарновые); исключением является Васильевский разлом. По всем разломам этой системы в северной части рудного поля в послерудное время происходили перемещения типа сбросов.

2. Наиболее крупные разрывы меридионального простирания в районе Никитинского месторождения и южнее, как правило, являются доинтрузивными и вмещают массивы диоритов, мощные дайки доскарновых доритовых порфиритов и дайки диабазовых порфиритов. Смещения по этим нарушениям отсутствовали. Лишь по Журавлинскому взбросу предполагаются перемещения с амплитудой в несколько сотен метров. На севере рудного поля наиболее крупные нарушения меридионального простирания имеют преимущественно послескарновый (дорудный) и послерудный возраст.

3. Разрывы северо-западного простирания, ориентированные диагонально к оси Турьинской синклинали, в районе Фроловского месторождения в центральной части рудного поля сформированы главным образом в послескарновое предрудное время и в период последних стадий минерализации. Послерудные перемещения в их плоскости, по видимому, были менее значительны. В крайних северных участках района они, вероятно, были обусловлены деформациями послерудного возраста.

Таким образом, устанавливается определенная зональность в развитии крупных разрывов, на начальных этапах возникавших преимущественно в южной части рудного поля, а на последних этапах развития структуры рудного поля формировавшихся в северной части района. Зональность развития устанавливается и в зоне Журавлинского разлома.

Рассмотрим далее некоторые особенности формирования трещин в различные эпохи развития структуры рудного поля. Среди доинтрузивных нарушений выделяются крутопадающие трещины восток-северо-восточного и субмеридионального простирания, а также пологие трещины, параллельные слоистости туфогенно-осадочных пород района. Очертания этих трещин обычно неровные; смещения в их плоскости, как правило, отсутствуют. Эти факты позволяют рассматривать данные нарушения как трещины отрыва. Характерно преимущественное развитие пологих доинтрузивных трещин в верхних горизонтах Турьинской синклинали среди пород башмаковской и покрывающих ее свит.

В нижележащей свите фроловско-васильевских мраморизованных известняков более обычны крутопадающие трещины, перпендикулярные и параллельные осевой плоскости Турьинской синклинали. Формирование в перекрещивающейся сетке этих трещин ответвлений интрузивных массивов одного возраста указывает на одновременность их открывания. В этих же трещинах локализуются ранние дайки. Дайки диабазовых порфиритов располагаются в трещинах, повторяющих

ориентировку нарушений предыдущих этапов. Отсутствие заметных смещений в их плоскости позволяет рассматривать их как трещины отрыва.

Все три направления трещин этого этапа совместно, как правило, не встречаются. В верхних горизонтах эффузивно-осадочной толщи в южной части рудного поля они развиваются по слоистости и параллельно осевой плоскости складки. В нижней толще фроловско-васильевских известняков в центральной части рудного поля эти трещины имеют крутое падение и ориентированы параллельно или перпендикулярно шарниру складки. При этом на отдельных участках всегда преобладает какая-либо одна система трещин.

В предрудный этап формирования структуры рудного поля возникли две системы трещин скола: 1) повторявшие направления крутопадающих доинтрузивных трещин отрыва и 2) северо-западного направления с падением к северо-востоку. Эти трещины контролируют размещение меднорудных тел и более низкотемпературных гидротермально измененных пород. По трещинам северо-западного простирания перед их минерализацией происходили существенно надвиговые перемещения. Вдоль трещин, параллельных осевой плоскости складки, в предрудный этап деформации имело место опускание то западных, то восточных блоков.

В этап послерудных деформаций развивались трещины по всем заложенным ранее направлениям. При этом часто возобновлялись подвижки по старым, уже существовавшим нарушениям. В послеминерализационный этап деформации устанавливались надвиговые перемещения по трещинам северо-западного простирания (Журавлинский взброс и др.). Направление перемещений, происходивших по трещинам меридионального простирания, неясно. По трещинам северо-восточного и почти широтного простирания происходили отчетливые сбросовые перемещения. При этом надвиги по северо-западным трещинам, по-видимому, предшествовали сбросам по северо-восточным, ибо последние иногда пересекают и смещают трещины первого направления.

Изложенный выше материал показывает отчетливую повторяемость в направлении трещин, возникавших на разных этапах формирования структуры рудного поля. На первых этапах возникали три четких системы трещин. На предрудном этапе образовалась четвертая система трещин северо-западного направления, которое на последующих этапах повторялось наравне с направлениями первых трех систем трещин.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДНЫХ ТЕЛ

Процессы оруденения на Турьинском рудном поле проявляются в образовании многочисленных железорудных и меднорудных месторождений, редких кварцево-карбонатных и баритовых жил с сульфидами, а иногда и с самородным серебром и золотом. Медные руды всегда содержат некоторые количества золота, серебра и кобальта. В рудах отдельных месторождений отмечаются повышенные количества свинца и цинка. В соседстве с меднорудными телами встречаются участки, обогащенные вкрапленностью молибденита.

Главнейшей особенностью Турьинского рудного поля является образование практически почти всех известных типов руд, как медных, так и железных, за счет замещения различного рода скарнов. Лишь в сороковых годах нашего столетия на рудном поле был открыт новый тип меднорудных тел, залегающих в рассланцованных окварцованных, серицитизированных и карбонатизированных туфосланцах и туфопесчаниках.

Магнетитовые руды формируются на последней стадии скарнообразования путем замещения больших масс скарновых пород магнетитом. Процесс замещения часто начинается с образования в скарнах сети тонких жилок магнетита. Далее мощность прожилков увеличивается, и порода приобретает облик скарновой брекчии, сцементированной магнетитом; наконец, скарны переходят в почти мономинеральные магнетиты. Этот процесс сопровождается образованием прекрасных псевдоморфоз магнетита по гранату. Иногда наблюдаются замещения и пересечения магнетита жилками пироксена и граната поздних генераций. Меднорудные месторождения формируются позже магнетитовых.

Следует подчеркнуть избирательность Турьинского медного оруденения; отмечено, что сплошные халькопиритовые руды образуются предпочтительно по пироксеновым скарнам. В гранатовых скарнах, эпидозитах и сплошных магнетитах, как правило, развиваются только вкрапленные халькопиритовые руды. Скопления сплошных пиритов с очень незначительным содержанием халькопирита отмечаются главным образом в гранатовых скарнах. Многосульфидные колчеданные руды Богословского и Суворовского месторождений, сложенные пирротинном и пиритом с примесью халькопирита, возникают за счет пироксеновых эпидозитов. Вкрапленность молибденита отмечается обычно в бедных железом пироксен-гранатовых скарнах, эпидозитах и околоскарновоизмененных интрузивных породах.

По своему экономическому значению и генетическим особенностям все месторождения рудного поля могут быть систематизированы следующим образом (см. рис. 2):

1. Магнетитовые месторождения. К этому типу относятся крупное Ауэрбаховское и незначительное по масштабам Троицкое месторождения, а также скопления магнетита иногда с промышленной вкрапленностью халькопирита и пирита в районах Никитинского, Вадимо-Александровского и Васильевского месторождений.

2. Меднорудные месторождения:

а) меднорудные пирито-халькопиритовые месторождения, залегающие в пироксен-гранатовых скарнах: Фроловское, Никитинское, Николо-Подгорное, Ново-Фроловское, Васильевское, Суходойское, Вадимо-Александровское, частично Ауэрбаховское месторождения и ряд мелких рудопроявлений;

б) меднорудные пирротиново-халькопиритовые месторождения, залегающие в пироксен-эпидотовых скарнах: Богословское, Суворовское, Троицко-Михайловское и др.;

в) линзы и вкрапленность колчеданов в серицитизированных и окварцованных эффузивах — Разовское рудопроявление.

3. Кварцево-карбонатные и кварцево-баритовые жилы с халькопиритом, галенитом и сфалеритом — Александровское месторождение.

Между перечисленными типами есть переходные; например, на Башмаковском меднорудном месторождении среди пироксен-гранатовых скарнов наблюдаются признаки магнетитовых месторождений, а также месторождений, залегающих среди пироксен-эпидотовых скарнов.

Распределение различных типов месторождений по рудному полю весьма характерно. Крупные скопления магнетита располагаются только в пределах контактового ореола Воронцовско-Ауэрбаховского массива гранодиоритов в южной части рудного поля. Находящиеся несколько севернее Троицкое и Вадимо-Александровское магнетитовые месторождения характеризуются небольшими размерами магнетитовых тел; скопления магнетита в скарновых зонах Никитинского месторождения и Васильевского интрузивного массива в северной части рудного поля по своим масштабам незначительны.

Меднорудные пирито-халькопиритовые месторождения в силу отчетливой их связи с пироксен-гранатовыми скарнами, тяготеющими к

выходам интрузивных пород, также наблюдаются на участках, непосредственно прилегающих к последним. В отличие от магнетитовых месторождений, наиболее крупные из медных располагаются в контактовых ореолах средних по размерам интрузивных массивов рудного поля. Медные пирротино-халькопиритовые месторождения, связанные с пироксен-эпидотовыми скарнами, в соответствии с особенностями распространения последних, наблюдаются на участках рудного поля, удаленных от интрузивов, или в пространственной связи с ничтожными по размерам выходами интрузивных пород. Линзы колчеданов Разовского месторождения, залегающие в рассланцованных эффузивах и туффитах, обнаруживаются на крайних участках северного фланга рудного поля, в наибольшем удалении от Воронцовско-Ауэрбаховского штока гранодиоритов.

В рудах Александровского и Разовского месторождений в северной части Турьинского рудного поля наблюдаются повышенные содержания сфалерита, а иногда и галенита. Таким образом, в распределении различных типов рудной минерализации по рудному полю отчетливо проявляется горизонтальная зональность. Вертикальная зональность достаточно ясно отмечается только на Башмаковском месторождении, где она проявляется в смене с глубиной халькопиритовых руд пирротиновыми, а последних магнетитовыми, на интервале всего 120 м по вертикали.

Медное оруденение развивается в мощных разрывах типа зон скалывания и в скарнах в зальбандах этих зон (см. рис. 9). Николо-Подгорное месторождение, например, представлено одним рудным телом, которое целиком приурочено к крупному разрыву и располагается в месте пересечения этого нарушения со скарнами. Там, где нарушение целиком переходит в интрузивные породы, рудное тело выклинивается. Несколько сложнее представляется контроль оруденения разрывами на Фроловском и Васильевском месторождениях. На обоих месторождениях устанавливаются крупные дорудные нарушения сплошности пород (Фроловский и Главный Васильевский разрывы), в зонах которых брекчированные и милонитизированные породы в той или иной степени минерализованы. Вместе с тем, главная ценность этих месторождений заключается не в рудах зон разрывов, а в сплошных халькопиритовых рудах, локализующихся в массивных скарнах в зальбандах разрывов и на некотором удалении от них.

На Васильевском месторождении, по наблюдениям Е. Д. Стратановича (1908), содержание меди в рудных телах в массивных скарнах уменьшается по мере удаления от Главного Васильевского разлома к северо-западу и юго-востоку. При этом в висячем северо-западном зальбанде этого нарушения оруденение распространяется на большие расстояния, нежели в лежащем. На Фроловском месторождении сульфидное вкрапленное медное оруденение развивается в зоне Фроловского нарушения, на пересечении которого со скарнами образовано крупное рудное тело жиллообразной формы.

По мере перехода зоны разрыва в мраморизованные известняки или кварцевые диориты халькопиритовая минерализация затухает, и рудное тело, как и на Николо-Подгорном месторождении, выклинивается. Помимо вкрапленных руд зоны разрыва, на Фроловском месторождении широко распространены сплошные и вкрапленные существенно халькопиритовые руды, развивающиеся в массивных скарнах. Они образуют множество мелких рудных тел сложной формы, трубчатой и линзовидной, располагающихся часто на значительном удалении от Фроловского нарушения.

Подсчеты среднего содержания меди по детально разведанным или отработанным рудным телам показывают, что содержание меди в них с удалением от Фроловского нарушения уменьшается. Данные этого

подсчета в условных величинах приведены на проекции Фроловского месторождения на вертикальную плоскость северо-западного простирания (рис. 10). На проекции видно, что наибольшие содержания меди наблюдаются в рудных телах, располагающихся в участках скарновой зоны, прилегающих к пересечению Фроловского разлома со скарнами. Лишь в северной части месторождения рудные тела с высоким содержанием меди находятся не только у места пересечения Фроловского дорудного нарушения со скарнами, но и на значительном расстоянии от него. Установлено, что в этой части месторождения Фроловское на-

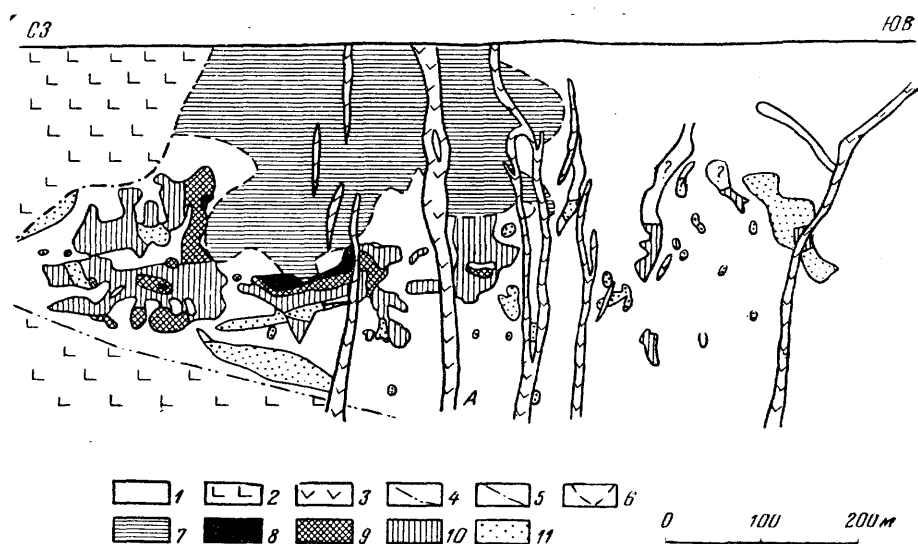


Рис. 10. Схематическая продольная проекция Фроловского месторождения на вертикальную плоскость северо-западного простирания. Составлена по материалам Турьинского медного рудоуправления и Турьинской стационарной геологоразведочной партии по состоянию на 1945 г.

1 — поле распространения мраморизованных известняков и участки скарновой зоны, в которых медное оруденение неизвестно; 2 — поле распространения роговообманковых порфиритов Суворовской свиты; 3 — дайки диабазового порфирита; 4 — стратиграфический контакт мраморизованных известняков фроловско-васильевской свиты и роговообманковых порфиритов; 5 — Журавлинский взброс (линия пересечения его с контактом скарнов с известняками); 6 — линия пересечения Фроловского разлома и выполняющей его зоны вкрапленных руд с контактом скарнов с известняками; 7 — площадь распространения вкрапленных руд в зоне Фроловского разлома; 8 — участки распространения наиболее богатых медью сплошных сульфидных руд в массивных скарнах; 9 — то же богатых медью руд; 10 — площади распространения скоплений колчеданных руд с невысоким содержанием меди; 11 — участки распространения скоплений сульфидов в массивных скарнах с низким содержанием меди

Буквой «А» обозначена дайка диабазового порфирита, выполняющая Огрезной разлом

рушение проходит среди скарновой зоны недалеко от рудных тел. Таким образом, не только локализация вкрапленных руд зоны разрыва, но и размещение сплошных массивных скарнов в какой-то степени контролируется Фроловским дорудным нарушением.

Крупные дорудные нарушения неизвестны лишь на Богословском и Башмаковском месторождениях, недоступных в настоящее время для непосредственного изучения. Халькопирит-пирротиновые руды, развивающиеся по пластовым залежам пироксеновых эпидозитов, на этих месторождениях образуют пластообразные тела, залегающие согласно со вмещающей их туфогенно-осадочной толщей. Керн скважин, вскрывающих руды Богословского месторождения, показывает, что эти руды имеют полосчатую текстуру, обусловленную чередованием полосок карбонатного, кварцевого, сульфидного или хлоритового состава. При этом в вертикальных скважинах полосчатость руды ориентирована параллель-

но оси керна и, следовательно, перпендикулярно напластованию вмещающих пород и плоскости самого рудного тела. По-видимому, оруденение Богословского месторождения приурочено к пересечению крутопадающего нарушения с пологопадающим на юго-запад пластообразным телом пироксеновых эпидозитов. Разрывы в какой-то степени контролировали и размещение магнетитовых месторождений района. Во всяком случае, на меднорудных месторождениях рудного поля мелкие магнетитовые тела часто локализуются в дорудных нарушениях, вмещающих медное оруденение.

Изложенный выше материал показывает, что размещение месторождений в пределах Турьинского рудного поля определяется разрывами. Оруденение развивается в местах пересечения последних со скарнами и в прилегающих к ним блоках скарнов, а в некоторых случаях, как, например, на Разовском месторождении, и в разрывах, пересекающих туфопесчаники и туфосланцы.

Особый интерес представляют закономерности размещения сплошных халькопиритовых руд массивных скарнов в пределах отдельных месторождений. По сообщению П. С. Палласа (1770), в первые годы разработки Турьинских месторождений рудокопы заметили, что руда прилегает с одной стороны к «роговому крепкому камню» (т. е. к скарнам. — В. Ч.), а с другой, — к «белому уралу» (т. е. к мрамору. — В. Ч.) (см. рис. 5). Позже А. Бегер (1826) отметил, что помимо контакта скарнов с известняками, «богатые руды встречаются среди траппа, бывая в этом случае менее благонадежны (см. рис. 6). При этом «в соседстве с рудой траппы составляют твердую и часто весьма твердую породу — зелено-серого цвета..., а иногда темно-серого цвета» (т. е. пироксеновый скарн. — В. Ч.). В «порфириобразном траппе» рудокопы «теряют надежду встретить руду».

К. И. Гривнак (1887) добавляет к поисковым признакам А. Бегера указание, что «залегая среди венисы (скарна), руда обычно приурочивается к контактам жильного диорита» (см. рис. 6). Позже Е. С. Федоров и В. В. Никитин (1901) подчеркивали, что «колчеданные залежи тесно связаны с группой авгито-гранатовых пород». В. В. Никитин, кроме того, отмечал приуроченность руды к контактам выступов известняка в скарны.

Уже в наше время М. П. Ложечкин указывал, что богатое оруденение вообще приурочивается к участкам изменения элементов залегания контакта. Одновременно В. П. Первов высказывал предположение о том, что богатые медные руды развиваются на участках пересечения тектонических нарушений с контактом скарнов с известняками. В эти же годы рудничный геолог К. М. Михайлов, а позже и независимо от него Л. Н. Овчинников (1941) установили, что богатые сульфидные руды образуются предпочтительно по пироксеновым скарнам.

Дальнейшее изучение литологического контроля сплошных халькопиритовых руд показывает, что благоприятны для их образования не все пироксеновые скарны, а лишь салитовые магнезиально-железистые их разновидности (Кантор М. З.). В 1948 г. вышла из печати работа Д. С. Коржинского, в которой детально с физико-химической точки зрения разбирается проблема размещения салитовых скарнов, а следовательно, и развивающихся за их счет богатых руд.

Вместе с тем, давно известный на Турьинском рудном поле характер оруденения, при котором салитовые скарны далеко не полно и не всегда замешаются сульфидами, свидетельствует о том, что значение литологического фактора в размещении в пространстве богатых медных руд не является исчерпывающим. Исследования, проведенные нами на Фроловском месторождении, позволили установить, что богатые медью сплошные халькопиритовые руды в салитовых скарнах располагаются на участках развития дорудных околоконтактных деформаций, сопровождаю-

щихся образованием многочисленных микроскопических полосок дробления и милонитизации в зоне контакта скарнов с известняками. На участках наиболее интенсивного развития этих деформаций мраморизованные известняки приобретают отчетливо полосчатую псевдослоистую текстуру, обусловленную чередованием полос светлой и темной, иногда почти черной окраски.

Микроскопические исследования показывают, что мрамор в «слоях» темной окраски пересечен тончайшими приблизительно параллельными зонками милонитизации, с которыми связано появление мелких зерен кварца, чешуек хлорита и редких кристалликов сульфидов, представленных пиритом и реже халькопиритом. Изучение ориентировки оптических осей кальцита в подобных «слоистых» мраморизованных известняках обнаруживает строе-

ние типичного *B*-тектонита, характеризующегося наличием двойного пояса с несколькими парами максимумов оптических осей. Ось *B* этого тектонита лежит в плоскости упоминавшихся выше микроскопических зонк милонитизации в мраморизованных известняках и, как правило, горизонтальна.

В местах пересечения подобных нарушений с пироксеновыми скарнами всегда наблюдается богатое медное оруденение. Наиболее отчетливо эти нарушения проявляются на Фроловском месторождении, особенно на участках контакта, находящихся поблизости от дорудного Фроловского

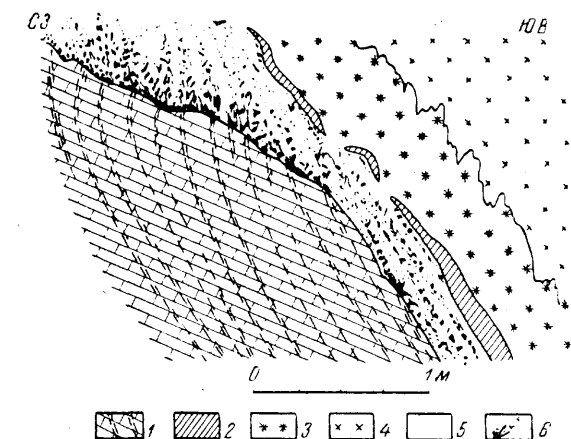


Рис. 11. Зарисовка северо-восточной стенки забоя в северной части Фроловского месторождения. Хорошо видна приуроченность сульфидов к пересечению зонк околоконтактового расщепления с пироксеновыми скарнами

1 — мраморизованные полосчатые известняки с зонками пластического течения и расщепления; 2 — гранатовые скарны; 3 — эпидозиты; 4 — околоскарновоизмененные диоритовые порфириды; 5 — пироксеновые скарны; 6 — сплошные скопления сульфидов

разлома, вмещающего вкрапленные халькопиритовые руды. По мере удаления от разлома интенсивность подобных нарушений заметно затухает. Соответственно уменьшается содержание меди в рудах и исчезает полосчатость в известняках, которые здесь имеют свой обычный белый или светло-серый цвет.

На значительном удалении от Фроловского разлома околоконтактовые нарушения развиты слабо, они с трудом устанавливаются по редким, очень тонким, прерывистым прожилкам темного цвета с хлоритом, кварцем и сульфидами, а также с зонками милонитизации. Эти нарушения распознаются по матовому блеску, выделяющемуся на общем фоне сахаровидных мраморизованных известняков, имеющих монотонную белую окраску. Следует заметить, что и в таких участках наблюдается поясная ориентировка оптических осей кальцита (*B*-тектонит).

В пироксеновых скарнах околоконтактовые деформации отчетливо проявляются в полосчатости сульфидных руд, обусловленной перемежаемостью полосок, сложенных сульфидами, с полосками, состоящими из талька, кварца, карбоната и реликтов пироксена. В гранатовых скарнах они наблюдаются в виде редких, обычно тонких жиллок кварца и кальцита с зернами пирита, халькопирита и чешуйками гематита.

Приуроченность богатой медной руды к местам пересечения скарнов околоконтактовыми нарушениями достаточно отчетливо видна в забое № 9 шахты им. Парижской коммуны (шахта Журавлинская) Фроловского рудника (рис. 11). Этот забой вскрывает контакт скарнов с известняками, имеющими отчетливо полосчатую текстуру. Скарны у контакта сложены салитами. В нижней части забоя полосчатость известняков ориентирована почти параллельно нижней части контакта; по восстановлению она под тупым углом упирается в пироксеновые скарны. В последних эта полосчатость продолжается в виде неправильных скоплений и жилков сульфидов. Полосчатость руды в общем параллельна полосча-

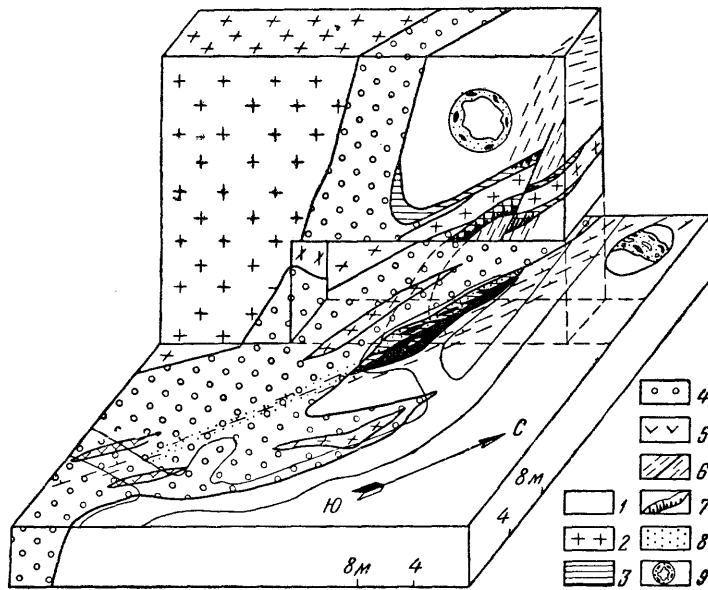


Рис. 12. Локализация меднорудных колчеданных тел в пересечениях околоконтактовых нарушений со скарнами. Блокдиаграмма одного из участков юго-западной части Фроловского месторождения. Составлена по материалам Турьинского медного рудоуправления и Турьинского отряда АН СССР

1 — мраморизованные известняки; 2 — кварцевые диориты и околоскарново-измененные диоритовые порфириты; 3 — пироксеновые скарны; 4 — гранатовые и пироксен-гранатовые скарны; 5 — пироксен-плагноклазовая порода; 6 — зона околоконтактовых нарушений и дорудных трещин; 7 — скопления сплошных сульфидных руд; 8 — вкрапленности сульфидов в скарнах; 9 — диаграммы ориентировки оптических осей кальцита в мраморизованных известняках в зоне околоконтактовых нарушений

тости известняков. С удалением от контакта полосчатость в мраморизованных известняках затухает.

В качестве примера контроля размещения богатых сульфидных руд трудноразличимыми околоконтактовыми деформациями рассмотрим участок, вскрытый одним из забоев в районе ствола шахты им. С. М. Кирова (рис. 12). Здесь на горизонте основного штрека вдоль контакта скарнов с белыми мраморизованными известняками проходит зона околоконтактовых деформаций, распознать которую можно лишь с большим трудом. На участке пересечения этой зоны с контактом скарна и известняков на горизонте основного штрека располагается линза оруденелого салитового скарна. По редким остаткам руды в стенках старой очистной выработки можно установить, что руда имеет полосчатую текстуру; ориентировка полосчатости совпадает с общим направлением зоны околоконтактовых нарушений.

В слабо минерализованных пироксеновых и гранатовых скарнах наблюдались жилки и линзочки сульфидов, по ориентировке также совпадающие с направлением зоны околоконтактовых нарушений. Выше по востоку оруденелый контакт салитовых скарнов выволаживается, приурочиваясь к лежащему боку дайки диоритового порфирита полого падающей к юго-западу. Примерно на 8 м выше основного горизонта зона околоконтактовых деформаций проявляется в виде отчетливой хорошо видимой полосчатости мраморизованных известняков. Направление полосчатости под тупым углом упирается в зону пироксеновых скарнов и продолжается в ней в виде четких жилок халькопирита с небольшим количеством пирита, талька, хлорита и реже кварца и кальцита.

Оскарнованная и оруденелая в зальбандах пологая дайка диоритового порфирита, смещена на этом участке трещиной северо-западного

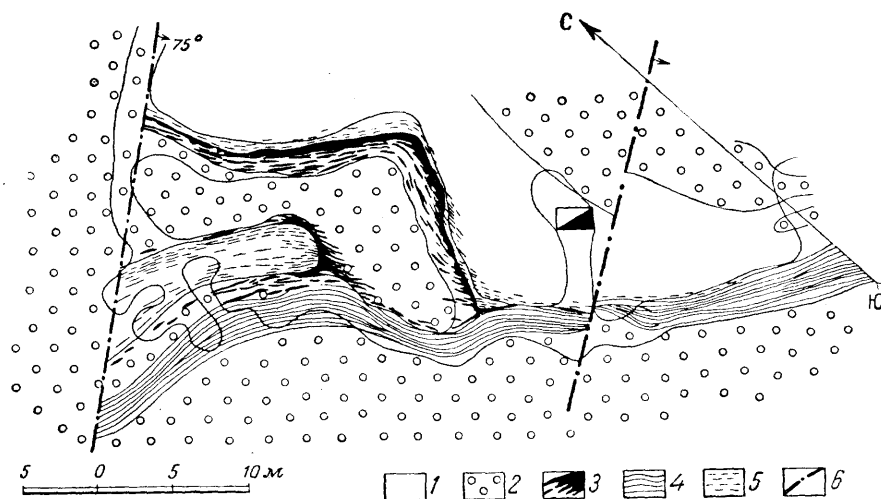


Рис. 13. Соотношения Фроловского разлома и околоконтактовых нарушений.

План одного из участков северной части Фроловского месторождения

1 — мраморизованные известняки; 2 — гранатовые скарны; 3 — пироксеновые скарны со скоплениями сплошных сульфидных руд; 4 — кварцево-карбонатные породы с сульфидами полосчатой текстуры в Фроловском разломе; 5 — зонки околоконтактовых нарушений; 6 — после-рудные трещины

простираения, круто падающей на юго-запад. В теле дайки к этой трещине приурочены тонкие жилки халькопирита, хлорита и кварца, на контакте дайки с известняком встречается бурый гранат. Жилки ориентированы параллельно общему направлению трещины и зоны околоконтактовых нарушений. Висячем боку дайки полосчатость известняков проявлена очень слабо и наблюдается главным образом в узкой полосе зальбандов вдоль смещающей трещины. На разобранном примере можно убедиться не только в наличии контроля богатого оруденения околоконтактовыми нарушениями, но также и проследить изменение их характера по простиранию. Отчетливо наблюдается переход макроскопически хорошо распознаваемой зоны околоконтактовых нарушений в нарушение, макроскопически проявляющееся очень слабо.

Совместное проявление околоконтактовых нарушений и крупного Фроловского разлома наблюдалось в забое № 22 шахты им. Парижской коммуны Фроловского рудника (рис. 13). В юго-западной части этого забоя зона разлома тектонически разграничивает известняки и гранатовые скарны, в северо-западной части она целиком проходит в скарнах. На северо-западном фланге участка среди гранатовых скарнов залегает глыба мрамора, вытянутая параллельно Фроловскому нарушению. К контакту гранатовых скарнов с мраморами приурочена зона салито-

вых скарнов изменчивой мощности. Бедные руды, выполняющие Фроловское нарушение, характеризуются отчетливой полосчатой текстурой. Последняя обусловлена в основном параллельным расположением тонких жилок кварца, кальцита, хлорита и сульфидов, залегающих вдоль контактов Фроловского нарушения. Скопления этих минералов наблюдаются как в виде жилок, так и в виде тонкой вкрапленности.

Мраморизованные известняки в зальбанде, примыкающем к этой зоне, пересечены тонкими темноокрашенными зонками околосконтактовых нарушений и рассланцованы. По стенкам отслаивающихся трещин в известняках наблюдается налет из мельчайших кристалликов кварца, пирита, сфеноидов халькопирита и чешуек хлорита. Гранатовые скарны вдоль этой зоны пронизаны серией мелких параллельных ей жилок сульфидов с кварцем и карбонатом. В местах пересечения последних с салитовыми скарнами, залегающими в контакте с глыбой мраморов, наблюдаются скопления почти сплошных халькопиритовых руд с отчетливой полосчатой текстурой.

Полосчатость руд ориентирована параллельно простиранию зоны вкрапленных руд Фроловского нарушения. При этом в юго-восточной части глыбы мрамора полосчатость богатых руд ориентирована перпендикулярно контакту скарнов с известняками. У внешнего контакта скарнов с известняками, в северной части забоя, полосчатость известняков частично меняет элементы залегания, приближаясь к элементам залегания контакта. Далее к северу и северо-западу она следует согласно с изгибами контакта. Салитовые скарны, залегающие на контакте в этих участках, замещаются богатыми халькопиритовыми рудами с отчетливой полосчатой текстурой, их полосчатость ориентирована в общем параллельно контакту. Трещины расланцевания в известняках в этой части забоя отсутствуют.

На охарактеризованном участке хорошо можно видеть отчетливую связь околосконтактовых нарушений с крупным Фроловским разломом, а соответственно и тесную генетическую связь между богатыми халькопиритовыми рудами массивных скарнов и вкрапленными рудами, выполняющими зону Фроловского разлома. Вместе с тем остается неясным вопрос: возникли ли околосконтактовые нарушения в связи с движениями по Фроловскому разлому или они образовались раньше и лишь со временем переросли в крупное нарушение, продолжая развиваться в процессе его формирования? В последнем случае будет справедливым предположение В. П. Первова и Л. Н. Овчинникова (1948), считавших, что образование массивных руд предшествовало возникновению вкрапленных руд в зоне разрыва Фроловского месторождения.

В большинстве случаев охарактеризованные околосконтактовые нарушения ориентированы грубо параллельно контакту скарнов с известняками и развиваются преимущественно в его узкой зоне. Скарны, по видимому, в силу своей большой прочности менее нарушены, чем известняки; нарушения обычно возникают в местах, где меняются элементы залегания контакта. Развиваясь целиком среди скарнов, околосконтактовые нарушения часто располагаются вдоль реликтов даек диоритовых порфиринов, сохранившихся среди скарнов. Богатые руды, развивающиеся по пироксеновым скарнам вдоль таких даек, обычно характеризуются полосчатой текстурой. Как правило, полосчатость этих руд ориентирована параллельно контактам даек.

Изложенный в настоящем разделе материал показывает, что локализация медных руд в пространстве контролируется многими факторами. Устанавливается, что литологический фактор определяет характер и интенсивность оруденения, а структурный — оказывает наиболее существенное влияние на распределение месторождений и рудных тел в пространстве.

З а к л ю ч е н и е

Резюмируя изложенные фактические данные, отметим сложность истории формирования геологической структуры Турьинского рудного поля. На первых этапах ее развития пластические деформации проявлялись на площади всего рудного поля и привели к образованию пологой синклинальной складки меридионального простирания. Они сопровождались хрупкой деформацией пород, обусловившей возникновение трещин отрыва. В нижних горизонтах синклинали среди известняков образовались трещины отрыва, параллельные и перпендикулярные осевой плоскости складки, в верхних же ее горизонтах преобладали трещины, параллельные напластованию пород. Только в крыльях складки, параллельно ее оси, развивались разрывы типа надвигов. Все эти нарушения послужили путями для проникновения и местами для локализации гранитоидной магмы первого этапа интрузивной деятельности. В результате этого процесса синклинальная складка была разделена на ряд блоков, часто полностью изолированных один от другого интрузивными породами.

В южной части рудного поля складкообразование продолжалось и после формирования даек первого этапа. Одновременно возникали крутые трещины отрыва, параллельные осевой плоскости складки, а в верхних горизонтах синклинали также и межпластовые отслоения, которые выполнялись дайками и линзами диабазовых порфиритов. В этот период в северной половине рудного поля, в районе Фроловского месторождения, по-видимому, преобладали хрупкие деформации, выражающиеся в образовании крутых трещин отрыва, перпендикулярных шарниру складки, также контролирующих локализацию даек диабазовых порфиритов.

Дальнейшее развитие структуры рудного поля протекало главным образом в условиях хрупкой деформации. Пластические деформации развивались лишь в узко локальных зонах вдоль крупных разрывов и на контактах пород с резко различными механическими свойствами. На этом этапе развития структуры рудного поля преобладали нарушения сколового типа, которые повторяли направления всех ранее заложённых крупных трещин отрыва, а иногда развивались и в их плоскости. Одновременно возникло новое направление крупных трещин скола, диагональных к оси складчатой структуры. В первые моменты формирования сколовых трещин в их плоскости происходили существенно надвиговые и сдвиго-надвиговые перемещения. На конечных послерудных этапах развития структуры рудного поля по крутым трещинам, поперечным к оси складки, преобладали сбросы, сопровождавшиеся опусканием северных блоков пород.

Отчетливо наблюдается зональность развития крупных нарушений сплошности пород. Она выражается в том, что в первые этапы формирования структуры рудного поля наиболее крупные разрывные нарушения возникали в южной половине рудного поля. В завершающие моменты развития рудного поля максимальное количество крупных разрывов развивалось в северной части района, в наибольшем удалении от Воронцовско-Ауэрбаховского интрузива.

Почти меридиональное простирание Турьинской синклинальной складки и наличие в ее крыльях крупных надвигов, формировавшихся на протяжении всего периода развития структуры рудного поля, указывает, что плоскость деформации для рудного поля в целом длительное время характеризовалась широтным простиранием и была вертикальна. При этом малая ось общего эллипсоида деформации (ось «С») была ориентирована почти горизонтально. Длинная ось (ось «А») располагалась вертикально, а средняя ось (ось «В») совпадала с шарниром складки.

Расположение трещин отрыва и скола, а также характер перемещения по последним вместе с тем позволяют предполагать, что в отдельных блоках синклинали положение осей частной деформации в определенные этапы развития структуры отличалось от их общей региональной ориентировки. В начальные этапы развития структуры рудного поля в нижних горизонтах синклинали складки, соответственно преимущественному развитию трещин отрыва, малая ось располагалась вертикально. В верхних горизонтах складки в южной части рудного поля она располагалась параллельно шарниру складки, а в районе Фроловского месторождения, по-видимому, характеризовалась широтным простиранием и была горизонтальна.

В дорудный этап развития структуры на участках распространения надвигов, параллельных оси складки, ориентировка осей частной деформации совпадала с их общим региональным положением в пространстве. В блоках преимущественного развития крупных диагональных трещин скола положение осей частной деформации в пространстве соответствовало либо надвиговому, либо сдвиго-надвиговому перемещениям в их плоскости. Этап формирования послерудных нарушений в блоках, пересеченных поперечными сбросами, по-видимому, характеризовался близкой к вертикальной ориентировкой малой оси деформации. В участках развития послерудных надвигов средняя ось эллипсоида деформации, по-видимому, полого погружалась к северу.

Рассмотрим причины, обуславливающие различную ориентировку осей частной деформации в смежных участках рудного поля на отдельных этапах развития его структуры при видимом постоянном региональном плане деформации. Нам представляется, что на заключительных стадиях складкообразования различная ориентировка осей деформации в какой-то степени определялась блокированным характером Турьинской синклинали, осевая часть которой была ограничена краевыми надвигами.

Существенную роль при этом, как, впрочем, и на последующих этапах формирования структуры, играли анизотропия пород эффузивно-осадочного комплекса и значительные различия физико-механических свойств пород на разных участках района. Большое значение, очевидно, имело формирование Воронцовско-Ауэрбаховского массива, сопровождавшееся увеличением пластичности эффузивно-осадочных толщ южной части рудного поля. Это обстоятельство, по-видимому, определило различные скорости (размах, амплитуды) как пластической, так и хрупкой деформации на участках синклинали, находящихся на неодинаковых расстояниях от интрузива. При этом создавалась благоприятная обстановка для объемной деформации, которая на разных участках рудного поля в условиях его резкой анизотропии и неоднородности проявлялась в различной ориентировке осей частной деформации.

Плавное дугообразное изменение простираний Журавлинского и Западного меридионального разрывов в северной части рудного поля, наличие одновременных неодинаково ориентированных трещин отрыва и разно направленных перемещений по сложной сетке пересекающихся трещин скола подтверждают предположение об объемной деформации.

Рудные месторождения и различные типы гидротермально измененных пород распределены по рудному полю зонально. Д. С. Коржинский (1948) считает, что эта зональность определялась рядом факторов: 1) распределением температуры в кровле остывающих интрузивных пород; 2) дифференциальной подвижностью элементов, обусловившей изменения состава гидротермальных растворов, перемещающихся в пространстве; 3) волновым характером движения потока этих растворов. Анализ структуры рудного поля позволяет дополнить эти представления. По-видимому, помимо отмеченных факторов, существенное

значение имела также зональность развития крупных разрывов, которые на фоне общего изменения состава растворов во времени в процессе формирования структуры возникали на все большем и большем удалении от Воронцовско-Ауэрбаховского интрузива.

В северной половине рудного поля формирование скарнов протекало в интервале времени между образованием интрузивов первого этапа магматической деятельности и возникновением крупных разрывов сколового типа. В южной части поля скарнообразование продолжалось в течение более длительного периода времени, нежели в северной. Размещение скарнов в пространстве определялось контактами алюмосиликатовых и карбонатных пород. Роль структурного фактора в локализации скарнов на Турье недостаточно исследована и требует дальнейшего изучения.

Размещение меднорудных месторождений в пределах Турьинской синклинали определяется многими причинами. Наиболее отчетливо проявляется роль структурного и литологического факторов. В блоках, прилегающих к интрузивным телам, медные месторождения располагаются в участках пересечения крупных разрывов со скарнами. При этом вкрапленные руды образуются по милонитизированным скарнам в зонах крупных разрывов; непосредственно в их зальбандах они замещают массивные гранатовые скарны, магнетиты и эпидозиты. Сплошные, существенно халькопиритовые руды развиваются в салитовых скарнах; наиболее богатые разности возникают в местах пересечения околоконтактных нарушений с пироксеновыми скарнами. Особенно интенсивные околоконтактные нарушения и, соответственно, богатые руды сопровождают зоны крупных дорудных разрывов. В блоках, располагающихся на большом удалении от интрузивных массивов, колчеданное оруденение локализуется в разрывах и в зонах рассланцевания среди серицитизированных и окварцованных туфов, туфопесчаников и туфосланцев.

Необходимым условием для образования меднорудных месторождений, по-видимому, является благоприятное расположение участка на рудном поле относительно интрузивных массивов. Разумеется, простое совмещение в пространстве перечисленных условий не обеспечивает еще обязательной концентрации рудных скоплений. Необходимо наличие растворов определенной характеристики, вызывающих не только образование рудных тел, но и общий метаморфизм вмещающих толщ. Отсюда возникает настоятельная необходимость при оценке перспектив отдельных участков района учитывать степень и характер гидротермальных изменений слагающих их пород. Однако данных о пространственном проявлении гидротермальных изменений пород, сопровождающих медное оруденение, пока недостаточно, и этот вопрос заслуживает самого внимательного изучения.

В соответствии с закономерностями размещения оруденения в пространстве наиболее перспективными для обнаружения меднорудных месторождений являются поля скарнов и контакты мраморизованных известняков и алюмосиликатовых пород, в связи с которыми можно ожидать образования скарнов. В пределах скарновых полей в первую очередь заслуживают изучения зоны разрывов, сопровождающиеся соответствующими изменениями вмещающих пород по зальбандам. Учитывая наблюдающуюся на Турье повторяемость в направлениях разрывов, можно полагать, что наиболее перспективными участками для обнаружения дорудных разрывов являются зоны контактов интрузивных пород с кровлей, характеризующиеся меридиональным, северо-западным и, возможно, северо-восточным (до почти широтного) простирания. Наибольшее количество таких разрывов следует ожидать в зальбандах Журавлинского и Западного меридионального разрывов.

При поисках богатых руд в пределах месторождений следует руководствоваться установленными закономерностями размещения пироксе-

новых скарнов, а также околоконтактовыми нарушениями, контролирующими локализацию этого типа руд. Наиболее благоприятны для обнаружения богатых медных руд центральная и северная части рудного поля.

С точки зрения распространения скарнов наибольшие перспективы имеют зоны стратиграфических контактов фроловско-васильевских известняков с вышележащими породами башмаковской толщи и подстилающими порфиритами суворовской свиты на участках, прилегающих к интрузивным массивам. Учитывая предпочтительное образование пироксеновых скарнов на пологих контактах известняков с подстилающими их алюмосиликатовыми породами, контакт фроловско-васильевской свиты с порфиритами суворовской свиты является более благоприятным в отношении обнаружения медных руд вообще и богатых руд в частности, чем контакт их с вышележащей башмаковской толщей. С этой точки зрения идея В. М. Сергиевского и Я. П. Баклаева (1959) о широкой рудоносности так называемого «донного» контакта фроловско-васильевской и суворовской свит выглядит достаточно обоснованно. Необходимо подчеркнуть, что и в этом случае медное оруденение может быть выявлено на участках, примыкающих к дорудным разломам и зонам околоконтактовых нарушений.

За пределами распространения скарнов, в удалении от крупных интрузивных тел, значительный интерес с точки зрения обнаружения медных руд имеют зоны разрывов, сопровождающиеся серицитизированными и окварцованными вмещающими породами. С этой точки зрения особое значение приобретает зона Западного меридионального разлома, в западном крыле Турьинской синклинали. К северному ее флангу приурочены интрузивные породы и рудные тела (Главный Васильевский и Разовский разломы). Средняя и южная части надвига не исследованы. Вместе с тем, в его зоне могут быть встречены колчеданные руды типа Разовского месторождения, а на большой глубине — там, где надвиг пересекает толщу фроловско-васильевских известняков, — возможны находки и скарноворудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Баклаев Я. П. Геологическое строение и перспективы Турьинских контактово-метасоматических месторождений меди на Северном Урале. Тр. Горно-геол. ин-та, УФАН, Свердловск, вып. 37, 1959.

Бегер А. «Геогностические записки о горах Уральских». Горн. журн., кн. 6, 7, 8, 1926.

Гривнак К. И. Богословский горный округ. Горн. журн., т. 2, СПб, 1887.

Заварицкий А. Н. Геологический очерк медных руд на Урале, ч. II. Контактво-метаморфические и другие месторождения меди. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 173, 1927—1929.

Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 68, сер. рудн. местор., 1948.

Овчинников Л. Н. Руды Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. Горногеол. ин-та, УФАН, вып. 15, 1948.

Паллас П. С. Путешествие по разным местам Российского государства по повелению С. Петербургской Академии Наук в 1770 г., ч. II, 1786.

Сергиевский В. М. Геологическое описание планшетов № 17 и 27 съемки Урала в масштабе 1:200 000, Надеждинский район. ГОНТИ, 1938.

Стратанович Е. Д. О медных месторождениях Богословского горного округа. СПб., 1908.

Федоров Е. С. и Никитин В. В. Богословский горный округ, СПб, 1901.

П. Ф. СОПКО

СТРУКТУРА ШАМЛУГСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ

Шамлугское колчеданное месторождение, расположенное в северной части Армении близ границы с Грузией, известно уже около двухсот лет. Однако систематическое изучение геологического строения месторождения и района началось лишь после Октябрьской революции. Оно связано с именами таких геологов, как О. Т. Карапетян, К. Н. Паффенгольц, В. Г. Грушевой, О. С. Степанян и др. В послевоенные годы интересные исследования были проведены И. Г. Магакьяном, занимавшимся преимущественно изучением вещественного состава руд и условий их локализации, и Н. Я. Монаховым, предложившим достаточно интересную схему структуры месторождения. В продолжение ряда лет изучением геологического строения некоторых месторождений Северной Армении, в том числе и Шамлугского, занимался также и автор.

Исследования, проводившиеся в тесном сотрудничестве с работниками производственных организаций, дали возможность уточнить стратиграфию и литологию вмещающих толщ и изучить их околорудные изменения. Выяснено также геологическое положение интрузивных и жильных пород и их соотношения между собой и с оруденением, изучена структура месторождения и закономерности распределения рудных тел и их морфогенезис. В результате прежних работ и этих исследований выяснено, что Шамлугское месторождение, обладая рядом специфических черт по сравнению с близкими по геологическим особенностям месторождениями Малого Кавказа и других районов Советского Союза и зарубежных стран, несомненно, относится к колчеданному типу.

Алаверский район, в пределах которого находится Шамлугское колчеданное месторождение, входит в состав Сомхето-Ганджинской геотектонической зоны, характеризующейся широким развитием мезозойских, преимущественно вулканогенных отложений, местами перекрытых вулканогенными же породами палеогенового возраста и прорванных многочисленными интрузивными и жильными телами различного состава. Четвертичные отложения, представленные рыхлыми образованиями, а в долинах рек, кроме того, потоками базальтовых лав, обычно имеют небольшую мощность.

Непосредственно в районе Шамлугского месторождения в основании разреза выходит толща так называемых «кварцевых порфиров», которая, по данным К. Н. Паффенгольца, относится к нижней юре, но, возможно, представляет прослой внутри среднеюрских отложений. Порфиры перекрываются широко развитой в Сомхето-Ганджинской зоне толщей, сложенной преимущественно порфиритами среднего и основного состава и включающей прослой соответствующих пирокластических пород и лавовых брекчий. Эта толща получила название «нижних порфиритов»,

или дебедачайской свиты. Она обнажается на площади Шамлугского месторождения в его восточной части и вдоль русла р. Учкилиса. Мощность свиты достигает 800 м.

На дебедачайской свите согласно залегает толща пирокластических пород, известная под названием «туфобрекчий» или кошабертской свиты. Она представлена главным образом туфами и туфовыми брекчиями андезитового, андезито-дацитового и дацитового состава мощностью от 100 до 200 м. Эта толща выходит в нижней части склона долины р. Учкилиса, а также вскрыта горными выработками на нижних горизонтах месторождения. Кошабертская свита представляет собой по составу переходную толщу между подстилающей дебедачайской свитой и залегающим выше рудоносным горизонтом, который представлен кератофирами и кварцевыми кератофирами, их лавовыми и вулканическими брекчиями и туфами.

Породы рудоносного горизонта подверглись интенсивным гидротермальным изменениям, выражающимся в окварцевании и серицитизации. В породах кошабертской и дебедачайской свит, кроме окварцевания и серицитизации, местами проявляются хлоритизация, карбонатизация и эпидотизация. Мощность рудоносного горизонта составляет около 80—100 м. Горизонт с несогласием перекрывается свитой туфогенных и известковистых песчаников, содержащей фаунистические остатки байоса и бата. Гидротермальные изменения в этой свите отмечаются редко и проявляются слабо. Мощность свиты достигает 200 м. Перекрываются песчаники байоса — бата осадочно-вулканогенной толщей верхней юры, на которой севернее, в пределах Грузии, залегают вулканогенные породы верхнего мела. В районе же Шамлугского месторождения на склонах г. Ляльвар на верхней юре непосредственно лежит осадочно-вулканогенная толща среднего эоцена.

Значительным развитием в районе пользуются интрузивные и жильные породы. Первые представлены разностями кислого и среднего состава — гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами. Ряд фактов свидетельствует о том, что часть интрузивных пород внедрялась в предсеноманское время, другая же часть интродировала в конце эоцена.

Жильные породы варьируют по составу от кислых до основных. По происхождению они могут быть разделены на три группы. Первая из них, представленная жильными базальтовыми, андезитовыми и дацитовыми порфиридами, кератофирами и кварцевыми кератофирами, связана с эффузивной магматической деятельностью, протекавшей в среднеюрское и более позднее время. Вторая группа жильных пород, по-видимому, произошла из того магматического источника, который дал мезозойские интрузии кварцевых диоритов и плагиогранитов; третья группа жильных пород связана с интрузивами преолигоценного возраста.

Породы второй и третьей групп представлены габбро-диабазами габбро-порфиридами, диорит-порфиридами, плагиогранит-порфирами и гранодиорит-порфирами. Жильные породы основного и среднего состава в отдельных участках встречаются в очень большом количестве. Среди них преобладают дайки плитообразной формы, реже отмечаются штоки. Жильные породы кислого состава также встречаются в виде даек, но чаще образуют сложные пластовые интрузии, широко развитые, в частности, на Шамлугском месторождении. Здесь они получили название «альбитофиров» (мы берем этот термин в кавычки, так как им объединены породы, различные по петрографическим особенностям, а иногда и по происхождению).

Промышленное оруденение находится на площади около 1,5 км². Всего известно несколько десятков рудных тел, из которых большая часть выработана. Главные рудные тела сложены пиритом, халькопиритом и иногда сфалеритом; значительно реже встречаются борнит, галенит

и теннантит. Наряду с резко преобладающими серноколчеданными и медноколчеданными рудами в верхних горизонтах месторождения наблюдаются полиметаллические руды, в которых главную роль играют галенит и сфалерит, а пирит и халькопирит встречаются в подчиненном количестве. Нерудные минералы представлены кварцем, баритом, карбонатами, серицитом, хлоритом. В значительном количестве иногда присутствует гипогенный гипс.

Сплошные руды, обладающие массивной, полосчатой, редко брекчиевидной текстурой, переходят во вкрапленные, в которых нерудные минералы преобладают над сульфидами. Вкрапленные руды в свою очередь сменяются слабо оруденелыми гидротермально измененными породами. Наблюдения над характером оруденения в выработках, в штуфах

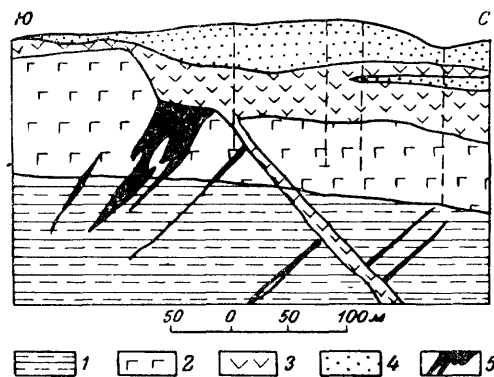


Рис. 1. Геологический разрез через месторождение Шамлуг

1 — андезито-дацитовые туфобрекчии, кошабертской свиты; 2 — рудоносный горизонт; 3 — кератофиновые лавы и туфы рудоносного горизонта; 4 — песчаники байос-бата; 5 — колчеданные руды

и под микроскопом показывают, что рудоотложение протекало в три стадии. В течение первой стадии отлагался почти исключительно пирит. Вторая стадия ознаменовалась отложением, наряду с пиритом, халькопирита и иногда сфалерита. С третьей стадией связано отложение галенита и сфалерита вместе с баритом и карбонатами. Встречаются также еще более поздние баритовые и карбонатные жилы, не содержащие сульфидов. Во многих участках ассоциации минералов всех трех стадий пространственно совмещены, но местами они разобщаются.

В распределении оруденения достаточно отчетливо проявляется роль стратиграфо-ли-

тологических факторов. Она заключается в том, что наиболее интересные в промышленном отношении рудные тела приурочены к рудоносному горизонту кератофинов, кварцевых кератофинов, их туфов и вулканических брекчий. Среди них наиболее интенсивно измененными обычно оказываются пирокластические породы, и оруденение в большинстве случаев залегает среди таких гидротермально измененных туфов и вулканических брекчий кератофинов и кварцевых кератофинов (рис. 1).

Промышленные рудные тела встречаются и среди пирокластических пород кошабертской свиты, которые, как указывалось, по составу являются переходными между породами рудоносного горизонта и породами дебедачайской свиты. В последних же интересные в промышленном отношении руды не встречены. Вместе с тем, гидротермальные изменения и проявления вкрапленного и прожилкового оруденения в породах дебедачайской свиты распространены довольно широко. В перекрывающих рудоносный горизонт песчаниках байоса — бата следы оруденения также выражены слабо, а непосредственно на Шамлугском месторождении они отсутствуют.

Наблюдается отчетливо выраженная пространственная связь оруденения с породами рудоносного горизонта и кошабертской свиты, однако в этих свитах руды встречаются не повсеместно, а лишь в определенных благоприятных участках. Появление таких благоприятных для локализации колчеданного оруденения участков связано как с литологическими, так и, в первую очередь, со структурными факторами.

Развитые в пределах района мезозойские и палеогеновые отложения

смяты в складки и разбиты многочисленными разрывными нарушениями. Складчатые формы имеют сравнительно простое строение, отличаясь пологими углами падения не только в сводовых частях, но и на крыльях. По форме складки представляют собой более или менее крупные брахиантиклинали и брахисинклинали. Их оси нередко ориентированы под углом к оси Сомхето-Ганджинской геотектонической зоны, имеющей общекавказское северо-западное направление.

В Алавердском районе достаточно отчетливо выявляется Дебедачайская брахиантиклинальная складка, ось которой имеет северо-восточное простирание. В ядре складки выходят породы дебедачайской и кошабертской свит, а на крыльях распространены отложения рудоносного горизонта, песчаники средней юры и осадочно-вулканогенная толща верхнерудного возраста. В процессе картирования хорошо очерчиваются западное и северное крылья брахиантиклинали. Здесь видны постепенные изменения простирания от северо-западного и меридионального в Алавердском рудном поле к северо-восточному и широтному на Шамлугском месторождении. Восточнее Шамлуга начинает преобладать юго-восточное простирание.

Дебедачайская брахиантиклиналь является пологим поднятием. Углы падения на ее крыльях колеблются от 5 до 25—30°. Вблизи разрывных нарушений складчатость усложняется и углы падения становятся круче. Крылья брахиантиклинали осложнены более мелкими; также пологими складками. Такие мелкие складчатые формы развиты и на северном крыле брахиантиклинали в пределах Шамлугского месторождения.

Рассматриваемая брахиантиклиналь осложнена мелкими складчатыми формами, развитыми на Шамлугском месторождении, которые представлены небольшими куполовидными поднятиями и флексуобразными перегибами. Они проявились почти исключительно в толще песчаников. В нижележащих вулканогенных породах, вследствие их относительной жесткости, эти мелкие складки не отражаются.

Появление многих из них связано с внедрением комплекса интрузивных «альбитофиров», которые либо использовали образовавшиеся в процессе складчатости трещины расслоения в песчаниках, либо распространились вдоль поверхности контакта пород рудоносного горизонта с песчаниками. Именно по этому контакту вследствие достаточно резких различий в механических свойствах между породами рудоносного горизонта и песчаниками происходили интенсивные перемещения, приведшие к возникновению зон расланцевания и дробления. Последние, обладая шириной до нескольких метров, имеют падение согласное или почти согласное с поверхностью контакта. Примечательно то, что жильные породы комплекса «альбитофиров» образуют пластовые интрузии только среди песчаников и в зонах расланцевания на контакте с породами рудоносного горизонта. В остальных случаях эти породы залегают в виде типичных даек, выполняющих трещины с крутым падением.

Морфологические особенности рудных тел меняются в той же последовательности. В верхней части рудоносного горизонта, непосредственно под зонами межформационного расланцевания, внутри этих зон или под нижней поверхностью пластовых интрузий «альбитофиров» рудные тела имеют форму пластообразных залежей, за которыми на месторождении укоренилось наименование штоков. Они падают на север под углами от 10 до 30°, т. е. почти согласно с вмещающими породами; лишь изредка наблюдалось пологое падение рассматриваемых рудных залежей в южные румбы. Ниже, среди пород рудоносного горизонта и кошабертской свиты, рудные тела имеют форму жил или, чаще, жилообразных залежей, приуроченных к крутопадающим зонам дробления и трещиноватости. В ряде случаев в выработках прослеживаются непосредственные переходы от пластообразных тел к секущим жилообразным залежам, распространенным на нижних горизонтах.

Среди трещин тектонического происхождения на месторождении можно выделить по меньшей мере четыре системы. Одними из наиболее распространенных и важных для локализации колчеданного оруденения являются трещины широтного или близкого к нему простирания; они прослеживаются на площади месторождения в виде сближенной системы и разбивают весь участок на ряд блоков. Нарушения широтного простирания обычно падают на юг под углами от 50 до 80°. В некоторых случаях широтные трещины падают на север под такими же углами. Но эти сопряженные трещины с падением на север наблюдаются довольно редко и преимущественно только в северной части месторождения.

Трещины, или, вернее, зоны трещиноватости, ориентированные в широтном направлении, явились в основном теми структурными элементами, в которых локализовались жильные и жиллообразные рудные тела. Нередко, правда, отдельные трещины широтного простирания выполнены лишь хлоритизированной и пиритизированной глиной трения или гидротермально измененными раздробленными породами и не несут медной минерализации. Эти нарушения имеют характер взбросов, каждый из которых отличается небольшой амплитудой смещения, не превышающей нескольких метров, но суммарное смещение по широтным взбросам достигает значительной величины. Вследствие этого участок по левому берегу р. Учкисла оказывается заметно опущенным по отношению к ее правобережью.

Кроме смещения отдельных блоков, о взбросовом характере нарушений говорят и соотношения главных трещин с многочисленными оперяющими, создающими более или менее мощные зоны интенсивной трещиноватости. Оперяющие трещины, по морфологическим особенностям относящиеся скорее всего к трещинам скалывания, обладают падением на север, а трещины отрыва падают на юг под более пологими углами, чем главные трещины. О наличии смещений по широтным взбросам можно судить и на основании различий в характере трещиноватости соответственно в висячем и лежащем боку этих нарушений.

Широко проявлены на месторождении также разрывные нарушения северо-восточного (СВ 60—30°) простирания. Они, наряду с нарушениями широтного простирания, являются важнейшими элементами структуры месторождения, определявшими развитие процессов позднемагматической и гидротермальной деятельности. Северо-восточные разрывные нарушения, также сопровождающиеся многочисленными оперяющими трещинами, обладают обычно падением на юго-восток под углами от 45 до 70°. Реже наблюдается обратное — северное — падение под крутыми углами. Перемещения по трещинам северо-восточного простирания, как об этом свидетельствуют зеркала и штрихи скольжения, в одних случаях происходили преимущественно в вертикальном направлении, в других случаях — в горизонтальном, и в конечном результате имели взбросо-сдвиговый характер.

Взбросо-сдвиги северо-восточного простирания являются более молодыми, чем широтные нарушения, пересекают и смещают их. Амплитуды смещения первых не превышают нескольких метров. Перемещения вдоль трещин северо-восточного простирания привели к интенсивному дроблению вулканогенных пород, а местами к появлению зон расланцевания мощностью до 1 м и более. Такие зоны дробления и расланцевания нередко несут и следы гидротермальной деятельности в виде окварцевания, серицитизации, хлоритизации и развития сульфидов железа и меди.

Еще более часто к трещинам северо-восточного простирания приурочены дайки габбро-диабазов, диорит-порфиритов и жильных пород комплекса «альбитофиров». Приоткрывание трещин северо-восточного простирания и перемещения по ним происходили неоднократно, о чем свидетельствует приуроченность к этим трещинам разновозрастных даек

жилых пород и раздробленность некоторых из этих даек. В зальбандах даек габбро-диабазов и «альбитофилов» в ряде случаев отмечены следы дробления и рассланцевания. Такие зоны рассланцевания наблюдаются и на нижних поверхностях пластовых интрузий «альбитофилов», которые иногда, как указывалось, непосредственно переходят в дайки. Ширина полос раздробленных и грубо рассланцованных «альбитофилов» составляет от нескольких сантиметров до 20—30 см.

Трещины северо-восточного простирания так же, как и широтные трещины, развиты преимущественно в более древних породах, т. е. в породах рудоносного горизонта — кошабертской и дебедачайской свит. Но, в отличие от трещин широтного простирания, северо-восточные взбросо-сдвиги наблюдаются и в вышележащих песчаниках, обуславливая появление в них даек жилых пород и иногда проявления гидротермальных изменений.

Третья система трещин тектонического происхождения на месторождении имеет северо-западное (СЗ 300—330°) простирание. Эти трещины проявлены слабее, чем трещины северо-восточного и широтного простирания. Смещения по трещинам северо-западного простирания происходили в основном в близком к горизонтальному направлению и приближались к сдвигам. Об этом свидетельствует, в частности, направление штрихов скольжения, наклоненных к северо-западу под углами, не превышающими 10—20°.

Поверхности разрывных нарушений северо-западного простирания имеют обычно падение на юго-запад под крутыми (60—80°) углами. Вдоль поверхностей разрывных нарушений северо-западного простирания проявилась достаточно интенсивная трещиноватость и рассланцевание. Выражены также и гидротермальные изменения — окварцевание, серицитизация, карбонатизация. Наблюдаются, кроме того, и баритовые прожилки в ассоциации с карбонатами, галенитом и сфалеритом. К этим трещинам приурочены и дайки послерудных габбро-диабазов.

Сдвиги северо-западного простирания чаще проявились в породах рудоносного горизонта, кошабертской и дебедачайской свит, но отчетливо выражены и в перекрывающих рудоносный горизонт песчаниках. Трещины этого простирания пересекают и смещают трещины северо-восточного простирания. Величина смещения, однако, не превышает нескольких метров; иногда же видимое смещение отсутствует.

Кроме описанных трех главных систем трещин тектонического происхождения, являющихся дорудными и в значительной мере додайковыми, в пределах месторождения достаточно широко проявились и послерудные разрывные нарушения, смещающие рудные тела и дайки. Они представлены обычно нормальными сбросами и имеют разнообразные элементы залегания. Чаще всего послерудные сбросы имеют меридиональное или близкое к меридиональному простирание и крутые углы падения. Амплитуда смещения по этим сбросам не превышает нескольких метров. Нередко, однако, послерудные сбросы проявлялись вдоль поверхностей дорудных разрывных нарушений. В этих случаях в глинке трещина, сопровождающей послерудные сбросы, наблюдаются обломки жилых пород и растертых пиритовых и халькопиритовых руд.

Остановимся на роли структурных элементов в распределении интрузивных образований и гидротермальных рудных жил. Выше было отмечено, что в этом распределении важную роль играют как литологические, так и структурные факторы. В ряде случаев литологический состав пород определял развитие элементов структуры, которые оказались благоприятными для циркуляции гидротермальных растворов и отложения руд.

Эта взаимосвязь литологических и структурных факторов иллюстрируется прежде всего развитием в процессе складчатости зон рассланцевания и расслаивания, возникавших на контакте между рудонос-

ным горизонтом и толщей песчаников. Межформационные перемещения, приуроченные к поверхности этого контакта, обуславливались как резкими различиями механических свойств песчаников, с одной стороны, и кератофигов, их туфов и вулканических брекчий, с другой стороны, так и в значительной степени несогласным залеганием песчаников на рудоносном горизонте.

В зоны межформационного расслаивания и дробления внедрялись пластовые интрузивные тела «альбитофигов», иногда заполнявших и секущие трещины в песчаниках и подстилающих песчаники породах. Эти же зоны расслаивания впоследствии явились путями, по которым в рудоносном горизонте циркулировали гидротермальные растворы, что и приводило к образованию пластообразных рудных тел. Отложению руды в этих зонах способствовали ранее внедрившиеся пластовые интрузивные тела «альбитофигов», игравшие роль экранов. Перемещения вдоль зон межформационного дробления происходили неоднократно, о чем свидетельствуют отмечавшиеся выше зоны дробления в контактах пластовых интрузивных тел и даек «альбитофигов».

Взаимосвязь структурных и литологических факторов сказывается и в том, что трещины тектонического происхождения несравненно более интенсивно развиты и отчетливее выражены в породах рудоносного горизонта, в кошабертской и дебедачайской свитах, чем в песчаниках. Это объясняется, по-видимому, как относительной пластичностью песчаника, так и большей хрупкостью толщ, слагающих рудоносный горизонт. Существенное влияние при этом могли оказывать межформационные зоны дробления и возникновение некоторых систем трещин, вероятно, образовавшихся еще до отложения песчаников.

Приведенные выше факты говорят о том, что трещины широтного и северо-восточного простирания являются дорудными и додайковыми. Они вмещают дайки жильных пород и жилообразные рудные тела. Трещины северо-западного простирания следует, очевидно, называть внутрирудными. Они пересекают дайки большинства типов жильных пород и рудные тела серноколчеданного и медноколчеданного состава и в то же время заключают в себе жильные тела свинцово-цинкового состава, баритовые и кальцитовые жилы и дайки послерудных габбро-диабазов.

Вопрос о взаимоотношениях даек жильных пород и оруденения заслуживает более подробного рассмотрения. Хотя медноколчеданные руды чаще выполняют широтные трещины — более ранние, чем все остальные системы додайковых трещин — тем не менее, медное оруденение локализовалось позднее внедрения главных типов жильных пород. На контактах некоторых даек габбро-диабазов, жильных альбитофигов, плагиогранит-порфиринов и микроплагиогранитов, а также на контактах пластовых интрузивных тел кислого состава наблюдаются тонкие рудные прожилки, проникающие также в жильные породы. В большинстве случаев, однако, контакт руды и жильных пород резкий, вследствие того, что жильные породы оказывались неблагоприятными для замещения. О дорудном характере даек и пластовых интрузивных тел в этих случаях можно судить на основании того, что мощность рудных тел на контакте с жильными породами в одном из зальбандов несколько увеличивается, или они изменяют свое залегание и на некотором расстоянии вытягиваются вдоль даек. В другом зальбанде даек оруденение может или отсутствовать, или быть представлено жилами различной мощности.

Нужно заметить, что на контактах с рудными телами, а иногда и в удалении от них на дорудных дайках габбро-диабазов заметны следы более или менее значительных гидротермальных изменений, выразившиеся в окварцевании, хлоритизации и карбонатизации. В противоположность этому жильные породы кислого состава лишь изредка несут следы гидротермальных изменений, обычно же они почти не изменены.

Иногда встречаются и несомненно послерудные упоминавшиеся выше дайки габбро-диабазов, выполняющие трещины северо-западного простирания. На Шамлугском месторождении такие послерудные габбро-диабазы представлены единичными дайками, но в других участках этого района они иногда распространены более широко. Дайки послерудных габбро-диабазов не содержат никаких признаков оруденения и гидротермальных изменений. Лишь иногда по трещинам отдельности в габбро-диабазе наблюдаются жилки кальцита, по-видимому, отло-

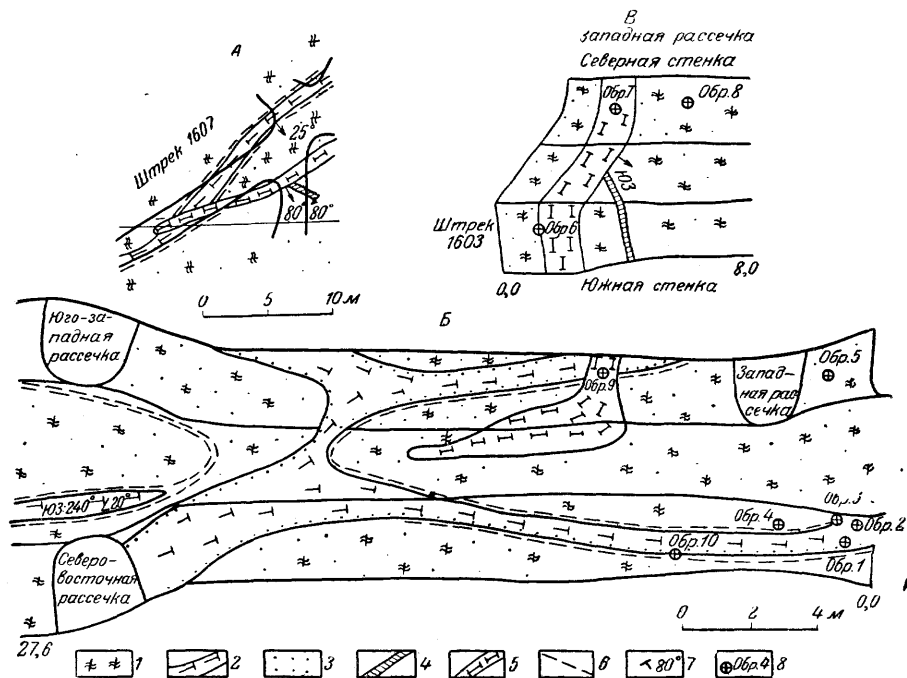


Рис. 2. Соотношения даек габбро-диабазов и оруденения

А — геологический план штрека 1607 участка, горизонта 32; Б — развернутая зарисовка кровли и стенок рассечки № 3 из штрека 1607, горизонта 32; В — зарисовка послерудной дайки 1 — кварцево-серпичитово-хлоритовые породы; 2 — дайки дорудных диабазов; 3 — вкрапленность сульфидов; 4 — борнитовые жилы; 5 — дайки послерудных габбро-диабазов; 6 — поздние трещины; 7 — элементы залегания даек и трещин; 8 — места взятия образцов и их номера

женного при циркуляции вод поверхностного происхождения. В некоторых случаях можно более или менее отчетливо видеть срезание рудных жил послерудными габбро-диабазами и некоторую перекристаллизацию руд с образованием тонкой зоны закалки (рис. 2)¹.

Рудные тела контролировались трещинами межформационными зонами расслаивания и дробления и формировались преимущественно путем метасоматоза. Растворы, поднимаясь, использовали, по-видимому, в первую очередь наиболее приоткрытые разрывные нарушения северо-восточного простирания, затем они растекались по широтным трещинам и зонам дробления, где и отлагали большую часть полезных компонентов. При этом в приоткрытых интервалах трещины выполнялись массивными рудами, а закрытые промежутки между ними насыщались бедной вкрапленностью сульфидов. Чем ближе были расположены одна к дру-

¹ Редакторы сборника считают, что автор не приводит достаточных данных для однозначного суждения о возможности отнесения даек габбро-диабазов к послерудным образованиям. Соотношения даек оруденения, показанные на рис. 2, могут быть объяснены и с точки зрения развития на месторождении ложных пересечений в связи с неблагоприятным составом габбро-диабазов к замещению их рудными минералами.

гой трещины, тем больше возникало внутри жилообразного или пластообразного тела прожилков массивных сульфидных руд и тем более богатая вкрапленность рудных минералов накапливалась в промежутках между трещинами. Таким образом, процессы выполнения трещин и метасоматического замещения рудными минералами благоприятных по литологическим свойствам пород шли параллельно. Однако и при выполнении трещин литологические особенности играли большую роль. В связи с этим, например, практически интересная минерализация в эффузивных породах дебедачайской свиты отсутствует, хотя системы трещин широтного и северо-восточного простирания здесь сохраняются. Еще более резко ограничены гидротермальные изменения и оруденение в песчаниках, перекрывающих рудоносный горизонт.

Проявления гидротермальной деятельности очень резко оканчиваются как по вертикали, так и в горизонтальном направлении. На месторождении они прослеживаются по простиранию рудоносного горизонта и кошабертской свиты на расстояние немногим более 1 км. К востоку и западу от месторождения гидротермально измененные породы резко сменяются неизменными разностями, среди которых иногда встречаются лишь отдельные небольшие полосы гидротермально измененных пород.

Локализация гидротермальных изменений и проявлений колчеданной минерализации на ограниченной площади, вероятно, связана с влиянием разрывных нарушений северо-восточного простирания, ограничивающих участок развития широтных трещин в благоприятных для метасоматоза породах. В свою очередь развитие трещинных структур в этом участке определялось его положением на крыле дебедачайской складки, а именно на изгибе этого крыла при переходе от широтного простирания к северо-восточному.

Как видно из вышеизложенного, история формирования структуры месторождения была сложной и длительной. Некоторые факты свидетельствуют о том, что дебедачайская брахиантиклинальная складка начала формироваться еще в среднеюрское время в эпоху накопления пород кошабертской свиты. В связи с этим отложения рудоносного горизонта имеют нормальную мощность лишь на крыльях складки и постепенно выклиниваются к своду антиклинали. Воздымание складки приводило к возникновению трещин, располагавшихся параллельно крыльям складчатой структуры и на северном ее крыле имевших широтное или близкое к широтному простирание. Эти трещины, очевидно, носили характер трещин скальвания. Кроме них, развивались трещины и других направлений, выполненные в некоторых случаях дайками жильных пород, связанных с эффузивной магматической деятельностью среднеюрского времени.

Более интенсивные движения происходили в пределах района в конце верхней юры, когда дебедачайская антиклиналь приобрела близкий к современному вид. При этом параллельно оси складки возникли сколовые трещины северо-восточного простирания, широко развитые в пределах всего района. Несколько позже образовались диагональные сдвиги северо-западного простирания. Эти системы трещин преимущественно развивались в достаточно жестких и хрупких породах, к которым относились прежде всего породы рудоносного горизонта, кошабертской и дебедачайской свит. На границе же двух разнородных по механическим свойствам толщ — пластичных песчаников и нижележащих более хрупких кератофилов, их туфов и вулканических брекчий образовывались зоны межформационного расслаивания и дробления. Эти зоны, а также трещины северо-восточного простирания были использованы при внедрении жильными породами и гидротермальными растворами. Последние циркулировали и отлагали рудные и жильные минералы не только в зонах дробления, но и в приоткрытых в этот момент трещинах широтного простирания.

Формирование структуры, однако, на этом не закончилось. Интенсивные складкообразовательные движения в районе происходили в предэоценовое и послесреднеэоценовое время при измерившемся плане деформации. В связи с этими движениями вся Сомхето-Ганджинская геотектоническая зона приобрела современное северо-западное простирание. Движения, происходившие в палеогеновое время, наложили отпечаток на системы трещиноватости в пределах Шамлугского месторождения и всего района. Вновь возникавшие трещины унаследовали в основном ранее заложенные направления, но характер движений по этим трещинам изменился. Вследствие этого трещины, являвшиеся ранее сколами, приобретали характер трещин отрыва и, наоборот, трещины отрыва становились трещинами скальвания.

Необходимо отметить, что направления трещин скальвания и отрыва как в ранние, так и в поздние этапы формирования структуры месторождения более или менее значительно отклонялись от тех направлений, которых следовало бы ожидать, исходя из механической теории деформации. Эти отклонения в первую очередь связаны со значительной механической неоднородностью толщ. Все трещины, возникшие в процессе формирования складчатых структур, сыграли большую роль в распределении и локализации оруденения. Наложенные же на складчатость нарушения являются послерудными.

Заканчивая краткий обзор геологических особенностей месторождения, следует указать, что структура его носит комбинированный характер. Оруденение локализуется, с одной стороны, в виде пластообразных тел в межформационных зонах дробления и расслаивания на крыле брахиантиклинальной складки и, с другой стороны — в виде жиллообразных тел, приуроченных к трещинам скальвания в местах их пересечения с горизонтами, благоприятными для развития метасоматоза.

ЛИТЕРАТУРА

- Грушевой В. Г. Алавердское медное месторождение в Закавказье (его породы, руды и генезис). Тр. ГГРУ, 1930.
- Грушевой В. Г. Медные месторождения Алавердского района Арм. ССР. Тр. ЦНИГРИ, вып. 36, 1955.
- Кашкай М. А. О генетической связи месторождений колчеданных и некоторых медных и полиметаллических руд с кислыми магмами. Сов. геол., сб. 50, 1956.
- Магакьян И. Г. Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН Арм. ССР, 1947.
- Сопко П. Ф. Жильные породы Алавердского района Армении. Тр. Воронежск. Гос. ин-та, вып. XXXI, 1954.
- Степанян О. С. и Мовсисян С. А. Медные месторождения Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1943.

В. А. НЕВСКИЙ

СТРУКТУРА РЕДКОМЕТАЛЬНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУРГАН

Месторождение Курган находится на северном склоне хребта Таласский Алатау, в верховьях р. Курган — левого притока р. Узунахмат. Открыто оно в 1936 г. В. И. Смирновым, а отдельные минерализованные участки его — в 1948 г. Б. П. Севрюковым (Киргизское геологическое управление).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Курганское месторождение располагается в Северном каледонском Тянь-Шане, в зоне юго-западного экзоконтакта Калбинско-Сусамырского гранитного массива, на расстоянии примерно 20 км к северо-востоку от Таласо-Ферганского разлома.

Район месторождения сложен интенсивно дислоцированными, осадочными и метаморфическими породами ордовика, прорванными калбинско-сусамырскими гранитами и более молодыми малыми интрузиями гранитоидов и жильными породами. Тектонический блок ордовикских толщ с запада и юго-запада ограничен крупными региональными разрывами, по которым он контактирует с метаморфическими породами верхнего протерозоя и кембрия (рис. 1).

1. Стратиграфия

Древнейшими породами района являются рассланцованные песчаники и филлитовые сланцы с подчиненными известняками и конгломератами, развитыми вдоль долины р. Узунахмат, к юго-западу от Узунахматского разлома. В. А. Николаев (1930—1954) относит их к свите M_1 докембрия Таласского Алатау; Т. А. Додонова, В. А. Козлов, В. П. Лунев и др. (1955) — к узунахматской свите, которую они сопоставляют с кайндинской свитой Киргизского хребта. Возраст узунахматской свиты предположительно верхнепротерозойский. В западной части района обнажается толща, сложенная известняками, глинистыми сланцами, известковистыми алевролитами и песчаниками. Контакты ее с узунахматской свитой и более молодыми отложениями тектонические. В. А. Николаев относит данные породы к свите M_1 докембрия Таласского Алатау; по Т. А. Додоновой и другим, возраст свиты условно кембрийский.

В тектоническом блоке, расположенном в центральной части района, сложенном преобладающими нижнеордовикскими отложениями, в основании разреза залегают зеленые и зелено-серые аргиллиты, алевролиты и песчаники с подчиненными хлорито-глинистыми сланцами. Видимая мощность толщи не менее 500 м. По возрасту она вероятнее всего отно-

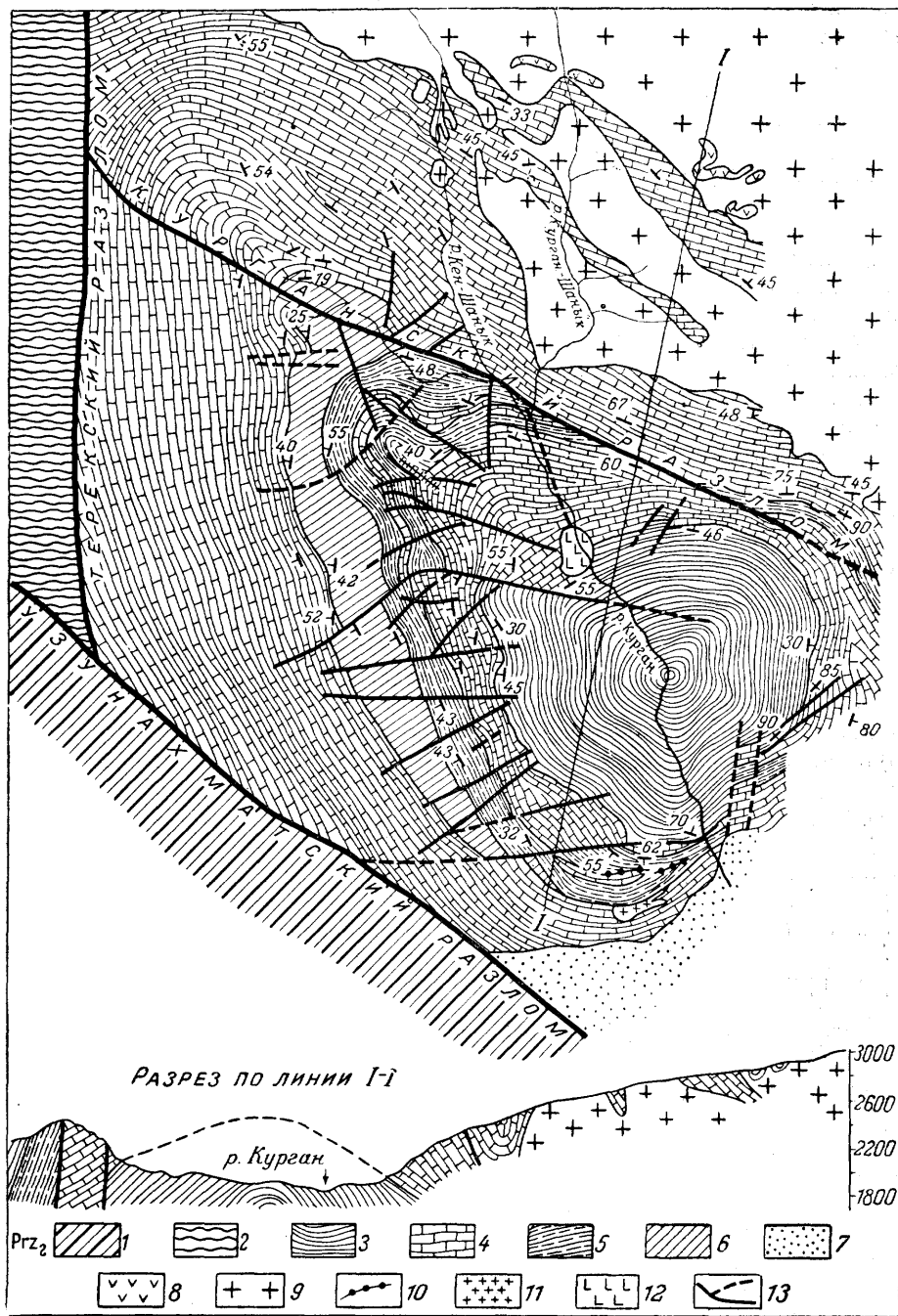


Рис. 1. Геологическая карта Курганского района (составил В. А. Невский с использованием данных В. И. Смирнова, Г. С. Катковского, Т. А. Додоновой и др.)

1 — Prz₂ песчаники и филлиты (узунахматская свита); 2 — Ст? известняки: глинистые сланцы, известковые алевролиты и песчаники; 3 — Ст? зеленые аргиллиты, алевролиты и песчаники; 4 — О₁ известняки; 5 — О₁ сиреневые аргиллиты, алевролиты, песчаники и глинистые сланцы; 6 — О₁ кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы и туфы; 7 — Тг конгломераты и брекчии; 8 — ксенолиты кварцевого диорита; 9 — граниты серые; 10 — габбро; 11 — граниты розовые; 12 — сиениты; 13 — разрывы

сится к верхнему кембрию. Зеленые аргиллиты, песчаники и сланцы согласно перекрываются нижнеордовикскими отложениями, среди которых снизу вверх выделяются нижние известняки, вулканогенно-осадочная свита и верхние известняки.

Слоистые и массивные нижние и верхние известняки по своей окраске, структурно-текстурным особенностям и составу весьма сходны. Разделяющая их эффузивно-осадочная свита сложена сиреневыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. Подчиненное значение имеют кремнисто-углистые и кварцевослюдистые сланцы, а также яшмы и светло-серые пепловые туфы. Фауна, собранная как в нижних, так и в верхних известняках, позволяет относить описанные отложения к нижнему ордовику.

Мощность нижнеордовикских отложений колеблется в весьма широких пределах. Мощность нижних известняков меняется от 30 до 950 м, достигая непосредственно около месторождения 500—600 м, вулканогенно-осадочной свиты от 0 до 1200 м, составляя около месторождения 700—800 м. Видимая мощность верхних известняков в районе месторождения достигает 550—650 м, а к северо-западу от него доходит до 1500 м.

На размытой поверхности нижнеордовикских отложений в средней части бассейна р. Курган залегают третичные песчаники, конгломераты и брекчии. Максимальная видимая мощность их равна 900 м.

2. Изверженные породы

Значительная часть площади района Курганского месторождения сложена серыми, иногда розовато-серыми, равномерно-зернистыми, крупнокристаллическими биотитовыми гранитами. Последние слагают западную периферическую часть Калбинско-Сусамырского плутона, уходящего далеко за пределы района к востоку.

Калбинско-Сусамырские граниты пересекаются многочисленными мелкими дайкообразными и штокообразными телами крупно- и мелкозернистых розовых и мясо-красных гранитов. Последние иногда встречаются и в зоне экзоконтакта гранитного массива. По составу розовые и мясо-красные граниты совершенно тождественны серым. Помимо этого, серые крупнокристаллические граниты пересекаются небольшими дайками пегматитов и аплитов.

Широко распространены в Калбинско-Сусамырских гранитах ксенолиты кварцевых диоритов, наиболее крупные обломки которых достигают 500 м в длину. Т. А. Додонова, В. А. Козлов и В. П. Лунев (1954) отмечают к северу от Курганского района, в осевой части Таласского Алатау, небольшой массив габбро и габбро-диоритов, прорванных калбинско-сусамырскими гранитами, несущими мелкие ксенолиты габбро.

В центральной части Курганского района среди нижнеордовикских известняков имеется два небольших штока крупнокристаллических, светло-серых кварцевых щелочных сиенитов с окружающей их серией мелких даек сиенит-порфиров и сиенит-аплитов.

Как указывают Т. А. Додонова, В. А. Козлов и В. П. Лунев (1954), два небольших массива щелочных пород расположены к северо-западу от Курганского района в известняково-сланцевой толще, условно относимой к кембрию. Один из них, находящийся вблизи (400—500 м) Терекского меридионального разлома в бассейне р. Чат-Карагай, имеет размеры примерно 400 м × 200 м. Сложен он преимущественно лейкократовыми щелочными сиенит-порфирами, окруженными по периферии каймой вулканических брекчий. В последних обломки вмещающих пород и сиенитов сцементированы туфами. Вблизи штока наблюдается серия даек бостонитовых порфиров, кварцевых сиенит-порфиров и трахитовых порфиров.

Второй массив расположен в 2,5—3 км к северо-западу от описанного, в бассейне р. Кентор. Представлен он некком трахитов и их туфолов; размер его около 1 км в северо-западной части и 0,5 км в северо-восточной. Некк также окружен вулканической брекчией, в которой мелкие обломки вмещающих пород и трахитов сцементированы трахитовой лавой. Около некка, а иногда и на значительном удалении от него, известны дайки бостонитовых и трахитовых порфиров.

По данным Т. А. Додоновой и других геологов, к северу от Курганского района располагается небольшой штокообразный массив, сложенный преимущественно кварцевыми сиенито-диоритами с подчиненными им граносиенитами, гранодиоритами, тоналитами и другими породами. Переходы между породами постепенные. Севернее штока, в долине р. Бешташ и ее притоков, известен ряд трещинных интрузий примерно того же состава, вытянутых вдоль Терекского меридионального разлома и оперяющих его крупных трещин.

В южной части Курганского района среди аргиллитов известны дайкообразные тела кварцевого габбро неправильной формы, размером от 70 до 350 м в длину и до 20—40 м по мощности. Помимо этого, здесь известны дайки кварцевых порфиров, лампрофиров, порфиритов, диабазовых порфиритов. А. М. Даминова (1946) отмечает среди жильных пород Курганского района мончикиты. Дайки базальтов, долеритов, мончикитов, камптонитов были здесь встречены также Т. А. Додоновой, В. А. Козловым и В. П. Луневым. Аналогичные породы встретил к северу от Курганского района в бассейне р. Бешташ В. А. Николаев (1946).

Калбинско-сусамырские серые граниты, рвушие кембрийские и нижнеордовикские отложения и трансгрессивно перекрытые осадками нижнего карбона, относятся к каледонским магматическим образованиям. Аналогичный возраст, по-видимому, имеют прорванные калбинскими гранитами габбро, габбро-диориты и кварцевые диориты.

Возраст розовых и мясо-красных гранитов и гранит-порфиров, слагающих мелкие штокообразные и дайкообразные тела, не совсем ясен. В. И. Смирнов (1939) отмечает, что к востоку от описанного района, в бассейне р. Толук, небольшие тела розовых гранитов прорывают отложения нижнего карбона. В то же время В. Н. Козеренко (1945) указывает, что в районе месторождения Карабаш розовые граниты трансгрессивно перекрываются отложениями нижнего карбона. К какой возрастной группе относятся розовые и мясо-красные граниты Курганского района, пока не ясно. Не исключено, что среди них есть и каледонские и варисские магматические образования. Вследствие отсутствия в Курганском районе пород среднего и верхнего палеозоя при решении вопроса о возрасте малых интрузий и жильных пород мы, к сожалению, можем опираться только лишь на косвенные данные.

Хорошо раскристаллизованные крупнокристаллические калбинско-сусамырские граниты с весьма слабо выраженными контактовыми изменениями вмещающих пород вероятнее всего относятся к магматическим образованиям средних глубин. В противоположность этому, щелочные породы Курганского района и его ближайших окрестностей, а также малые интрузии гранодиоритового, сиенито-диоритового ряда являются типичными гипабиссальными породами, а некоторые и субвулканическими образованиями. Среди них широко развиты порфировидные и порфировые разности и нередко вулканические породы. Располагаются они не только в зоне эндо- и экзоконтакта калбинско-сусамырского батолита, но и на значительном удалении от него. Например, Кенторский и Чаткарагайский щелочные массивы располагаются в глубоко эродированном блоке условно кембрийских пород.

Породы данной группы относятся к типичным трещинным интрузиям, отчетливо контролируемым разрывами. Особенно ярко выявляется контролирующая роль Терекского меридионального разлома, около кото-

рого располагается Чаткарагайский сиенитовый шток и трещинные тела пород гранодиоритового и сиенито-диоритового ряда; радиальными разрывами контролируются сиенитовые штоки Курганского района. В то же время многие из пород рассматриваемой группы весьма близки по составу к породам соседнего Южного варисского Тянь-Шаня. В частности, к юго-западу от Курганского района, в бассейне Каракульджи, известны трещинные варисские интрузии габбро и секущие их тела сложного состава, представленные гранитами, гранодиоритами и тоналитами (Додонова, Козлов и Лунев, 1954). В районе оз. Сон-Куль в пределах главной структурной линии Тянь-Шаня к Южно-Сонкульскому разлому приурочена варисская трещинная интрузия, в составе которой, помимо преобладающих гранодиоритов, отмечаются кварцевые сиениты, сиениты и сиенито-диориты (Стронин, Королев, 1949).

Изложенные данные позволяют считать, что рассматриваемые малые интрузии Курганского района и ближайших его окрестностей вероятнее всего относятся к варисским магматическим образованиям. Наиболее ранними из них, по-видимому, являются габбро; позже произошло внедрение сложных интрузий, в составе которых отмечаются гранодиориты, граносиениты, сиенито-диориты и другие породы. Небольшие штоки щелочных сиенитов являются или более поздними самостоятельными интрузиями, или краевыми фациями массивов диоритового сиенито-диоритового состава.

Дайки базальтов, долеритов, мончикитов и камптонитов, как полагают В. А. Николаев и другие исследователи, вероятно, имеют альпийский возраст. На Курганском месторождении, как мы покажем ниже, дайки камптонитов и мончикитов пространственно и, по-видимому, генетически тесно связаны со штоками кварцевых щелочных сиенитов. Поэтому не исключено, что эти сиениты являются альпийскими магматическими образованиями.

3. Тектоника

Курганский район располагается на северном крыле Таласского каледонского антиклинория, осложненного серией складок второго и более мелких порядков. Ось антиклинория вытянута в северо-западном направлении ($310-315^\circ$). Близкое простирание имеют и оси осложняющих его складок. Породы нижнего палеозоя Курганского района смяты в сложно построенную, асимметричную брахиантиклинальную складку, длинная ось которой в общем параллельна осям основных складок окружающего района ($310-315^\circ$). Северо-восточное крыло брахиантиклинали осложнено незначительной антиклинальной складкой второго порядка (см. рис. 1).

Породы, принимающие участие в строении брахиантиклинали, в различных ее участках имеют резко различные мощности. Максимальные мощности характерны для северо-западной части складки, значительно уменьшенные — для юго-западной и минимальные для северо-восточной и юго-восточной. Например, максимальная мощность нижних известняков в северо-западной части складки достигает 950 м, в юго-западной 350 м и, наконец, в северо-восточной и юго-восточной части 140—260 м (рис. 2). Еще более резкие изменения мощностей обнаруживает перекрывающая нижние известняки вулканогенноосадочная свита. Максимальная ее мощность в северо-западной части района достигает 1200 м, а юго-западной 550 м, а в северо-восточной и юго-восточной 50—130 м (рис. 3).

Данные по мощностям различных свит брахиантиклинали Курганского района приведены в табл. 1. Характерно, что участки с максимальными мощностями пород характеризуются наиболее пологими углами наклона в крыльях брахискладки, с минимальными — наиболее круты-

ми. В соответствии с этим наиболее пологим является северо-западное крыло брахиантиклинали, наиболее крутым северо-восточное и юго-восточное. Данные по углам наклона крыльев Курганской брахиантиклинали также приведены в табл. 1 и на рис. 2 и 3.

Говоря о важнейших особенностях строения Курганской брахиантиклинали, нельзя также не отметить существенного изменения степени метаморфизма толщи сиреневых аргиллитов, алевролитов, песчаников и сланцев, принимающих участие в строении складки. В северо-западной части района, там, где наблюдаются максимальные мощности нижнепа-

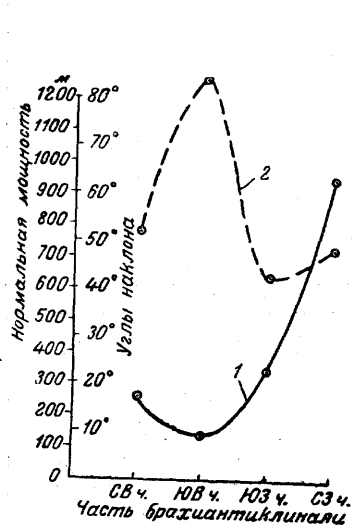


Рис. 2. Нормальные мощности и углы наклона нижней пачки известняков Курганского брахиантиклиналя:

1 — кривая мощностей; 2 — кривая углов наклона

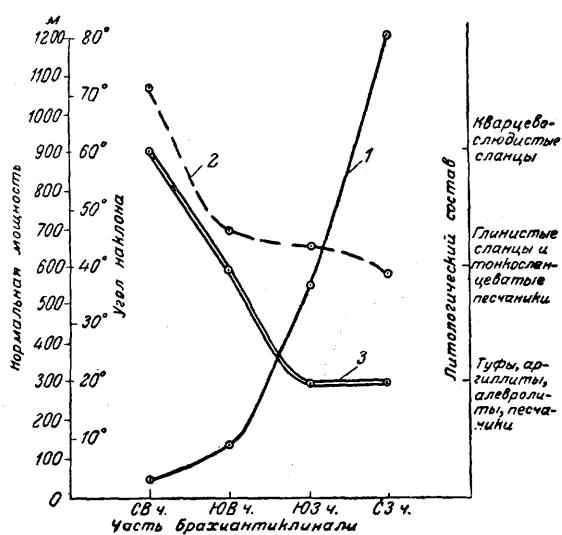


Рис. 3. Нормальные мощности, углы наклона и литологический состав вулканогенно-осадочной свиты Курганской брахиантиклинали:

1 — кривая мощностей; 2 — кривая углов наклона; 3 — кривая литологического состава

Таблица 1

Углы наклона крыльев Курганской брахиантиклинали и мощности слагающих ее толщ

Часть брахиантиклинали	Свиты	Нормальные мощности в метрах			Углы наклона в градусах		
		миним.	макс.	сред.	миним.	макс.	сред.
СЗ СВ ЮВ ЮЗ	Вулканогенно-осадочная	900	1200	1050	19	52	38
		0	50	25	67	90	71
		80	130	105	42	55	46
		450	550	500	30	54	42
СЗ СВ ЮВ ЮЗ	Нижние известняки	650	950	800	32	55	49
		200	260	230	39	65	52
		30	140	85	72	90	84
		280	350	315	35	52	43
СЗ СВ ЮВ ЮЗ	Нижние известняки и вулканогенно-осадочная	1550	2150	1850	19	55	43
		200	310	255	39	90	67
		110	270	190	42	90	65
		730	900	815	30	54	43

леозойских отложений и наиболее пологие углы падения крыльев брахиантиклинали, эта толща сложена главным образом массивными, грубо-слоистыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками. В юго-западной и юго-восточной частях района, характеризующейся меньшими мощностями и более крутыми углами падения, она представлена тонкосланцеватыми глинистыми сланцами и тонкорассланцованными алевролитами и песчаниками. И, наконец, в северо-восточной части брахиантиклинали, где мощности пород, принимающих участие в ее строении, минимальные, а углы наклона крыла складки наиболее крутые, эта толща сложена кварцитами и кварцево-биотитовыми сланцами с ярко выраженной кристаллобластической структурой. Переходы между описываемыми породами постепенные. Изменение степени метаморфизма аргиллитово-песчаниковой толщи в связи с изменением углов наклона крыльев Курганской брахиантиклинали и мощностей свит, принимающих участие в ее строении, показано на рис. 3.

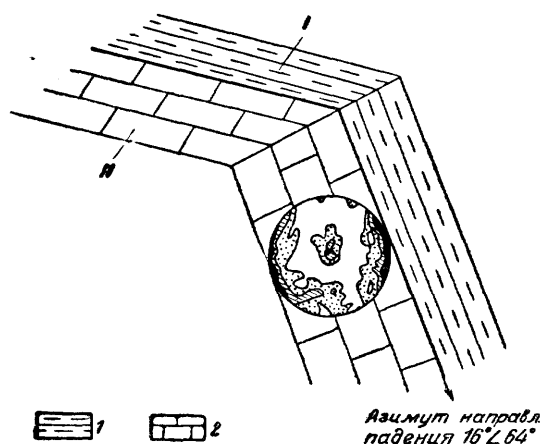


Рис. 4. Диаграмма ориентировки оптических осей кальцита
1 — кварцево-сланцевые сланцы; 2 — известняки

При изучении ориентированных шлифов известняков и кварцево-биотитовых сланцев, взятых в различных участках брахиантиклинали, в удалении от крупных разрывных нарушений была выявлена отчетливая ориентировка оптических осей кальцита и кварца. На рис. 4 показана диаграмма ориентировки оптических осей кальцита из ориентированного образца известняка (№ 34), взятого в северо-восточной части Курганской брахиантиклинали, из нижних известняков, в 2 м от контакта с кварцево-биотитовыми сланцами. Диаграмма по свое-

му типу приближается к *B*-тектониту с горизонтально лежащей осью *B*. Отчетливая ориентировка оптических осей кварца и лейт слюды обнаруживается всюду в пачке кварцево-сланцевых сланцев и кварцитов, залегающих в северо-восточном крыле Курганской брахиантиклинали. Четкую ориентировку оптических осей кальцита показывают ориентированные образцы известняков, взятые из различных участков Курганской брахиантиклинали, как из нижней, так и из верхней известняковой свиты.

Данные петротектонического анализа, изменение степени метаморфизма вулканогенно-осадочной свиты, а также в какой-то мере и резкие изменения мощностей всех свит в различных участках района позволяют считать, что пластическим течением масс породы была захвачена вся нижнепалеозойская толща Курганского района. Опираясь на эти данные, можно предполагать, что формирование Курганской брахиантиклинали происходило на достаточной глубине, в условиях, когда пластическое течение масс породы было возможно. По-видимому, пластичные карбонатные и песчано-глинистые массы породы выдавливались с наиболее крутых крыльев складки в более пологие ее участки, вероятнее всего вверх, к ее своду, и в северо-западную часть. Наиболее интенсивно пластическое течение происходило в северо-восточной и юго-восточной части брахиантиклинали, где крылья ее осложнены крутопадающими продольными разрывами.

Рассматривая геологическую карту Курганского района, нельзя не заметить фациальных изменений в пределах вулканогенно-осадочной свиты. В северо-западной части района, в верхах ее разреза встречаются горизонты пепеловых туфов, которые к юго-востоку и северо-востоку постепенно выклиниваются. Это дает основание думать, что резкие колебания мощностей свит в различных участках Курганского района связаны прежде всего с существенными различиями в мощностях первичных осадков.

По-видимому, в период накопления нижнепалеозойских толщ северо-западная часть Курганского района являлась областью наибольшего прогибания и накопления значительно более мощных толщ осадков.

В процессе последующей складчатости сравнительно маломощная переслаивающаяся толща в юго-восточной части района и на прилегающих к ней участках значительно легче сгибалась в крутую складку, по сравнению с мощной толщей северо-западного участка. Таким образом, есть все основания думать, что асимметрия в строении Курганской брахиантиклинали обусловлена прежде всего закономерностями первичного распределения осадков в период седиментации. Пластическое течение масс в процессе складчатости лишь в еще большей степени усилило эту асимметрию.

Разрывные нарушения в Курганском районе пользуются исключительно широким распространением. Пространственная ориентировка их определяется следующими тремя важнейшими факторами.

1. Северо-западной ориентировкой основных тектонических структур всего региона. В северо-западном направлении вытянута ось Таласского каледонского антиклинория и осложняющих его северное крыло складок. В этом же направлении прослеживается Таласо-Ферганский разлом и ряд параллельных ему крупных разрывов, пересекающих сводовую часть Таласского антиклинория, сложенного метаморфическими породами докембрия.

2. Меридиональной и субмеридиональной ориентировкой западного контакта Калбинско-Сусамырского плутона.

3. Пространственным положением отдельных свит и толщ, принимающих участие в строении Курганской брахиантиклинали.

Среди разрывных нарушений северо-западного простирания наиболее крупным является Узунахматский разлом. Впервые он был установлен В. А. Николаевым (1930) и в последнее время подробно охарактеризован Т. А. Додоновой, В. А. Козловым и В. П. Лушевым (1954), которые проследили его по левому берегу р. Узунахмат на протяжении 30 км. Не вызывает сомнения, что он протягивается далеко за пределы изученного района к северо-западу и юго-востоку на многие десятки километров. По простиранию он почти параллелен Таласо-Ферганскому разлому, прослеживаясь в северо-западном направлении по азимуту 310—320°, на расстоянии 15—18 км к северо-востоку от него. Падение Узунахматского разлома близко к вертикальному.

К юго-западу от этого разрыва располагаются метаморфические породы верхнего протерозоя (узунахматская свита), к северо-востоку — толщи кембрия и нижнего силура. На местности он отчетливо прослеживается в однородных породах, по линейно вытянутой цепочке седловин на водоразделах, а на интервале тектонического контакта филлитов протерозоя с известняками нижнего силура маркируется линейным ограничением резко вздымающихся скалистых выступов известняковых толщ. Породы вдоль Узунахматского разлома интенсивно раздроблены и серицитизированы. Мощность полосы сильно деформированных и осветленных пород не превышает 50—70 м.

Средняя суммарная мощность нижнепалеозойских толщ Курганского района, примыкающих по Узунахматскому разлому к филлитам протерозоя, порядка 1500—1800 м. По-видимому, эта величина и будет опре-

делять минимальный возможный предел вертикальной составляющей смещения по Узунахматскому разлому, северо-восточный блок которого был опущен. Горизонтальная составляющая смещения неясна.

Почти параллельно Узунахматскому разлому, на расстоянии 3,5—4 км к северо-востоку от него, прослеживается Курганский разлом. Простирание его 295—300°, падение близкое к вертикальному, прослеженная длина по простиранию в пределах Курганского района около 7 км; в северо-западной части района он примыкает к Терекскому меридиональному нарушению.

Курганский разлом под острым углом пересекает северо-восточное крыло Курганской брахиантиклинали, прослеживаясь на протяжении около 1 км по контакту свиты нижних и верхних известняков. На этом интервале разделяющая известняки пачка кварцево-сланцев полностью выклинивается.

В северо-западной части брахиантиклинали по Курганскому разлому наблюдается смещение контакта верхних известняков с подстилающей их вулканогенно-осадочной свитой. При этом северо-восточный блок пород сдвинут по отношению к юго-западному к северо-западу на 250 м. Видимое смещение вероятнее всего является следствием как горизонтальной, так и вертикальной составляющей подвижек.

В южной части района около третичных отложений известно достаточно крупное широтное нарушение, срезающее южное крыло Курганской брахиантиклинали. Простирание его 270—265°, падение крутое; прослеженная длина по простиранию около 3 км. На западе он, по-видимому, примыкает к Узунахматскому разлому. Свита нижних известняков смещена по разрыву на 500 м, при этом южный блок сдвинут относительно северного к востоку. Разрыв вероятнее всего является взбросо-сдвигом.

Весьма многочисленны в Курганском районе сравнительно мелкие разрывы северо-западного, субширотного и широтного простирания, смещающие различные свиты Курганской брахиантиклинали на несколько метров или первые десятки метров.

С запада кембро-силурийские отложения Курганского района ограничены Терекским меридиональным разломом, по которому они контактируют с кембрийскими метаморфическими толщами. Терекский разлом впервые был отмечен В. А. Николаевым (1930), а позже более подробно изучался В. И. Смирновым и Г. С. Катковским (1939), Т. А. Додоновой и другими (1954). Этот разлом уходит далеко к северу за пределы Курганского района, строго следуя вдоль западного контакта Калбинско-Сусамырского плутона; на юге примыкает к Узунахматскому разлому. Общая прослеженная длина его по простиранию около 30 км; простирание, на большем протяжении строго меридиональное, на северном фланге, ближе к третичным отложениям Таласской долины, северо-северо-западное 345—350°; падение вертикальное или близкое к вертикальному.

Терекский разлом хорошо выражен геоморфологически, линейно ограничивая скалистые выступы нижнеордовикских карбонатных толщ. Породы вдоль этого разлома интенсивно деформированы; местами отмечаются полосы брекчий и пород тончайшей блоковости (расстояние между трещинами от 1 до 3—5 см); мощность зоны деформированных пород достигает 300 м. На северном склоне Таласского Алатау, в бассейне р. Бешташ, вдоль него прослеживаются неправильные трещинные тела пород гранодиоритового и сиенито-диоритового состава.

Некоторые разрывы северного склона Таласского Алатау, имеющие запад-северо-западное простирание, пересекают и смещают Терекский разлом (Т. А. Додонова и др., 1954). Мощность нижнеордовикских отложений Курганского района, примыкающих к Терекскому разрыву и контактирующих с кембрийскими метаморфическими толщами, — более 1000 м. Поэтому можно утверждать, что в данном участке вертикальная

составляющая смещения по этому разрыву также превышает 1000 м. Восточный блок по отношению к западному был опущен. Направление и масштаб возможной горизонтальной составляющей смещение не совсем ясны.

Параллельно или под очень острым углом к Терекскому разлому в Курганском районе прослеживается ряд меридиональных и субмеридиональных разрывов, меньшего масштаба, пересекающих Курганскую брахиантиклиналь. Некоторые из них расположены на площади месторождения и будут описаны ниже, при рассмотрении его структуры; другие находятся за пределами месторождения. К числу последних относится разрыв в южной части Курганского района около третичных отложений. Простирается он СВ 10—12°, падение, по-видимому, крутое; прослеженная длина по простиранию около 1 км. Разрыв пересекает Курганскую брахиантиклиналь и смещает пачку нижних и верхних известняков на 600 м, при этом восточный блок пород относительно западного сдвинут к северо-востоку. Параллельно разрыву, на расстоянии 150—160 м от него прослеживается значительно меньшее по масштабу нарушение.

Сравнительно небольшой субмеридиональный разрыв известен в северо-западной части района в бассейне рч. Куру-сай. Простирается он СВ 340—345°, падение крутое; прослеженная длина по простиранию около 1 км. Маркирующий горизонт известняков среди вулканогенно-осадочной свиты смещен по нему на 100 м.

Весьма многочисленны в Курганском районе сравнительно небольшие радиальные разрывы, пространственная ориентировка которых тесно связана с особенностями залегания нижнепалеозойских свит в Курганской брахиантиклинали.

В юго-западном крыле Курганской брахиантиклинали преобладают разрывы северо-восточного, реже широтного простирания, в северо-западном крыле — северо-западного, меридионального и северо-восточного. Падение во всех участках крутое. Прослеженная длина разрывов, по простиранию обычно достигает 1—1,5 км. Амплитуды смещения различных свит и маркирующих горизонтов большей частью не превышают первых десятков метров (до 50—70 м). Очень часто по серии сближенных разрывов обрисовывается последовательный ступенчатый сдвиг контактов свит в одном направлении, однако часто такая закономерность нарушается как бы выдавливанием или, наоборот, вдавливанием отдельных секторов или удлиненных блоков пород. По характеру подвижек описываемые разрывы относятся к сбросо-сдвигам, возможно, частично к взбросо-сдвиговым нарушениям.

КУРГАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

1. Породы, слагающие месторождение

Курганское месторождение располагается в северо-западной части Курганской брахиантиклинали, в свите нижних известняков, которые подстилаются зелеными аргиллитами, алевролитами и песчаниками и перекрываются сиреневой терригенной толщей того же состава с подчиненными прослоями кремнистых и кремнисто-углистых сланцев (рис. 5). В основании разреза известняки отчетливо слоистые, с тонкими прослоями зелено-серых и сиреневых аргиллитов и алевролитов. Вверх по разрезу, по мере исчезновения прослоев аргиллита, они переходят вначале в грубослоистые, а затем в массивные разности, почти лишенные следов слоистости. По внешнему облику известняки представлены крупнокристаллической мраморовидной породой белого, серого и желтовато-серого цвета. Как слоистые, так и массивные их разности сложены агрегатом грубоизометричных, лапчатых зерен кальцита размером от 0,1 до 0,3—0,4 мм.

На площади месторождения известняки прорваны двумя небольшими штоками кварцевого щелочного сиенита, а также серией окружа-

ющих их мелких даек сиенит-порфиров и сиенит-аплитов. Встречаются также дайки кварцевых порфиров, древних порфиритов, более молодых порфиритов и диабазовых порфиритов, а также впервые установленные на месторождении автором дайки комптонитов и мончикитов.

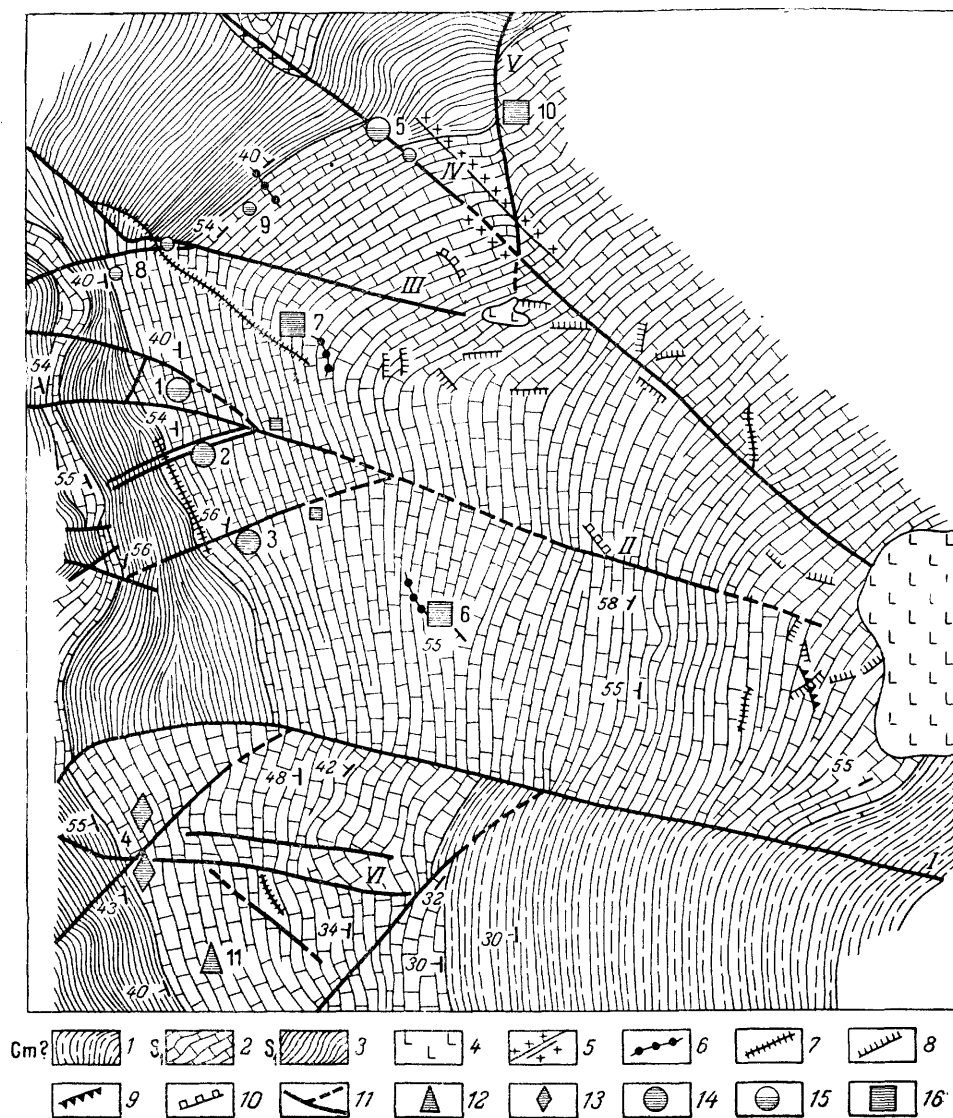


Рис. 5. Схема геологического строения месторождения Курган (составил В. А. Невский с использованием материалов И. И. Ромашина)

На рисунке арабскими цифрами обозначены рудные тела, римскими цифрами—разрывы 1—Ст? зеленые аргиллиты, алевролиты и песчаники; 2—О; известняки; 3—О; сиреневые аргиллиты, алевролиты, кремнистые и кремнисто-углистые сланцы; 4—сиениты; 5—кварцевые порфиры; 6—порфириты (древние); 7—диабазовые порфириты; 8—дайки сиенит-порфиров и сиенит-аплитов; 9—компониты; 10—мончикиты; 11—разрывы и крупные трещины. Рудные тела; 12—карбонатные; 13—карбонатно-полиметаллические; 14—полиметаллические; 15—пирротинно-полиметаллические; 16—пирротинные

К досиенитовым жильным породам относятся древние порфириты и кварцевые порфиры. Дайки комптонитов, наоборот, моложе сиенитов, так как они местами пересекают сиенит-аплиты и сиенит-порфиры. Аналогичный возраст, видимо, имеют мончикиты и юные диабазовые порфириты.

Один из штоков кварцевых сиенитов расположен в юго-западной части месторождения, среди известняков, на контакте их с подстилающими зелеными песчаниками. Размеры его 350 на 200—225 м; длинная ось вытянута в меридиональном направлении. Второй шток находится примерно в центральной части месторождения на расстоянии 700 м к северо-западу от первого. Размер его 70 на 25—30 м; длинная ось вытянута в запад-северо-западном направлении. Штоки сложены крупнокристаллической, желтовато-белой породой, состоящей из полевого шпата с незначительным количеством темноцветных минералов.

Как показало изучение под микроскопом, сиениты сложены резко преобладающими идиоморфными кристаллами калиевого полевого шпата (80—90%) с незначительным количеством альбит-олигоклаза (5—10%) и темноцветных минералов (8—10%). Последние представлены эгириин-авгитом и щелочной роговой обманкой. В незначительном количестве отмечаются зерна кварца. Среди аксессуарных минералов установлены циркон, апатит, магнетит, флюорит, реже кальцит и молибденит. Структура породы панидоморфнозернистая.

Как около первого, так и около второго штока наблюдаются многочисленные (до 30) мелкие дайки сиенит-порфиров и сиенит-аплитов, расположенные со стороны пологопогружающихся контактов интрузий. Они имеют неправильную плитообразную форму с характерными коленообразными уступами. Нередко встречаются дайки с значительно более усложненной формой. Мощность их колеблется от первых сантиметров до 0,7—0,8 м, максимум до 1,5 м, длина от первых десятков метров до 40—50 м, иногда до 100 м.

Около малого сиенитового штока большая часть даек имеет широтное и запад-северо-западное простирание, реже они вытянуты в северо-западном и близком к меридиональному направлениях. У даек, располагающихся вблизи большого штока, не отмечается преобладающей приуроченности к одному какому-либо направлению. Здесь они вытянуты в широтном, меридиональном, северо-восточном и северо-западном направлениях.

Падение даек в подавляющем большинстве случаев близко к вертикальному; пологопадающие дайки встречаются сравнительно редко. Минералогический состав даек принципиально ничем не отличается от состава сиенитовых штоков, около которых они развиты. Наиболее крупная дайка, расположенная в западном экзоконтакте большого сиенитового штока, непосредственно переходит в сиениты массива. Это дает основание думать, что и многие другие дайки являются трещинными алофизами сиенитового массива. Широкое развитие ореола даек около вскрытых эрозией сиенитовых массивов и скарнированных известняков позволяет предполагать, что обнажающиеся на поверхности сиенитовые тела представляют собой апикальную часть единого, значительно более крупного сиенитового массива, вытянутого в северо-северо-западном направлении.

Дайки кварцевых порфиров на площади месторождения встречаются как в его северо-западной части (см. рис. 5), так и около большого сиенитового штока. Мощность их колеблется в пределах от 0,3—0,4 до 8—15 м, протяженность по простиранию достигает 500 м. Сложены они светло-серой мелкозернистой кварцево-полевошпатовой массой с редкими мелкими порфировыми вкрапленниками кварца. Изучение под микроскопом показывает, что основную массу породы составляют кварц, калиевый полевой шпат и плагиоклаз с подчиненным количеством мусковита, среди вторичных минералов отмечаются хлорит, серицит, карбонаты. Порфировые вкрапленники представлены кварцем, реже сильно серицитизированным олигоклазом. Аксессуарные минералы — апатит и рудный.

Дайки древних порфириров имеют ограниченное распространение на месторождении. Встречены они вблизи рудных тел № 6, 7 и 9. Простира-ние даек северо-западное и близкое к меридиональному, падение крутое, мощность не более 0,4—0,6 м, протяженность по простиранию до 40—60 м.

Древние порфириры представлены плотными тонкозернистыми грязно-серыми породами с порфировой структурой. Сравнительно редкие фенокристы ее представлены таблитчатыми и призматическими кристаллами плагиоклаза. Основная масса состоит из лейст мутного интенсивно пелитизированного и сосюритизированного плагиоклаза № 48 с подчиненным количеством темноцветных минералов. Среди последних наибольшим распространением пользуется уралитовая роговая обманка, развивающаяся по пироксену, а также биотит. Биотит в ряде случаев также явно вторичный — по пироксену и уралиту. Встречаются единичные зерна кварца и неправильные скопления карбоната и хлорита. Среди акцессорных минералов отмечены циркон, апатит и рудный минерал. Структура основной массы офитовая.

Дайки более молодых порфириров и диабазовых порфириров известны во многих участках месторождения. Простираение их наиболее часто северо-западное, реже меридиональное, еще реже северо-восточное, падение чаще крутое; мощность от 0,3—0,4 до 12 м, длина по простиранию от десятков метров до 200—450 м. Дайки отчетливо пересекают разрывы широтного и северо-восточного простирания.

Сложены они плотной тонкозернистой породой темно-серого, иногда черного цвета. При изучении под микроскопом установлено, что основная масса породы состоит из совершенно свежего прозрачного плагиоклаза с подчиненным количеством сильно измененного пироксена, биотита, хлорита и карбоната. Среди акцессорных установлены апатит, флюорит, магнетит, иногда пирротин. Структура основной массы пилотахситовая. В порфирировых вкраплениях отмечаются хлоритизированный и серпентинизированный оливин, плагиоклаз (№ 45—58), а также хлоритизированный титан-авгит и авгит.

Нельзя не отметить, что дайка диабазовых порфириров в районе рудного тела № 2, на контакте с пирротиново-полиметаллической рудой, так сильно изменена, что вся порода представлена почти нацело хлоритизированным пироксеном и сосюритизированным плагиоклазом. Этот факт достаточно определенно указывает, что внедрение данных пород произошло до отложения сульфидно-полиметаллических и пирротиново-полиметаллических руд месторождения.

В ряде участков месторождения вблизи сиенитовых штоков встречены дайки авгитовых комптонитов и мончикитов. Простираение их северо-западное, падение как крутое, так и достаточно пологое; мощность до 1—1,5 м. Сложены они темно-серой, почти черной, тонкозернистой породой порфировой структуры. Встреченные в авгитовых комптонитах сравнительно редкие фенокристы представлены главным образом табличками титан-авгита, реже оливина. Основная масса сложена лейстами и неправильными зернами плагиоклаза (основной андезин), призматическими кристаллами титан-авгита, баркевикита и нацело измененными зернами оливина. Отмечаются неправильной формы скопления кальцита и хлорита, а также рудный минерал.

Среди фенокристов авгитовых мончикитов преобладает оливин, в меньших количествах обнаруживается титан-авгит, иногда баркевикит и биотит. В основной массе наибольшее распространение получил титан-авгит, подчиненное — оливин, биотит, иногда баркевикит. Промежутки между указанными минералами выполнены слабо раскристаллизованным стеклом с листочками хлорита, неправильными скоплениями карбоната и местами анальцима. Имеется также рудный минерал — по-видимому, магнетит.

2. Структура месторождения

Как уже отмечалось, Курганское месторождение располагается в северо-западной части Курганской брахиантиклинали. Вмещающие месторождение нижние известняки с подстилающими и перекрывающими их аргиллитами, алевролитами и песчаниками образуют в этом участке дугообразный изгиб выпуклостью к северо-западу с падением пластов к западу и северо-западу. В соответствии с этим контакт нижних известняков с перекрывающими их сиреневыми аргиллитами в юго-западной и западной части месторождения имеет северо-северо-западное простирание, а в северо-западной — северо-восточное; контакт с подстилающими зелеными песчаниками меняет простирание от меридионального в юго-западной части месторождения до северо-восточного у большого сиенитового штока (см. рис. 5).

Наблюдаются и некоторые изменения углов падения пластов. В юго-западной части месторождения, к югу от субширотного сбросо-сдвига, в районе рудного тела № 4 сравнительно пологое падение пластов известняка на контакте с зелеными песчаниками ($30-32-34^\circ$) вверх по разрезу к контакту с перекрывающими аргиллитами становится круче ($40-43-55^\circ$).

К северу от сбросо-сдвига, в полосе шириной 350—400 м заметных изменений в падении известняков не наблюдается. На всем протяжении от основания их разреза до контакта с сиреневыми аргиллитами выдерживается угол падения в $55-56^\circ$ к западу, и только в северо-западной части месторождения подмечается некоторая тенденция к выполаживанию углов падения до $40-49^\circ$ при движении вверх по разрезу.

Крыло Курганской брахиантиклинали на площади месторождения рассечено многочисленными разрывными нарушениями (см. рис. 5). Самым крупным среди них является сбросо-сдвиг запад-северо-западного простирания, расположенный в районе рудного тела № 4, который мы в дальнейшем будем именовать разломом I. Известны сопряженные с ним параллельные ему разрывные и оперяющие нарушения, примыкающие к нему под острым углом. В северной части месторождения установлены два радиальных разрыва, один из которых ориентирован в северо-западном, другой в меридиональном направлениях.

Простирание разлома I примерно 280° , падение крутое, прослеженная длина по простиранию более 3 км. Контакты известняков с подстилающими и перекрывающими их аргиллитами смещены по разлому: верхний на 500 м, нижний на 325 м; при этом северный блок пород перемещен относительно южного к востоку. По особенностям подвижек разлом относится к сбросо-сдвигу.

С юга к разлому I под острым углом примыкают два параллельных один другому оперяющих его разрывных нарушения. Простирание их СВ 40° , падение крутое, прослеженная длина по простиранию 500—600 м. По одному из них наблюдается смещение маркирующего горизонта, залегающего среди известняков; при этом северо-западный блок смещен относительно юго-восточного к юго-западу на 50 м.

Помимо этого, в южном блоке разлома I, на расстоянии 220 м от него, проходит параллельное ему нарушение, прослеженное на протяжении 600 м. Около этого нарушения развиты сопряженные с ним крупные трещины, одна из них параллельна ему, другая — примыкает под острым углом. Характерно, что по нарушению, параллельному разлому I, видимое смещение, имеющее амплитуду около 5 м, по направлению противоположно смещению по разлому I.

К северу от разлома I, на расстоянии 350—450 м от него и почти параллельно ему, в районе рудного тела № 1, проходит субширотный разрыв, прослеженный по простиранию на протяжении 1 км и названный разломом II. Падение его крутое. Контакт известняков с перекрывающими

ми их аргиллитами и маркирующий горизонт среди известняков смещены по разлому II на 10 м. Направление подвижек аналогично смещению по разлому I.

В зоне контакта известняков с сиреневыми аргиллитами к разлому II под острым углом примыкает ряд оперяющих его разрывных нарушений, создающих рисунок веера, расширяющегося к западу. Три из них, располагающиеся в южном блоке разлома, параллельны одно другому и вытянуты в северо-восточном направлении ($60-65^\circ$). Прослеженная их длина по простиранию составляет 250—400 м. По двум из них направление смещения контакта известняков с аргиллитами аналогично смещению по разлому II, по третьему — противоположно по знаку. Амплитуда смещения достигает 10—15 м.

Нарушение, примыкающее под острым углом к разлому II, имеет запад-северо-западное простирание; падение его крутое; прослеженная длина по простиранию — около 300 м. Оно смещает контакт известняков с аргиллитами в том же направлении, что и разлом II. Амплитуда смещения около 10 м. Севернее разлома II, на расстоянии около 250 м от него, почти параллельно ему проходит разлом III. Падение его крутое, к северу, прослеженная длина по простиранию — около 800 м. Разлом смещает контакт известняков с перекрывающими их аргиллитами примерно на 130 м; при этом северный блок смещен относительно южного к востоку. В южном блоке к разлому III под острым углом примыкает оперяющее его нарушение. Азимут простирания его СВ $70-75^\circ$, прослеженная длина более 250 м. Известняки в клиновидном блоке между разломом III и оперяющим его нарушением раздроблены и превращены в брекчию.

Проходящий в районе рудного тела № 5 радиальный разлом IV имеет северо-западное простирание ($305-310^\circ$) и крутое падение; прослеженная его длина более 800 м. Вдоль разлома проходит мощная (до 15 м) дайка кварцевого порфира. Контакт известняков с перекрывающими их аргиллитами смещен по разлому на 90 м, при этом северо-восточный блок сдвинут относительно юго-западного к юго-востоку. Разлом V, проходящий в районе рудного тела № 10, имеет меридиональное простирание $360-5^\circ$ и крутое падение; прослеженная его длина около 60 м. Контакт известняков с перекрывающими их аргиллитами смещен на 75 м; при этом восточный блок передвинут относительно западного к северу.

Если рассматривать общий план разрывных нарушений Курганского месторождения и особенности смещения блоков пород по ним, то нельзя не заметить, что в целом они представляют единую систему разломов, по которым возник сложный ступенчатый сдвиг контакта известняков с перекрывающими их аргиллитами. При движении по контакту с юга на север и далее на северо-восток каждый последующий блок смещен относительно предыдущего к востоку или к юго-востоку. Исключение представляют лишь небольшой блок известняков, находящийся между нарушениями, оперяющими разлом II, который как бы немного выжат в сиреневые аргиллиты и алеволиты, а также клиновидный блок между разломами IV и V, вдавненный в известняк. По многим разломам различные маркирующие горизонты, отличающиеся между собой по углам падения, смещены на неодинаковые амплитуды. Это позволяет предполагать, что по данным разломам происходили перемещения сбросо-сдвигового или возможно, в какой-то период их жизни, взбросо-сдвигового характера.

Имеющиеся в нашем распоряжении факты дают основание высказать некоторые соображения об относительном возрасте разломов. В частности, достаточно определенно можно говорить о том, что многие из них возникли до внедрения штоков сиенитов. Обращает на себя внимание отчетливое линейное ограничение южного контакта малого сиени-

тового штока, который вытянут строго в запад-северо-западном направлении и располагается на продолжении разлома III в том месте, где к последнему примыкает разлом V. Можно уверенно говорить о том, что малый сиенитовый шток находится в узле сопряжения разломов III и V. Большой сиенитовый шток располагается на контакте известняков с подстилающими их аргиллитами в том месте, где к нему подходит разлом II. До внедрения сиенитов безусловно возникло и наиболее крупное разрывное нарушение месторождения — I разлом. До внедрения дайки кварцевых порфиров образовался разлом IV, к которому приурочена эта дайка.

В ряде мест дайки диабазовых порфиров пересекают разрывы, не обнаруживая при этом в месте пересечения каких-либо видимых смещений. Это достаточно определенно говорит о том, что основные смещения по разрывам месторождения произошли до внедрения даек диабазовых порфиров. К моменту их внедрения, а тем более непосредственно перед рудоотложением, подвижки по ним были ничтожно малы.

Помимо достаточно крупных разрывных нарушений, породы, принимающие участие в строении Курганского месторождения, разбиты густой сетью мелких трещин. Статистический замер мелких трещин, проведенный в различных участках месторождения, показал, что ориентировка трещин тесно связана с ориентировкой пластов пород, принимающих участие в строении Курганской брахиантиклинали. С изменением элементов залегания пластов меняется и ориентировка рассекающих их трещин.

На рис. 6 показана трещинная диаграмма, отображающая ориентировку мелких трещин в нижних известняках, вблизи их контакта с аргиллитами, в районе рудного тела 2. Как показывает диаграмма, наибольшее развитие в данном участке имеют трещины скалывания, простирание которых параллельно простиранию пластов известняка, а близкое к вертикальному преобладающее падение направлено в сторону, противоположную падению пластов (максимум I). Достаточно широкое развитие получили также диагональные трещины скалывания, вытянутые в северо-восточном направлении с преобладающим крутым падением в южные румбы (максимум II). Значительно слабее развиты пологопадающие (19°) трещины отрыва (максимум III) и, наконец, совсем подчиненную роль играют сравнительно редкие почти вертикальные меридиональные трещины (максимум IV). Характеристика максимумов приведена в табл. 2.

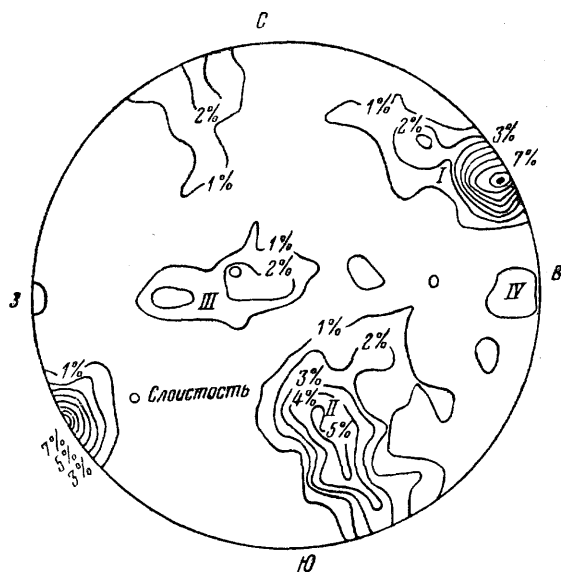


Рис. 6. Трещинная диаграмма. Площадка № 1. Белые массивные известняки, нижняя пачка, простирающие ЮЗ 328° угол падения 60° . Наложено 300 точек

Характеристика систем трещиноватости

№ п/п	Азимут простирания в град.	Угол падения в град.		Интенсивность максимумов в %
I	334	80	СВ	9
II	78	54	ЮВ	5
III	31	19	СЗ	5
IV	3	89	ЮВ	1

3. Минерализация месторождения

Среди постмагматических минеральных образований Курганского месторождения выделяются грейзены, кварцево-серицитовые породы, скарны, молибденитовые скопления, сульфидные, сульфидно-карбонатные и карбонатные образования. Перечисленный комплекс минеральных образований сформирован в два крупных этапа, каждый из которых, в свою очередь, более подробно подразделяется на ряд стадий.

С первым, высокотемпературным этапом связано образование грейзенов, кварцево-серицитовых пород, скарнов и скоплений молибденита, со вторым — сульфидных, сульфидно-карбонатных и карбонатных образований. Пневматолито-гидротермальная минерализация первого этапа наиболее широко развита около большого сиенитового штока. Здесь в ряде участков дайки сиенит-порфиров и сиенит-аплитов, залегающие среди известняков, подверглись интенсивным постмагматическим изменениям. Они превращены в грейзены и кварцево-серицитовые породы, содержащие переменное количество темного, почти черного флюорита, апатита, циркона, молибденита, карбонатов. Изредка отмечается также редкая вкрапленность пирита, халькопирита, иногда галенита. Местами около измененных даек встречаются оторочки темного, почти черного флюорита с апатитом, цирконом, волластонитом и другими минералами. В некоторых участках можно встретить молибденитовые и флюоритовые жилки, секущие грейзены и кварцево-серицитовые породы. В отдельных случаях удается наблюдать, как около молибденитовых прожилков, переходящих из грейзенов и кварцево-серицитовых пород во вмещающие известняки, развивается тонкая оторочка скарновых минералов.

Скарнированные известняки в районе большого сиенитового штока образуют неправильную полосу, вытянутую почти параллельно разлому I, а также удлиненное тело, расположенное на продолжении разлома II. В большинстве случаев пространственно они обособлены от грейзеновых и кварцево-серицитовых образований. В сложении скарнов, детально изученных Ф. Ш. Раджабовым в 1950 г, принимают участие гранат, пироксен и везувиан; встречены небольшие количества волластонита, слабо щелочного амфибола, мусковита, биотита, флогопита, скаполита, флюорита, циркона и других минералов.

Минерализация второго этапа в районе большого сиенитового штока распространена незначительно. Иногда здесь около грейзенизированных и серицитизированных даек сиенит-порфиров встречаются небольшие — (диаметром в 0,5—0,7 м) сульфидные гнезда, сложенные сплошным пирротинном с подчиненным количеством халькопирита, галенита и сфалерита.

Внешне создается впечатление, что сульфидное тело рассечено гидротермально измененной дайкой. Однако при более детальном изучении совершенно отчетливо устанавливается, что брекчированные грейзены, кварцево-серицитовые породы и флюориты сцементированы скоплениями пирротина с небольшим количеством халькопирита и других минералов (рис. 7). В некоторых участках встречаются небольшие (мощ-

ностью 3—5 см) прожилки галенита, иногда галенита со сфалеритом, пересекающие грейзенизированные и серицитизированные дайки по всей их мощности. В отдельных случаях галенитовые прожилки выполняют трещины, по которым эти дайки смещены.

В районе малого сиенитового штока грейзеновая и кварц-серицитовая минерализация также развиты крайне незначительно. Широко распространенные здесь сиенитовые дайки весьма сложной формы (рис. 8, А), содержащие вкрапленность молибденита, циркона, флюорита и других минералов, несут слабые следы постмагматических изменений. В их залбандах отмечаются оторочки скарнов, темно-фиолетового флюорита и карбонатов.

В этом же участке пространственно обособлено от сиенитовых даек проходит полоса, в которой среди брекчированных известняков, сцементированных белым кальцитом, встречается тонкая, редкая вкрапленность молибденита с подчиненными пиритом, халькопиритом, редко галенитом. На продолжении этой полосы к востоку аналогичная минерализация обнаружена в левом борту р. Курган на расстоянии нескольких десятков метров от реки. В районе малого сиенитового штока иногда отмечаются редкие мелкие сульфидные и сульфидно-карбонатные прожилки, рассекающие дайки и окружающие их оторочки (рис. 8, Б).

Минерализация второго этапа наиболее интенсивно проявилась в удалении от сиенитовых штоков, в зоне контакта известняков с перекрывающими их аргиллитами. Мы расчленяем ее на три стадии: кварцево-пирротиновую, сфалеритово-галенитовую и карбонатную. В первую, наиболее раннюю стадию, выделялись кварц, касситерит, арсенипирит, пирит, пирротин, халькопирит и другие минералы (приведены в порядке последовательности отложения). Наибольшим распространением среди них пользуется пирротин. Во вторую стадию отлагались касситерит, сфалерит, халькопирит, станнин, кальцит, галенит, прустит, самородное серебро, буланжерит, кварц. Наиболее распространены среди них галенит и сфалерит. В третью стадию выделился манган-сидерит с небольшим количеством халькопирита, станнина, сфалерита и галенита.

Минералы второй стадии часто наблюдаются в виде отчетливых прожилков мощностью до 0,5—1 см, рассекающих сплошные скопления пирротина; особенно часто встречаются галенитовые жилки. Нередко можно встретить также тонко раздробленные до состояния брекчий галенит-сфалеритовые руды, сцементированные манган-сидеритом.

На площади развития сульфидных рудных тел месторождения проявления минерализации первого этапа отсутствуют. Исключение составляет циркон, обнаруженный в некоторых пирротиновых и арсенипиритово-пирротиновых телах. Иногда вблизи сульфидных рудных тел обнаруживаются тонкие прожилки флюорита с молибденитом.

4. Морфологические особенности минерализованных тел и закономерности их размещения

Формы минерализованных тел Курганского месторождения весьма разнообразны. Здесь известны неправильные плитчатые тела с коленообразными уступами, неправильные удлиненные метасоматические залежи, иногда приближающиеся к уплощенным линзам, трубчатые тела с гори-

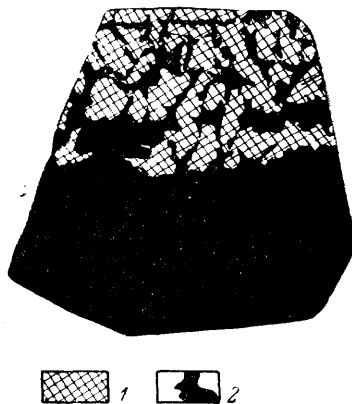


Рис. 7. Зарисовка штуфа
1 — флюорит с апатитом и другими минералами; 2 — пирротиново-полиметаллическая руда

горизонтальным сечением изометричной и линзообразной формы, а также мелкие неправильные гнезда и ветвистые метасоматические залежи.

Для каждого типа минерализации намечается некоторое своеобразие формы минерализованных тел. Например, для грейзенов и кварцево-серицитовых пород, развивающихся по дайкам сиенитов, наиболее типичны усложненные плитообразные тела. Неправильные удлиненные полосы характерны для скарнов и молибденитовых вкрапленников. Крупные

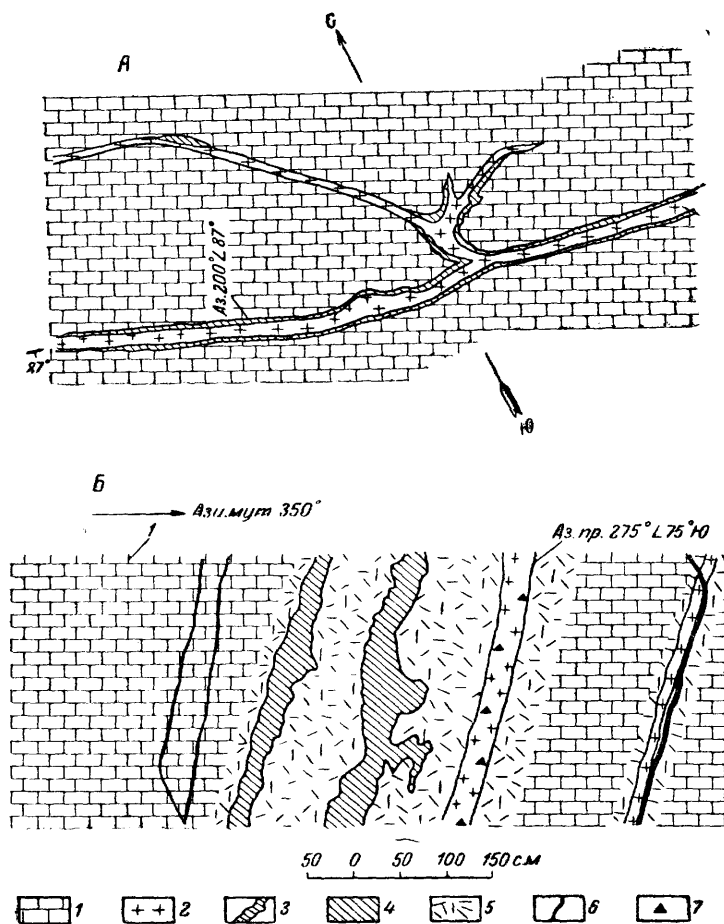


Рис. 8. Дайки сиенит-аллита и минерализация около них

А — план; Б — разрез:

- 1 — известняки; 2 — сиенит-аллиты; 3 — скарново-флюоритовая оторочка; 4 — скарны; 5 — скарнированные известняки; 6 — карбонатно-сульфидный прожилок; 7 — вкрапленность молибденита

трубчатые тела и удлиненные метасоматические залежи обычны для пирротиновых и пирротиново-арсенопиритовых тел.

Наоборот, полиметаллические руды чаще всего образуют сравнительно мелкие неправильные гнезда, линзы и крайне причудливые ветвистые метасоматические залежи. В пирротиново-полиметаллических телах, в сплошной массе пирротина с подчиненными другими минералами размещены небольшие гнезда, линзы и неправильной формы залежи руд, обогащенных галенитом и сфалеритом. Последние наиболее часто приурочены к периферическим частям трубчатых пирротиновых тел. Трубчатые тела с горизонтальным сечением, близким к изометричному, сложены карбонатно-полиметаллическими рудами и карбонатами.

Для минерализованных тел Курганского месторождения любого типа и состава совершенно отчетливо вырисовывается контролирующая

роль разломов и крупных трещин. Все различие заключается лишь в том, что минерализованные тела, сложенные продуктами высокотемпературной минерализации первого этапа, размещены около разрывов, сосредоточенных вблизи сиенитовых штоков, а тела, сложенные более низкотемпературными минеральными образованиями второго этапа, находятся в удалении от них — ближе к контакту известняков с перекрывающими их аргиллитами; полиметаллические рудные тела располагаются в непосредственной близости к контакту.

Например, малый сиенитовый шток, вытянутый в субширотном направлении, приурочен к узлу сопряжения субширотного разлома III и меридионального V. Развитые в этом участке сиенитовые дайки и связанная с ними зона высокотемпературной минерализации также вытянуты главным образом в широтном, субширотном и меридиональном направлениях. Следовательно, они приурочены главным образом к трещинам, сопряженным с разломами III и V. В удалении от сиенитового штока, в зоне контакта известняков с перекрывающими их аргиллитами, на продолжении разлома V располагается пирротиновое тело № 10, на продолжении разлома IV — пирротиново-полиметаллическое тело № 5. На западном продолжении субширотного разлома III у контакта известняков с аргиллитами залегает пирротиново-полиметаллическое тело № 8 (см. рис. 5).

Большой сиенитовый шток Курганского месторождения находится в зоне контакта известняков с подстилающими зелеными песчаниками в том месте, где к контакту подходит субширотный разлом II и северо-западный разлом IV. Развитые около штока тела скарнов размещены одно вдоль разлома II, другое, по-видимому, вдоль трещины, сопряженной с субширотным разломом I. В удалении от сиенитового штока, в зоне контакта известняков с перекрывающими их аргиллитами, на продолжении разлома II и оперяющих его трещин находятся два небольших пирротиновых тела, полиметаллические тела № 2 и 3, а также пирротиново-полиметаллическое тело № 1.

Очень характерно для Курганского месторождения размещение многих рудных тел в клиновидных блоках пород, образованных контролирующими разломами и примыкающими к ним оперяющими трещинами. Породы в таких участках несут более густую сеть мелких трещин, а места брекчированы. В такой структурной обстановке находятся рудные тела № 1, 2, 8, 4, 11.

Длинные оси рудных тел, размещенных непосредственно в разрывах и в клиновидных блоках около них, ориентированы в направлении простирания разрывов. К числу их относится рудное тело № 5, размещенное в разломе IV, и рудные тела № 8 и 1, залегающие в клиновидных блоках. Во всех других случаях длинные оси рудных тел ориентированы согласно с простиранием известняков и их контактом с аргиллитами.

Падение рудных тел в одних случаях крутое, в сторону, обратную падению известняков, в других — вертикальное, значительно реже — согласное с падением известняков. Это показывает, что в числе структурных элементов, определяющих морфологию и условия залегания рудных тел, исключительная роль принадлежит мелким трещинкам скальвания, простирание которых согласно с простиранием известняков, а падение — крутое, обратное. Пластовые трещины имеют более ограниченное значение.

Преобладающая приуроченность многих сульфидных рудных тел, и особенно полиметаллических, к контакту известняков с перекрывающими их аргиллитами дает основание думать, что, помимо разрывных нарушений, в определении мест размещения рудных тел значительную роль могло играть экранирующее воздействие водоупорного горизонта, каким является перекрывающая известняки мощная толща аргиллитов и алевролитов.

Курганское месторождение расположено на участке со сложно и резко расчлененным рельефом, с относительным превышением наиболее высоко расположенных точек над глубоко эродированными в 700 м. Разность отметок между самыми верхними и нижними минерализованными телами достигает 500 м.

Рассматривая морфологические особенности минерализованных тел и закономерности их размещения, мы подмечаем некоторую тенденцию смены почти изометричных трубчатых и гнездообразных тел верхних горизонтов месторождения более удлиненными и уплощенными линзами

нижних горизонтов. Наиболее отчетливо это можно проследить, сравнивая морфологию различных тел в пирротиново-полиметаллической, приконтактной полосе месторождения. Карбонатные, карбонатно-полиметаллические и полиметаллические тела верхних горизонтов месторождения имеют близкое к изометричному горизонтальному сечению; отношение длинной их стороны к короткой составляет 1,6—1,9—2,2. Для расположенных ниже удлиненных пирротиново-полиметаллических тел отношение длины тел к их мощностям колеблется в пределах 3,2—5,5. И наконец, для пирротиново-полиметаллических и пирротиновых тел нижних горизонтов месторождения это отношение достигает величины 4,8—8,1 (рис. 9).

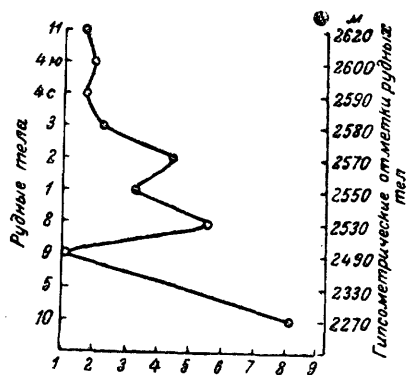


Рис. 9. Отношение длины рудных тел к их максимальной мощности на Курганском месторождении

Такое изменение морфологических особенностей минерализованных тел, по-видимому, не случайно и вероятнее всего связано с особенностями предминерализационной и внутриминерализационной деформации пород. На верхних горизонтах месторождения она, по-видимому, происходила со значительным увеличением объема, с образованием резко преобладающих трещин отрыва и брекчий. С глубиной проявилась тенденция к локализации деформации пород в сравнительно узких линейных зонах, вытянутых вдоль преобладающих трещин скалывания.

Такой направленности процесса деформации пород, помимо увеличения глубины, по-видимому, в значительной мере способствовало повышение температуры вмещающих пород вблизи остывающего в этот период сиенитового массива. Общеизвестно, что повышение температуры деформируемых пород до известного предела увеличивает их пластичность, ускоряет процесс релаксации и в какой-то мере равносильно увеличению длительности деформации.

В распределении минерализации Курганского месторождения намечается достаточно отчетливая закономерность, выражающаяся в последовательной смене, по мере удаления от сиенитовых штоков, ранней высокотемпературной минерализации более поздней низкотемпературной. Как уже отмечалось, проявления грейзеновой, скарновой и кварц-серицитовая минерализации с молибденитом размещены в непосредственной близости от сиенитовых штоков, при максимальном удалении от них не более чем на 200—250 м. При абсолютных отметках кровли сиенитовых штоков в 2100—2200 м подавляющая часть даек сиенитов и связанной с ними высокотемпературной минерализации располагается на отметках в 2150—2250 м, и лишь единичные из них встречаются на отметках до 2400 м.

На расстоянии 300—350 м от сиенитовых штоков проходит изогнутая полудугой с выпуклостью к северо-западу полоса пирротиновых и пирро-

тиново-арсенипиритовых тел. В пределах ее известны пирротиновые тела № 6 и 10 и два небольших безымянных тела, а также пирротиново-арсенипиритовое тело № 7 (см. рис. 5). Гипсометрические отметки тел колеблются от 2320 до 2490 м.

На еще большем расстоянии от сиенитовых штоков, примерно параллельно пирротиновой полосе, размещается пирротиново-полиметаллическая приконтактная полоса. Полиметаллические и пирротиново-полиметаллические тела этой полосы (№ 1, 2, 3, 8, 9, 5) удалены от сиенитовых штоков в среднем в плане на расстояние 400—500 м и располагаются на гипсометрических отметках главным образом 2500—2570 м. Карбонатные и карбонатно-полиметаллические тела (№ 4с, 4ю, 11), расположенные на южном фланге приконтактной полосы, удалены от сиенитовых штоков примерно на 1000 м и располагаются на гипсометрических отметках 2590—2620 м.

Таким образом, на Курганском месторождении отчетливо вырисовывается зональное распределение минерализации вокруг сиенитового массива. Важно подчеркнуть, что весь постмагматический ряд месторождения, начиная с самой ранней высокотемпературной минерализации и кончая поздней низкотемпературной, характеризующей в данном случае конечные — завершающие стадии гидротермального процесса, укладывается здесь на чрезвычайно коротком вертикальном интервале в 400—500 м. В некоторых пирротиново-полиметаллических телах резкая смена богатой полиметаллической минерализации сплошной пирротиновой наблюдается на вертикальных интервалах в 30—40 м.

Как известно, нижнепалеозойские толщи Северного Тянь-Шаня были смяты в складки в процессе каледонской орогении. Поэтому можно достаточно уверенно говорить, что образование Курганской брахиантиклинали, в строении которой принимают участие нижнепалеозойские отложения, также в основном связано с каледонской орогенией.

Отмечавшиеся выше следы пластического течения в известняках и других породах Курганского района показывают, что в этот период происходили главным образом пластические деформации пород, развивающиеся преимущественно в условиях средних и повышенных глубин. Параллельно с деформациями этого типа, по-видимому, не могли возникать сколько-нибудь значительные разрывные нарушения. Исключения составляют лишь отдельные крупные трещины, возникшие в местах резких флексурных изгибов деформируемых толщ.

Образование широко развитых в Курганском районе многочисленных разрывных нарушений различных масштабов и их минерализация несомненно происходили в обстановке господства разрывной деформации пород, обычной для небольших глубин. Это обстоятельство, а также широкое распространение в районе гипабиссальных малых интрузий с их субвулканическими фациями, возраст которых, видимо, близок ко времени образования разрывов, и резкая смена на коротких интервалах высокотемпературной минерализации низкотемпературной позволяет думать, что характеризуемый участок земной коры ко времени формирования разрывных нарушений испытал значительное вздымание и был глубоко эродирован. Соответственно, формирование разломов и оруденения Курганского района происходило на небольшой глубине.

Конкретные данные, на основании которых можно было бы говорить о возрасте разрывов Курганского района, отсутствуют, поэтому при решении этого вопроса мы можем опираться только на некоторые косвенные данные. Основные разрывы Курганского района относятся к оперяющим и сопряженным разрывным нарушениям Терекского и Узунахматского региональных разломов. Последний, в свою очередь, можно рассматривать как сопряженный с Таласо-Ферганским разломом.

По В. Н. Огневу (1939), а также В. И. Смирнову и В. Н. Козеренко (1939), история развития Таласо-Ферганского разлома отчетливо просле-

живается, начиная с верхнего силура — девона. В. Н. Николаев (1933—1954) полагает, что решающую роль в формировании этого разрыва играли варисские складчатые и надвиговые движения, хотя он допускает возможность возникновения отдельных крупных трещин в пределах зоны разлома и в каледонское время. Правильность таких представлений подтверждается широким развитием варисских малых интрузий и жильных пород в зоне Таласо-Ферганского разлома. Изложенное позволяет думать, что подавляющее большинство разрывов Курганского района также возникло в варисское время. В пользу этого положения говорит и размещение в зоне Терекского разлома мощных дайкообразных тел предположительно варисского возраста.

Постмагматическая минерализация Курганского месторождения, как это видно из вышеизложенного, обнаруживает отчетливую пространственную связь с сиенитовым массивом и зональное по отношению к нему размещение. Можно полагать, что в данном случае имеется тесная генетическая связь минерализации с сиенитами. Помимо пространственной связи, это может подтверждаться единым структурным контролем сиенитов и постмагматических образований, а также некоторыми элементами геохимического родства. Такие акцессорные минералы сиенитов, как циркон, апатит, флюорит, молибденит и другие, широко распространены среди образований постмагматической минерализации.

Зональное развитие постмагматической минерализации вокруг сиенитового массива, как нам представляется, определяется следующими важнейшими факторами:

1. Качественно различными порциями газово-жидких погонов, последовательно выдаваемых пульсирующим рудоносным очагом в различные периоды его развития.

2. Наличием вокруг сиенитового массива геоизотерм с высоким градиентом температур.

3. Последовательным развитием предминерализационной и внутриминерализационной деформации вмещающих пород в направлении от сиенитового массива. В период ранних тектонических импульсов, когда рудоносный очаг выдавал первые порции постмагматических погонов, наиболее интенсивная деформация вмещающих пород происходила в непосредственной близости от кровли сиенитового массива. При последующих импульсах, с которыми были связаны более поздние порции горячих растворов, пояс максимальной деформации пород последовательно смещался, удаляясь от сиенитового массива.

ЛИТЕРАТУРА

Вольфсон Ф. И. и Невский В. А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1949.

Николаев В. А. Вулканизм в геологической истории Тянь-Шаня. Тр. Всес. съезда геологов. Ташкент, 1929.

Николаев В. А. К стратиграфии и тектонике Таласского Алатау. Изв. Главного геол. упр., т. 49, № 8, 1930.

Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Зап. Всес. минер. об-ва, сер. 2, ч. 62, вып. 2, 1933.

Николаев В. А. О взаимоотношениях между северным и центральным Тянь-Шанем. Докл. XVII сессии Междунар. геол. конгр. ГОНТИ, 1937.

Огнев В. Н. Таласо-Ферганский разлом. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1939.

Смирнов В. И., Ловчиновская В. А. и др. Новые свинцово-цинково-оловянные месторождения в Северной Киргизии. Разв. недр, № 9—10, 1937.

Смирнов В. И. Закономерности распределения оруденения и методы поисков в Таласском Алатау. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. XVI, Госгостехиздат, 1939.

Смирнов В. И. и Невский В. А. Курганское полиметаллическое месторождение. Сб. «Полезные ископаемые Средней Азии. Изд. АН СССР, 1940.

Смирнов В. И. и Козеренко В. Н. Главная зона разломов Тянь-Шаня и связь ее с оруденением. Сов. геол., № 11, 1940.

Е. П. МАЛИНОВСКИЙ

СТРУКТУРА ТРУБООБРАЗНЫХ РУДНЫХ ТЕЛ СМИРНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Изученные автором совместно с С. Т. Митеевым под руководством Ф. И. Вольфсона рудные трубы весьма характерны для небольшого Смирновского полиметаллического месторождения в Восточном Забайкалье. По вещественному составу руд месторождение относится к галенито-сфалеритовому типу касситерито-сульфидной формации (Радкевич, 1956).

При изучении трубообразных рудных тел особый интерес представляет выявление главнейших факторов структурного контроля как отдельных рудных тел, так и их сочетаний, наблюдаемых в пределах месторождения или целого рудного поля. Во всех случаях основной целью таких исследований является выяснение возможности применения устанавливаемых закономерностей для рационального направления дальнейших разведочных работ на более глубоких горизонтах данного месторождения, а также на соседних, менее изученных месторождениях и рудных полях. Все это вызывается насущной необходимостью разведки трубообразных рудных тел, небольших, но несущих богатые руды, что представляет крайне сложную задачу ввиду малых размеров горизонтальных сечений подобных рудных тел.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения Смирновского рудного поля расположены в нижнепалеозойских карбонатных породах нерчинско-заводской (?) свиты в том месте, где под углом $15-20^\circ$ их пересекает мощное тектоническое нарушение — Смирновский разлом северо-восточного простирания. В пределах собственно Смирновского месторождения осадочные породы представлены частично мраморизованными доломитами, с пропластками известковистых и углисто-глинистых сланцев. Мощность основного доломитового горизонта, в пределах которого залегают главные рудные тела, составляет примерно 100 м. Падение пластов в общем моноклиналиное на юго-восток под углом порядка $45-60^\circ$. Пропластки сланцев смяты в довольно крупные складки волочения, возникшие, по-видимому, еще в период палеозойской складчатости в связи со скольжением пластов в юго-восточном крыле Артемьевской антиклинали. Центральная часть этой антиклинали ассимилирована варисскими гранитами Кутомарского массива, обнажающимися в западной части рудного поля. Вдоль контакта с массивом и вокруг его апофиз наблюдается интенсивное ороговывание сланцев и слабое скарнирование доломитов.

С востока блок осадочных пород, вмещающих оруденение, ограничен вытянутым в северо-восточном направлении вдоль Смирновского разлома дайкообразным штоком мезозойских гранитов и сиенитов площадью

около 45 км². Необходимо отметить, что мезозойский возраст этого штока и вообще само выделение его в качестве самостоятельного интрузивного тела из Кутомарского массива пока нельзя считать окончательно доказанным, хотя результаты геофизического картирования в некоторой степени и подтверждают это предположение.

Смирновский разлом является важнейшей структурной единицей рудного поля, причем он контролирует также оруденение и ряда других месторождений района. В пределах Смирновского месторождения разлом, вскрытый поверхностными выработками и буровыми скважинами, представлен зоной интенсивно рассланцованных пород мощностью до 7—8 м, имеющей юго-восточное падение, и рядом параллельных нарушений. Зона разлома подчеркивается также серией даек лампрофиров того же северо-восточного простирания. Мощность подобных даек достигает 10—12 м. На Смирновском и соседнем II-Арбуканском месторождениях имеются также дайки лампрофиров и диабазовых порфиринов север-северо-западного простирания, которые, как показано ниже, сыграли большую роль в локализации рудных тел.

Судя по выходам нижней песчаниково-сланцевой (алтачинской) толщи Pz₁, Смирновский разлом следует считать древним, палеозойским надвигом. Поскольку юрские отложения сохранились в данном районе лишь юго-восточнее Смирновского разлома, то, вероятно, в посленижне-среднеюрское время по этому разлому подвижки возобновились, но они имели уже сбросовый характер. К этому же периоду относится и внедрение дайкообразного штока мезозойских гранитов. В северной части района разлом уходит под ненарушенные пологозалегающие нижнемеловые отложения.

Рудные тела Смирновского месторождения представлены двумя резко отличными типами: 1) зонами вкрапленного оруденения, вытянутыми в северо-северо-западном или северо-восточном направлениях, 2) богатыми полиметаллическими трубами малого поперечного сечения. Небольшие гнезда сплошных сульфидных руд, встречающиеся среди зон вкрапленного оруденения, самостоятельного промышленного значения не имеют. Наибольший интерес представляют богатые сульфидно-касситовые трубы, структуры которых и изучал автор.

МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ТРУБООБРАЗНЫХ РУДНЫХ ТЕЛ

Наиболее характерной из трубообразных рудных тел Смирновского месторождения является рудная труба, вскрытая шахтой № 4. До горизонта 35 м рудное тело было отработано еще в дореволюционное время, а к моменту изучения оно было вскрыто на горизонтах 38 и 77 м от поверхности.

Верхняя часть рудной трубы до горизонта 38 м (рис. 1 и 2, I), по данным старых работ, имеет вид сложной ветвящейся залежи с крутыми углами падения. Вся нижняя часть рудного тела является типичной, слегка уплощенной трубой небольшого поперечного сечения, довольно выдержанной по падению, в основном согласному с падением вмещающих доломитов.

На старых маркшейдерских планах очистных работ по верхней части трубы (Смирнов, 1933) видно, что рудное тело было несколько удлинено в меридиональном направлении (рис. 2, I), а угол падения составлял примерно 75—80°. Немного выше горизонта 38 м наметилось резкое изменение угла падения трубы — выполаживание до 41—43° с одновременным поворотом длинной оси горизонтального сечения ее до северо-восточного направления (рис. 2, II). На самом горизонте 38 м, как видно на рис. 4, рудная труба имела отчетливое Г-образное сечение. В дальнейшем, до углубки шахты № 4, отработка трубы велась гезенком с горизонта 38 м, что было возможным примерно до горизонта 50 м, когда

сечение трубы сначала значительно уменьшилось, а затем сплошные сульфидные руды сменились вкрапленными. Однако при расширении гезенка было встречено другое рудное тело трубообразной формы, сложенное также сплошными сульфидами, находящееся несколько ниже и в стороне от места выклинивания II части рудной трубы. Угол падения этой части рудного тела составил $45-47^\circ$, а ориентировка длинной оси горизонтального сечения примерно сохранилась.

Далее по падению рудная труба шахты № 4 примыкала к висячему боку дайки лампрофиров, имеющей субмеридиональное простирание. Несколько выше горизонта 77 м рудная труба, распространявшаяся в висячем боку дайки, резко обрывалась и переходила в лежащий бок дайки. «Поддайковая», IV часть трубы имеет примерно то же сечение, но залегает более круто ($60-65^\circ$), чем III, «наддайковая».

При выявлении возрастных взаимоотношений оруденения с лампрофирами вначале создается впечатление, что дайка (мощностью 2,2 м) сечет рудную трубу, поскольку отчетливые признаки рудной минерализации в лампрофирах на месте пересечения не были обнаружены. Контакты дайки с рудными телами висячего и лежащего боков сорваны послерудными подвижками. Однако было замечено, что по висячему боку дайки от места выклинивания III части рудной трубы вытягивается небольшая оруденелая зона мощностью до 0,15 м, подсеченная к тому же вертикальной подземной скважиной. Обнаружилось также «растекание» сульфидов по контактам с дайкой, особенно характерное для «поддайковой» части рудного тела.

Необходимо отметить, что изменение дайки, выразившееся в некотором осветлении приконтактных участков, не является характерной чертой именно околорудного изменения, а потому не может служить подтверждением дорудного возраста дайки. Но отмеченные морфологические особенности рудного тела позволяют с полной уверенностью утверждать, что пересечение это является ложным, т. е. дайка лампрофиров дорудная. К тому же на месторождении многие другие дайки того же состава, а возможно, и возраста, оказываются интенсивно минерализованными; в зоне вкрапленного оруденения шахты № 1 они являются и рудовмещающими.

Вещественный состав рудной трубы шахты № 4 не отличается особой сложностью. Наиболее распространенные минералы — галенит, сфалерит и пирит, а также мелкокристаллический касситерит. Изредка встречаются станнин и арсенопирит. Жильных минералов сравнительно мало — это

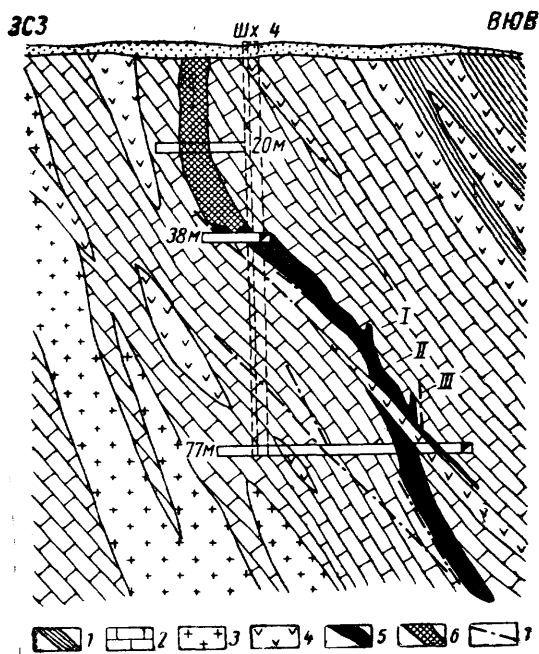


Рис. 1. Разрез по падению рудной трубы шахты № 4 (римскими цифрами обозначены места зарисовок поперечных сечений, приведенных на рис. 3)

1 — известковистые и углисто-глинистые сланцы; 2 — доломиты; 3 — гранодиориты; 4 — лампрофир; 5 — сульфидные руды; 6 — старые очистные выработки; 7 — рудные швы

карбонаты и кварц. Текстура руд в общем массивная, реже полосчатая и брекчиевая.

В рудной трубе шахты № 4 проявились лишь первые две стадии рудообразования из трех, характерных для всего месторождения. В первую стадию выделялись пирит, кварц, арсенопирит, касситерит и сфалерит, а во вторую существенно преобладал галенит; в меньших количествах выделялись сфалерит, станнин, из жильных — мангананкерит. В сплошной массе галенита в рудном теле шахты № 4 наблюдаются реликтовые полосы незамещенных минералов первой стадии — сфале-

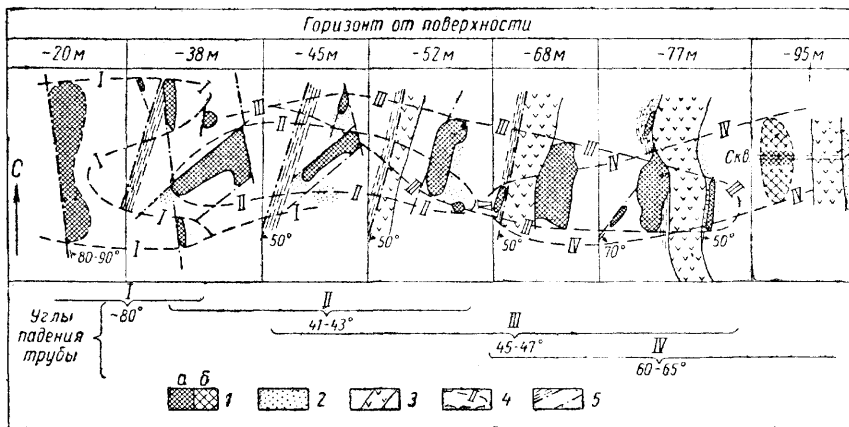


Рис. 2. Схема, показывающая взаимную последовательность отдельных составных частей рудной трубы шахты № 4 в серии горизонтальных сечений (на разных горизонтах)

1 — массивное рудное тело (а — ооконтуренное; б — предполагаемое); 2 — вкрапленное оруденение; 3 — дайка лампрофиров; 4 — схематические контуры отдельных составных частей рудной трубы (I, II, III, IV); 5 — рудоконтролирующие трещины

рита, пирита и касситерита. Вообще касситеритом обогащены участки развития вкрапленных сфалеритово-пиритовых руд.

Галенит выделяется в виде больших (до 1,5 м в диаметре) крупнокристаллических скоплений радиального сложения; мелкокристаллический галенит второй генерации цементирует некоторые концентрические и радиально расположенные трещины в крупнокристаллических агрегатах галенитовых руд. Иногда крупные радиальные трещины в самом центре галенитовых шаров бывают выполнены рыхлым мангананкеритом. Характерные минералы третьей стадии рудообразования (сульфосоли и сульфостаннаты свинца), детально изученные на Смирновском месторождении О. П. Поляковой, не получили заметного распространения в рудном теле шахты № 4.

Несмотря на резкие различия в строении каждого из сечений трубы (рис. 3), видно, что общий характер оруденения, количественные соотношения в распределении различных рудных минералов и размеры поперечного сечения остаются примерно одинаковыми на всем протяжении нижней части рудного тела. Керн из скважин, подбуривших рудную трубу на более глубоких горизонтах, показывает аналогичный характер оруденения.

Интересно отметить, что различные исследователи (Смирнов, 1933; Семенюк, 1934) отмечали увеличение количества сфалерита на нижних горизонтах верхней (крутой) части трубы шахты № 4, что ранее принималось за отрицательный фактор при оценке перспективности оруденения на глубине. Однако после подсечения трубы на горизонте 38 м выясни-

лось, что одновременно с изменением элементов ее залегания галенит стал заметно преобладать над сфалеритом в более пологой нижней части рудной трубы. И в дальнейшем (вниз по падению) перед каждым более или менее резким изменением элементов залегания рудного тела наблюдалось несколько повышенное количество сфалерита по отношению к галениту.

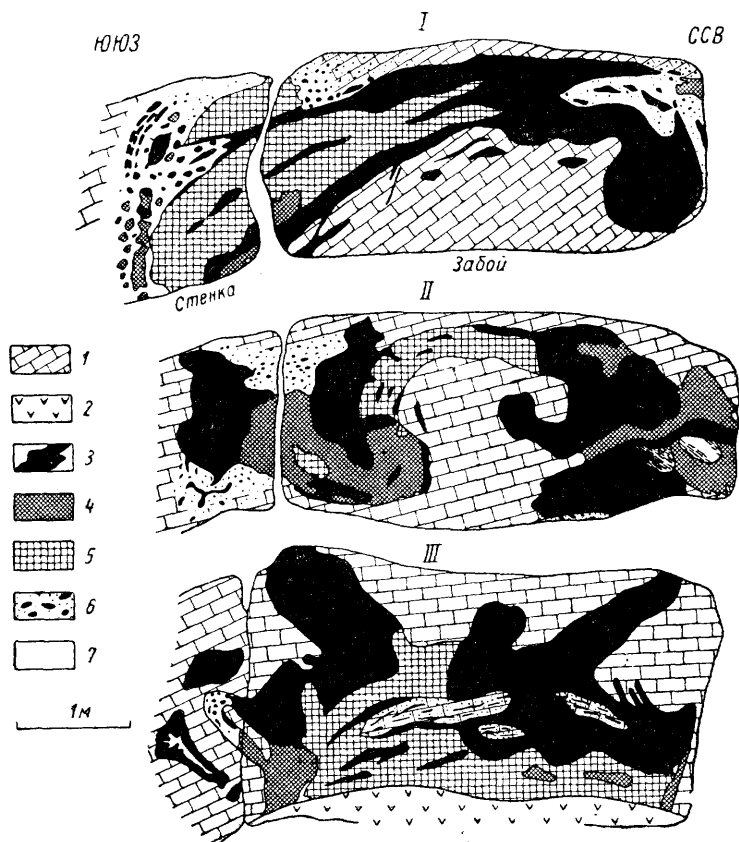


Рис. 3. Внутреннее строение рудной трубы шахты № 4 в серии поперечных сечений. Римскими цифрами обозначены зарисовки на разрезе по падению рудной трубы (см. рис. 1)

1 — доломиты; 2 — дайка лампрофиров; 3 — галенитовая руда; 4 — сфалерит-пирит-галенитовая руда; 5 — пирит-сфалеритовая руда; 6 — вкрапленное оруденение; 7 — жильный карбонат

СТРУКТУРА РУДНОЙ ТРУБЫ И ЕЕ СВЯЗЬ СО СТРУКТУРОЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДНОГО ПОЛЯ

Объяснение морфологии рудной трубы шахты № 4 оказалось невозможным без детального изучения структуры месторождения на основе документации подземных выработок, выявившей приуроченность рудных тел к определенным тектоническим нарушениям («рудным швам») внутри доломитовых горизонтов.

Структурный контроль рудной трубы шахты № 4 с полной отчетливостью выявился при составлении геологического плана горизонта 38 м (рис. 4). Основное рудное тело, имеющее косую Г-образную форму, оказалось заключенным между двумя почти параллельными тектоническими нарушениями северо-восточного простирания и ограниченным с востока сочленением этих трещин с более крутым рудным швом субмеридионального простирания. Это сочленение и определило в основном пространственное расположение II части рудной трубы шахты № 4.

Контроль рудного тела данными системами трещин подтверждается и в вертикальном разрезе. Как видно на рис. 4, где показаны элементы залегания рудоконтролирующих швов северо-восточного простирания, шов висячего бока рудного тела падает на 8° круче шва лежачего бока. Следовательно, рудная труба должна выклиниваться через 12 м вниз по падению от горизонта 38 м (после сопряжения рудных швов висячего и лежачего боков). И действительно, как это было сказано выше при описании морфологии трубы, через 10—12 м рудное тело значительно сузилось, и далее наблюдалось лишь вкрапленное оруденение.

После того как были выявлены подобные закономерности, стало возможным полное объяснение морфологических особенностей рудной тру-

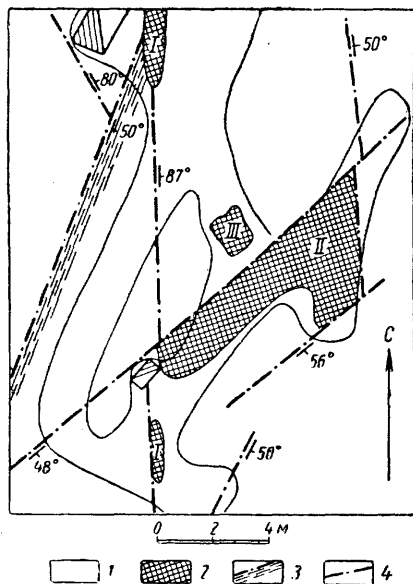


Рис. 4. Геологический план горизонта 38 м шахты № 4

1 — доломиты (северо-восточное простирание); 2 — рудные тела I, II, III; 3 — основной рудный шов; 4 — рудоконтролирующие трещины

бы, а в связи с этим даже и разведка ее нижних горизонтов буровыми скважинами. Однако задача осложнилась одной очень важной структурной особенностью полиметаллических трубок, характерной, как это оказалось, для многих полиметаллических месторождений подобного типа в Восточном Забайкалье (см., например, статью К. Ф. Кузнецова в этой же книге).

Упомянутая особенность выражается в том, что рудная труба шахты № 4 залегает в своеобразной «структурной решетке», т. е. в месте пересечения и сочленения серий трещин различных элементов залегания. Наиболее важными (рудоконтролирующими) оказались следующие серии трещин: 1) крутопадающие меридионального или северо-северо-западного направления; 2) северо-восточного ($20\text{—}35^\circ$), простирания с падением на юго-восток под углами $30\text{—}50^\circ$, 3) трещины с простиранием, близким к широтному ($55\text{—}70^\circ$), и падением на юго-восток под углом $45\text{—}60^\circ$.

Рудная труба распространяется не по одному отдельному пересечению или сочленению рудных швов, а переходит с одного пересечения на другое, растекаясь то преимущественно по шву одного направления, то по шву другого. Каждый такой «переход» не только вызывает изменение элементов залегания и формы рудного тела, но в какой-то степени, как это было ранее отмечено, влияет и на вещественный состав руд.

Из всего сказанного можно сделать вывод, что рудная труба шахты № 4 представляет собой морфологически сложную залежь, состоящую из нескольких отдельных рудных тел трубообразной формы, ограниченных как по падению, так и по восстанию. Эти отдельные относительно короткие трубки следуют одна за другой, имея подобные, но несколько отличные элементы залегания, и контролируются сочленениями различных трещин одной и той же системы.

Рассматривая историю развития тектонических деформаций, проявленных на Смирновском месторождении, следует учитывать, что рудовмещающие нижнепалеозойские осадочные породы подвергались деформации в течение двух крупных орогенических эпох: палеозойской (варисской) и среднемезозойской (жиммерийской). Как и для всего района,

в первую эпоху наиболее характерными были крупные складчатые дислокации, сопровождавшиеся внедрением значительных интрузивных массивов, ассимилировавших ядра палеозойских антиклинальных структур. Во вторую эпоху главную роль играли разрывные нарушения и связанные с ними штокообразные интрузии. В течение второй эпохи формировалось и полиметаллическое оруденение района.

Складчатые структуры Смирновского месторождения не оказали существенного влияния на размещение рудных тел и их морфологию (за исключением некоторых случаев косвенного контроля); рудные тела месторождения залегают в толще относительно моноклинально падающих пластов осадочных пород.

Вряд ли можно предполагать наличие в рудовмещающей толще складок мезозойского возраста ввиду того, что узкий блок палеозойских осадочных пород оказался крепко «припаянным» к южному контакту варисского Кутомарского массива и пронизанным серией апофиз этого массива. Палеозойские же сооружения, однако, дали целую систему связанных с ними трещин, которые в значительной степени были унаследованы в процессе мезозойских разрывных деформаций и оказали, таким образом, существенное влияние на размещение оруденения.

Разрывные структуры сыграли решающую роль в локализации рудных тел среди доломитов. Наблюдения, проведенные при документации, и составленные трещинные диаграммы позволяют выделить следующие системы трещин.

А. Нарушения, связанные с палеозойской складчатостью, в значительной мере (кроме 2а) унаследованные при позднейших киммерийских подвижках:

1) трещины, параллельные оси региональной Артемьевской антиклинали, согласные с падением пород надвиги (простираение 60° , угол падения юго-восточный, $50-60^\circ$);

2) серия взаимно-перпендикулярных трещин, первоначально заложённых как сдвиги:

а) серия трещин с простираением 25° и падением на северо-запад под углом $60-80^\circ$;

б) серия трещин с простираением 295° и падением на северо-восток под углом $70-90^\circ$.

Б. Крутопадающие нарушения меридионального — север-северо-западного простираения были заложены еще в палеозойское время; частично выполнены дайками лампрофиров и вмещают зоны вкрапленного оруденения.

В. Нарушения, связанные с киммерийскими (предрудными) движениями блоков пород вдоль Смирновского разлома:

1) собственно Смирновский разлом, вытянутый по контакту осадочных пород и киммерийских гранитов, простираение северо-восточное 40° с падением в пределах месторождения на юго-восток под углом порядка 60° ; в самом разломе в пределах северо-восточной части рудного поля признаки промышленного оруденения не встречены; движения блоков пород по разлому в разное время были различными (сдвиг, надвиг, сброс); сдвиго-надвиговая амплитуда устанавливается на основании смещения свит нижнепалеозойских пород, сбросовая амплитуда — на основании условий залегания юрских отложений;

2) серия трещин, в плане параллельных Смирновскому разлому, с простираением $30-40^\circ$ и падением на юго-восток под углами $35-45^\circ$; широко развита на месторождении: в некоторые трещины внедрялись дайки лампрофиров;

3) сколовые трещины (унаследованные надвиги А₁) и межформационные срывы;

4) трещины отрыва, унаследовавшие сдвиги северо-западного простирания и нарушения меридионального простирания (Б); вдоль этих трещин также внедрялись дайки лампрофиров.

Для формирования рудной трубы шахты № 4 наибольшее значение имели сдвиго-надвиговые подвижки по Смирновскому разлому и по рудоконтролирующим трещинам северо-восточного простирания. Пологие их участки слегка приоткрывались, а в крутых происходило интенсивное дробление. При сдвиговых перемещениях трещины северо-восточного простирания приоткрывались вследствие наличия довольно мощной секущей дайки лампрофиров меридионального простирания, которая блокировала поверхности сместителей.

Важно отметить, что в момент оруденения подвижки были незначительны, ибо сама дайка даже не раскололась в месте пересечения с ранее заложеной трещиной, по которой распространилось оруденение. В связи с отмеченной «блокирующей» ролью даек лампрофиров на Смирновском и соседнем с ним II-Арбуканском месторождении оруденение локализуется именно вблизи участков пересечения древних трещин, впоследствии оказавшихся рудовмещающими, довольно мощными и относительно пластичными дайками лампрофиров и дибазовых порфиритов.

Таким образом, для рудной трубы шахты № 4 рудоконтролирующим оказалось сочленение трещин двух серий: северо-восточного и субмеридионального простирания. Обе эти серии трещин были заложены еще задолго до оруденения, а в момент оруденения по ним возобновились небольшие подвижки. Для Смирновского месторождения характерно аналогичное геологическое положение рудных тел, — они располагаются в лежащем боку Смирновского разлома на относительно небольшом от него расстоянии в моноклинально падающих пластах осадочных пород, вмещающих оруденение. Характерно также развитие тектонических нарушений меридионального и север-северо-западного простирания, которые прослеживаются только в палеозойских гранитах и осадочных породах.

Можно предполагать, что структурный контроль других трубообразных рудных тел месторождения и всего поля должен быть в общем более или менее аналогичным описанному. Действительно, рудную трубу шахты № 1, расположенную на расстоянии 200 м к юго-западу от изученной рудной трубы шахты № 4, контролируют мощная рудоносная тектоническая зона север-северо-западного простирания и пересекающие ее более пологие рудные швы северо-восточного простирания. Существенным отличием этой рудной трубы от трубы шахты № 4 являются гнейсовидные текстуры, характерные для сплошных галенитовых руд этой залежи, а также наличие минералов третьей стадии рудообразования: сульфосолей свинца и серебра — буланжерита, джемсонита, франкеита, канфильдита и других. Это можно объяснить расположением рудной трубы шахты № 4 вблизи тектонической зоны север-северо-западного простирания. По-видимому, вдоль этой зоны после отложения существенно галенитовых руд второй стадии рудообразования происходили небольшие подвижки. На это указывает ориентировка полосчатости в галените второй стадии и соответственная ориентировка удлиненных агрегатов минералов третьей стадии, направление которых совпадает с простиранием тектонической зоны.

В двух трубах со свинцово-цинковым оруденением, которые мы изучили на II-Арбуканском месторождении, расположенном на расстоянии 3 км к северо-востоку от Смирновского месторождения, наблюдается аналогичный характер структурного контроля. Здесь небольшие рудные трубки приурочены к пересечениям пологих (угол падения 30—40°) нарушений северо-восточного простирания с серией нарушений северо-западного простирания, несколько более широтного (340—325°), чем на Смирновском месторождении. Существенной чертой строения рудных тел этого месторождения является то, что они, как и рудная труба шахты

№ 4, представляют собой морфологически сложные залежи, разобщенные на ряд отрезков. В отличие от остальных трубообразных тел Смирновского рудного поля, свинцово-цинковые трубки II-Арбуканского месторождения состоят из отдельных частей, разобщенных как по падению (до 5—10 м), так и по простиранию (до 10—15 м), но нередко соединенных небольшими рудными проводниками в плоскости одной из рудоконтролирующих трещин.

Остальные рудные тела Смирновского рудного поля мы не изучали ввиду отсутствия восстановленных горных выработок. Однако архивные маркшейдерские планы очистных работ по отдельным рудным телам этих месторождений показывают, что элементы залегания выработанных частей рудных труб были аналогичны элементам залегания разрабатываемых в настоящее время и изученных рудных труб рассмотренных выше месторождений. Примером может служить I-Арбуканское месторождение, описанное С. С. Смирновым (1933).

Приведенные данные подтверждают общий для всего рудного поля генезис структуры и морфологии трубообразных рудных тел сульфидно-касситеритовой и свинцово-цинковой рудных формаций.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ И ВОПРОСЫ ИХ РАЗВЕДКИ

Основой изучения трубообразных рудных тел является выявление главнейших рудоконтролирующих структур. В нашем примере такими структурами явились сочленения или пересечения рудных швов двух (или трех) направлений. Изучение подобных структурных форм возможно только при условии детальной документации всех горизонтов горных работ с последующими точными геометрическими построениями.

При изучении пространственного положения рудной трубы применялось построение линии пересечения двух (или нескольких) рудоконтролирующих трещин по всем правилам построения эпюра из начертательной геометрии в двух или трех плоскостях. Горизонтальной плоскостью является, например, погоризонтный геологический план, а вертикальными — продольный и поперечный разрезы. С такого чертежа можно непосредственно снимать элементы залегания рудной трубы, если она, конечно, следует построенному пересечению.

При изучении этих сложных тел мы столкнулись с вопросом о применении термина «склонение» для рудных труб рассматриваемого типа¹. В нашем случае рудная труба не залегает в пределах одной какой-нибудь плоскости (или зоны) и поэтому термин «склонение» уже сам по себе в данном случае не является выразительным. Кроме того, длинная ось горизонтального сечения трубы часто меняет свое направление в зависимости от преобладающей роли одного из рудоконтролирующих швов (см. рис. 2). В этом случае для верхней части трубы склонение должно считаться южным (в плоскости меридионального нарушения), а для нижней части — северо-восточным. В случае же изометричного сечения рудной трубы склонение вообще неопределимо, поскольку невозможно установить основную рудовмещающую трещину.

По направлению склонения без специальных и довольно сложных построений нельзя в точности судить о положении рудного тела на каком-либо горизонте, что создает определенные трудности при решении разведочных задач. Поэтому в нашем случае наиболее удобным оказалось построение эпюр линий пересечения рудоконтролирующих плоскостей; в цифровом выражении мы пользовались азимутом горизонтальной проек-

¹ Углом склонения называется угол, образуемый длинной осью рудного тела в плоскости падения с линией простирания вмещающей трещины или пласта (Геологический словарь, т. II, 1955).

ции рудной трубы и углом падения (скатывания). Такие данные мы можем получить либо по архивным маркшейдерским планам и разрезам, либо по данным выявленных рудоконтролирующих структур. Величина угла падения трубы вне зависимости от «склонения» более выразительна, а также очень удобна для горняка, который впоследствии будет обрабатывать трубообразное рудное тело. Предлагаемые построения позволяют с более высокой точностью проектировать буровые скважины для разведки рудных труб на глубине. Продольная ось горизонтальной проекции трубы показывает место заложения скважин, а разрез — их глубину до подсечения рудной трубы в данной точке. Так была разведана на нижнем горизонте рудная труба шахты № 4. Проведенное бурение показало выдержанность оруденения с глубиной и еще раз доказало перспективность трубообразных залежей на месторождении. Для большей уверенности подсечения трубы на глубине следует проектировать азимутальный веер из двух-трех подземных вертикальных (или крутонаклонных) скважин глубиной до 50 м. Аналогичные построения можно применить и для разведки неизученных рудных тел. В случае отсутствия конкретных данных можно выполнить предварительные построения по господствующим на участке структурным направлениям или по аналогии с другими, ранее разведанными рудными трубами, залегающими в сходной тектонической обстановке.

Изложенные в настоящей статье данные позволяют нам сделать следующие выводы:

1. Рассматриваемые рудные трубы контролируются внутри горизонтов доломита сочленениями или пересечениями тектонических нарушений, заложенных задолго до рудообразования; в момент оруденения подвижки были незначительными.

2. Рудные трубы являются морфологически сложными залежами, состоящими из нескольких в различной степени сближенных по падению рудных тел, каждое из которых контролируется своей линией пересечения или сочленения рудных швов одних и тех же серий.

3. Устанавливается общность структурного контроля значительного числа сульфидно-касситеритовых и свинцово-цинковых трубообразных рудных тел, залегающих в сходных структурно-тектонических условиях внутри рудного поля.

4. Термин «склонение» не может быть распространен на трубообразные рудные тела рассматриваемого типа. Для обозначения элементов залегания труб удобнее применять понятия азимута горизонтальной проекции и угла падения рудной трубы, снимаемых с эпюра линии пересечения двух рудоконтролирующих плоскостей.

5. После выяснения основных факторов структурного контроля рудные трубы можно разведывать неглубокими скважинами.

ЛИТЕРАТУРА

Радкевич Е. А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6 1956.

Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья. Тр. ВГРО, вып. 327, 1933.

¹ Угол скатывания или ныряния рудного тела — это угол, образованный длинной осью вытянутого рудного тела в плоскости его падения и проекцией этой оси на горизонтальную плоскость (Геологический словарь, т. II, 1955). Это определение для относительно изометричных в поперечном сечении рудных тел, не имеющих четко выраженной «плоскости падения», лучше заменить широко применяющимся в таких случаях горнотехническим термином «падение».

К. Ф. КУЗНЕЦОВ

**РОЛЬ ТРЕЩИННЫХ СТРУКТУР
В ЛОКАЛИЗАЦИИ ТРУБЧАТЫХ РУДНЫХ ТЕЛ
ЕКАТЕРИНО-БЛАГОДАТСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Еще в прошлом веке у исследователей нерчинских месторождений сложилось представление о преимущественном развитии в этом районе морфологически сложных трубчатых и гнездовых рудных залежей. Позднее эти представления получили подтверждение в работах С. С. Смирнова (1934), В. М. Крейтера (1933), Н. С. Горшкова (1947), В. Н. Козеренко (1956) и других геологов.

Согласно данным Н. С. Горшкова, трубчатые полиметаллические месторождения Нерчинско-Заводской группы контролируются крупными палеозойскими нарушениями: Резановским, Благодатским и Трех-Святительским. Этот же автор отмечал, что в пределах отдельных месторождений рудные тела приурочены к более мелким разрывным структурам, сопряженным с главными нарушениями. Однако в связи с недоступностью большинства месторождений для наблюдения рудовмещающие структуры в то время не были изучены. В последние годы на ряде месторождений Нерчинско-Заводской группы были возобновлены разведочно-эксплуатационные работы, что позволило более детально изучить морфологию и структурные особенности некоторых месторождений трубчатой формы.

В настоящей статье дается краткая характеристика структурно-морфологических особенностей рудных тел и рассматриваются вопросы генезиса рудовмещающих полостей Екатерино-Благодатского полиметаллического месторождения, представленного сложными трубообразными залежами в известняках. Месторождение изучал автор совместно с М. А. Свирским в 1954—1955 гг. Проводилась детальная структурно-минералогическая документация подземных горных выработок. При этом особое внимание уделялось изучению рудовмещающих трещинных структур.

Анализ полученного нами фактического материала позволил установить отчетливую зависимость морфологии рудных залежей от характера рудовмещающих структур, выяснить роль трещинных структур в пространственном размещении трубчатых рудных тел и наметить историю развития этого типа трещин от момента их заложения до заключительных послерудных деформаций.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РУДНОГО ПОЛЯ

В геологическом строении Благодатского рудного поля принимают участие два возрастных комплекса осадочных пород: нижнепалеозойский и мезозойский. Отложениями нижнего палеозоя сложено свыше 80%

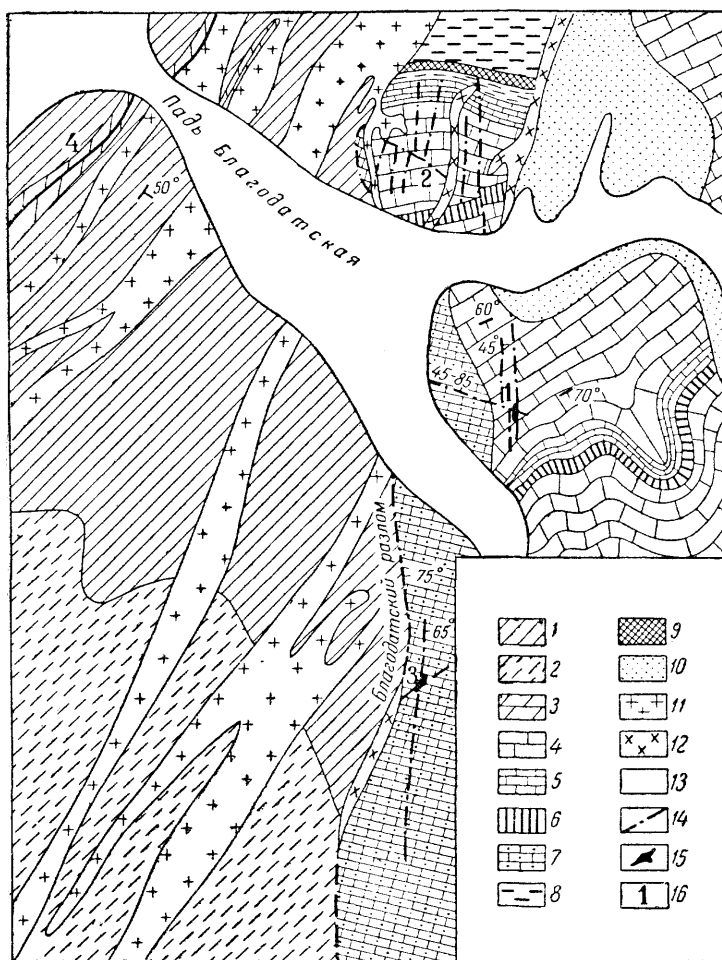


Рис. 1. Схема геологического строения Благодатского рудного поля
 Алтачинская свита $Сп_2-S_1$ (?); 1 — глинистые алевролиты; 2 — серицито-хлоритовые сланцы; 3 — доломиты. Нерчинско-заводская свита $Сп_2-S_1$ (?); 4 — доломитизированные массивные известняки; 5 — известковисто-глинистые и глинистые сланцы; 6 — углистые сланцы и туфы; 7 — гидротермально-метасоматические доломиты. Благодатская свита S ; 8 — аргиллиты; 9 — кварциты. Юра I_1 ; 10 — песчаники, конгломераты, сланцы. Верхнекаммерийские интрузивные породы; 11 — плагиненит-порфиры; 12 — кварцевые порфиры; 13 — наносы; 14 — тектонические нарушения; 15 — выходы рудных тел на поверхность; 16 — месторождения: 1) Екатерино-Благодатское, 2) Благодатское; 3) Екатерино-Благодатского принска

площади рудного поля. Среди них по литологическим и возрастным особенностям выделяются три согласно залегающие свиты (снизу вверх): алтачинская и нерчинско-заводская свиты, относящиеся к так называемому «немому палеозою», и благодатская свита, фаунистически охарактеризованная как верхнесилурийская (рис. 1).

1. Алтачинская песчаниково-сланцевая свита [$Сп_2-S_1$ (?)], слагающая низы стратиграфического разреза, распространена в западной части описываемой площади. Представлена серицито-хлоритовыми сланцами и глинистыми алевролитами с редкими линзующимися прослоями кварцево-полевошпатовых песчаников, кремнистых сланцев, известняков и доломитов.

2. Нерчинско-заводская карбонатная свита [$Сп_2-S_1$ (?)] широко распространена в центральной и восточной частях рудного поля. В составе свиты преобладают массивные разности доломитов и известняков, мергелистые известняки и гидротермально-метасоматические доломиты; в верхних частях свиты залегают отдельные прослои туфов и углисто-глинистых сланцев. В карбонатных породах нерчинско-заводской свиты сосредоточены почти все полиметаллические месторождения Благодатского рудного поля.

3. Благодатская аргиллитово-кварцитовая свита (S_2), согласно перекрывающая свиту карбонатных пород, образует сравнительно небольшой выход в северной части рудного поля. В основании ее залегает толща пестроцветных аргиллитов и кремчистоглинистых сланцев с линзами и прослоями рифогенных известняков, кварцитов и вулканориформационных конгломератов; верха свиты, выходящие за пределы описываемой площади, сложены кварцитами, кварцевыми песчаниками и кварцевыми конгломератами.

На размытой поверхности нижнего палеозоя с резким угловым несогласием залегают мезозойские отложения, представленные грубообломочными фациями нижней-средней (?) юры. Нижняя часть юрских осадков характеризуется частой перемежаемостью мелко- и среднезернистых песчаников, мелкогалечных конгломератов, алевролитов и глинистых сланцев; верхняя их часть сложена преимущественно среднегалечными и валунчатыми конгломератами.

Осадочные отложения рудного поля прорваны многочисленными дайками плагиосиенит-порфиров, кварцевых порфиров и лампрофиров, относящихся к верхнекеммерийскому интрузивному комплексу. Все перечисленные дайковые породы сформировались в три последовательных этапа и по времени внедрения предшествуют полиметаллическому оруденению.

Дайки и дайкообразные тела плагиосиенит-порфиров и кварцевых порфиров образуют широкую полосу, прослеживающуюся в северо-восточном направлении через всю площадь рудного поля и выходят далеко за его пределы. Они представлены морфологически сложными, ветвящимися телами мощностью от 5—10 до 150 м и, как правило, локализованы в секущих и межпластовых зонах разрыва северо-восточного направления. Основные дайковые тела сопровождаются неправильными апофизами, приуроченными к меридиональным нарушениям.

Дайки лампрофиров наблюдаются обычно лишь в пределах отдельных минерализованных площадей. Они представлены мелкими неправильными инъекциями и плитообразными телами, приуроченными к разрывам северо-западного простирания. Чаще всего дайки лампрофиров прослеживаются на протяжении первых десятков, реже — сотен метров и имеют незначительную мощность, не превышающую 0,5—4,0 м.

Согласно представлениям Н. С. Горшкова и В. Н. Козеренко, описываемая площадь располагается в области перехода от Нерчинско-Заводской антиклинали к Зерентуйской синклинали второго порядка и представляет собой обломок юго-восточного крыла синклинали складки третьего порядка. В ядре этой складки обнажаются аргиллиты и кварциты благодатской свиты; крылья ее сложены породами подстилающей карбонатной толщи. Осевая плоскость складки наклонена на юг, в связи с чем в юго-восточном крыле аргиллитовая толща перекрывается породами нерчинско-заводской свиты. Внутренняя пликвативная структура рудного поля определяется серией более мелких, преимущественно широтных складок в породах палеозойского комплекса, характеризующихся асимметричным строением и опрокинутостью к северу.

В пределах рудного поля развиты две системы крупных нарушений, предопределившие локализацию дайковых тел и распределение рудной минерализации:

1) нарушения северо-восточного простирания, падающие на юго-восток под углом 15—70°;

2) серия меридиональных нарушений с падением на восток под углом 45—70°.

Нарушения северо-восточного направления прослеживаются по азимуту 40—55°, т. е. ориентированы параллельно осям главных складчатых структур. Они представлены серией межпластовых и секущих трещин, которые фиксируются по дайкам плагиосиенит-порфиров и кварцевых порфиров. По мнению Н. С. Горшкова, нарушения этой системы относятся к типу надвигов, заложенных в процессе палеозойской складчатости.

Меридиональные нарушения наиболее широко проявлены в толще карбонатных пород нерчинско-заводской свиты. Они разбивают ее на ряд меридиональных полос шириной в несколько сотен метров, каждая из которых характеризуется сложной трещинной тектоникой. Нарушения этого типа секут складчатые структуры и, как указывает В. М. Крейтер (1956), образовались позднее серии северо-восточных надвигов.

К числу этих нарушений прежде всего относится так называемый Благодатский разлом, оказавший главное влияние на размещение полиметаллического оруденения. В непосредственной близости к нему, в окварцованных и доломитизированных известняках всяческого блока, располагаются трубчатые рудные тела месторождений: Благодатского и Екатерино-Благодатского приисков.

Месторождение залегает в пределах меридионально вытянутой плиты известняков нерчинско-заводской свиты, ограниченной двумя крупными тектоническими нарушениями. На западе, по плоскости Благодатского разлома, известняки контактируют с алтачинскими серицито-хлоритовыми сланцами; с востока плита ограничена меридиональным Екатерино-Благодатским нарушением и узкой полосой юрских отложений, представленных толщей переслаивающихся конгломератов, песчаников и сланцев.

Северный участок месторождения сложен окварцованными массивными известняками и гидротермально-метасоматическими доломитами, имеющими северо-восточное и близкое к широтному простирание с падением на юго-восток и юг под углами $40-85^\circ$. Южнее они постепенно переходят в слоистые известняки и известковисто-глинистые сланцы; последние, в свою очередь, сменяются тонким линзующимся прослоем углисто-глинистых сланцев, мощность которого колеблется от 1 до 15 м. На южном фланге месторождения развиты исключительно массивные известняки, переходящие по направлению на запад в гидротермальные доломиты.

Изверженные породы на описываемой площади представлены отдельными телами кварцевых порфиров и лампрофиров. Дайки кварцевых порфиров, выходящие в ближайших окрестностях месторождения, следуют вдоль меридиональных и северо-северо-восточных нарушений, падающих на восток под углом $40-55^\circ$. Они образуют плитообразные или сложно ветвящиеся тела мощностью от 4—5 до 50 м, которые резко меняют простирание в связи с переходом из одной трещины в другую.

Наиболее молодая серия дайковых пород представлена лампрофирами, некоторые образуют в основном мелкие инъекционные тела неправильной формы, внедрившиеся вдоль отдельных участков тектонических швов северо-западного направления и сопряженных с ними трещин оперения. Мощность таких тел, как правило, не превышает 0,5 м; по простиранию они прослеживаются до 2,0—2,5 м. В плане инъекции лампрофиров нередко образуют цепочки разобщенных тел, локализованных в изгибах трещин, которые соединяются между собой тонкими проводниками (рис. 2). В более редких случаях лампрофиры слагают морфологически правильные плитообразные тела мощностью до 2,5 м и протяженностью в несколько десятков метров. Последние имеют преимущественно северо-западное простирание и падают на северо-восток под углом $65-70^\circ$ (рис. 3).

В доюрское время рудовмещающая толща подверглась интенсивной дисгармоничной складчатости, вызвавшей образование различных складчатых форм в неоднородных по своему составу породах палеозойского комплекса. В результате этой складчатости в пластичных углисто-глинистых сланцах образовались многочисленные микроскладки килеобразной формы, осложненные в крыльях тонкой гофрировкой. Слоистые известняки и известковисто-глинистые сланцы оказались смятыми в крутые антиклинальные складки широтного простирания с размахом крыльев от 6

до 15 м, характеризующиеся асимметричным строением и южным падением осевой плоскости.

В толще массивных известняков складчатые структуры широкого развития не получили. Для них более характерны разрывные нарушения, наиболее важными из которых являются следующие:

- 1) Благодатское нарушение, простирающееся в меридиональном направлении и падающее на восток под углом $40-75^\circ$;
- 2) система северо-западных тектонических швов, падающих на северо-восток под углом $45-80^\circ$;
- 3) система трещин север-северо-восточного простирания, падающих на запад под углом $55-85^\circ$;
- 4) система параллельных трещин север-северо-западного простирания, падающих на восток под углом $50-55^\circ$.

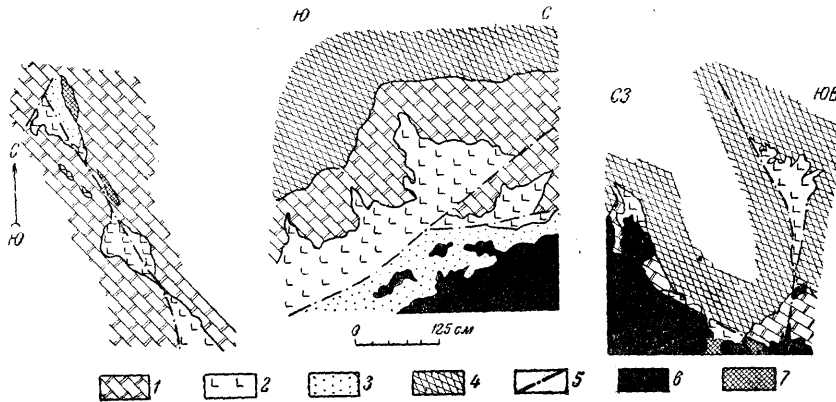


Рис. 2. Инъекционные тела лампрофиров

1 — осветленные известняки; 2 — инъекционные тела лампрофиров; 3 — окисленные руды; 4 — гидротермально-метасоматические джаспериды; 5 — тектонические трещины; 6 — габброитовые руды; 7 — сульфидные руды

Благодатское нарушение прослежено на протяжении 3 км к югу от горы Благодать. На севере к нему приурочена апофиза мощного тела плагиосиенит-порфиров; в южной части на протяжении 500 м нарушение выполнено дайкой кварцевых порфиров. На участке месторождения оно фиксируется в виде тектонического шва, заполненного интенсивно хлоритизированной глиной трения. На западе вдоль плоскости разрыва прослеживается зона сильно раздробленных и перемятых серицито-хлоритовых сланцев мощностью от 3 до 10 м. Висячем боку нарушения наблюдается полоса интенсивно рассланцованных гидротермально-метасоматических доломитов с тектонически разлинзованными пропластками джасперидов. Мощность зоны рассланцевания достигает на отдельных участках 150 м.

Группа трещин северо-западного направления объединяет серию минерализованных сколовых нарушений, сопряженных с Благодатским нарушением. Все они простираются по азимуту $310-315^\circ$, характеризуются прямолинейностью и значительной протяженностью, измеряемой сотнями метров.

Горными выработками на месторождении вскрыто два таких нарушения. Одно из них представлено кругопадающей трещиной, выполненной дайкой лампрофиров, и, по-видимому, не оказало влияния на локализацию оруденения. На характеристике второго из них, так называемого Северо-Западного тектонического шва, следует остановиться более подробно, так как это нарушение и сопряженные с ним трещины оперения контролируют размещение трубчатых рудных тел.

При выходе на поверхность и на верхнем горизонте месторождения Северо-Западный тектонический шов представлен слабо минерализованной трещиной, падающей на северо-восток под углом $65-85^\circ$. Ниже горизонта 689 м нарушение резко выполаживается до $40-45^\circ$. На отдельных, чаще всего изогнутых интервалах оно заполнено мелкими инъекциями лампрофиров и полуокисленной сульфидной массой. Висячем боку нарушения выходят плотные джаспероиды и окварцованные известняки, отделенные от сульфидных прожилков слоем глинки трения. Мощность рудного шва непостоянна и колеблется от 5—10 см до 0,5—1,0 м. Северо-Западный тектонический шов сопровождается двумя системами трещин

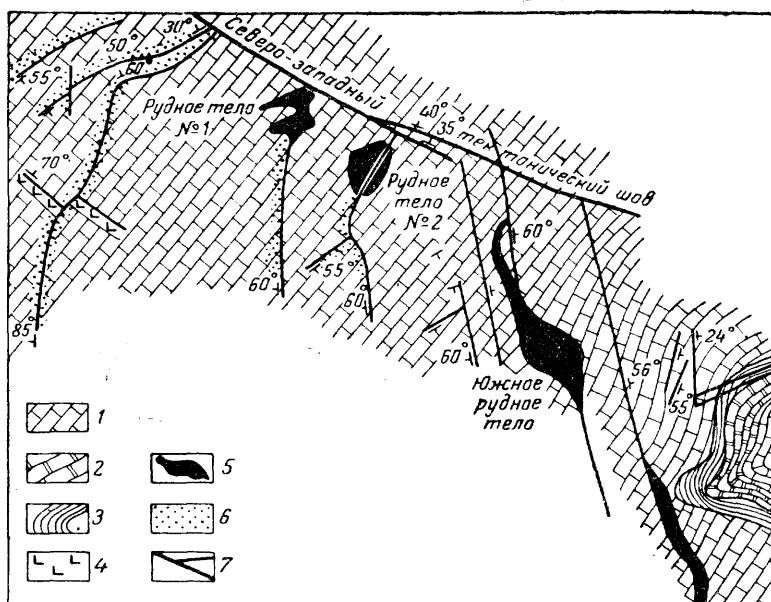


Рис. 3. Схема расположения рудных тел на горизонте 649 м
 1 — массивные известняки; 2 — слоистые известняки; 3 — углисто-глинистые сланцы;
 4 — лампрофиры; 5 — рудные тела; 6 — окварцевание; 7 — тектонические нарушения

отрыва и скола, к которым и приурочены все известные на месторождении рудные тела.

В северо-западной части минерализованной площади со стороны висячего и лежащего бока к нему причленяется серия трещин север-северо-восточного направления, падающих на запад под углом $50-85^\circ$. Трещины этой системы прослеживаются на протяжении десятков метров и, как видно на рис. 3, при общем север-северо-восточном простирании они резко меняют свое направление до меридионального и даже северо-западного. Наблюдения, проведенные в горных выработках, показывают, что большинство из них не выходит на дневную поверхность. По направлению к поверхности они, как правило, ветвятся и затухают, или же экранируются сколами север-северо-западного направления.

Важно отметить, что для трещин этого типа совершенно не характерно развитие дорудной тектонической глинки. Обычно они имеют неровные края и заполнены гидротермальным доломитом и полосами полуокисленных сульфидов. В центральной части трещин наблюдаются плоскости скольжения и растертый рудный материал. Иногда вдоль трещин этой системы прослеживаются небольшие тела лампрофиров.

В юго-восточной части месторождения к Северо-Западному тектоническому шву со стороны лежащего бока причленяется система параллель-

ных трещин север-северо-западного простирания с падением на восток под углом 40—55°. Трещины эти ровные, выдержаны по падению, сопровождаются слоем тектонической глинки и зонами расланцевания известняков, что характеризует их как систему оперяющих сколов, сопряженных с Северо-Западным нарушением. По простиранию они прослеживаются на протяжении десятков метров; по падению некоторые из них вскрыты на глубину до 150 м. На прямолинейных интервалах трещины, как правило, притерты и сопровождаются мощным слоем тектонической глинки и тонкими карбонатными проводниками. В изогнутых участках трещин к слою глинки трения со стороны лежащего бока обычно припаяны сульфидные прожилки мощностью до 0,15 м, несущие следы пострудных подвижек.

Процесс минерализации протекал на месторождении в три этапа. С ранним этапом, проявившемся еще в палеозое, связано широкое окварцевание известняков и образование участков массивных и полосчатых джаспероидов, наблюдаемых вдоль Благодатского разлома и сопряженных с ним нарушений. В виде галек джаспероиды встречаются в юрских конгломератах, что свидетельствует об их связи с палеозойской гидротермальной деятельностью.

Второй этап минерализации, выраженный в широкой доломитизации известняков, проявился в верхнекиммерийское время, после внедрения даек лампрофиров. В этот период образовались белые сахаровидные гидротермально-метасоматические доломиты, полюса развития которых также тяготеет к Благодатскому разлому. В рудовмещающих известняках доломитизация проявилась в виде прожилков и гнезд в зонах повышенной трещиноватости.

В третий этап на месторождении образовались полиметаллические трубчатые тела, сложенные сплошными сульфидными рудами, формирование их протекало в течение шести последовательных стадий: кварцево-пиритовой, сфалеритовой, галенитовой, кварцево-арсенопиритовой, геокронитово-галенитовой и кварцево-доломитово-сульфоантимонитовой.

Рудные тела в основном сложены пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, геокронитом и буланжеритом. В меньших количествах в них присутствуют тетраэдрит, станнин, пирротин, халькопирит и касситерит. Из жильных минералов развиты кварц, доломит, марганец-анкерит и барит.

СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ ТЕЛ

В пределах месторождения выявлены и в значительной степени разведаны пять неправильных метасоматических рудных тел трубообразной формы. Четыре из них: Западное, Восточное, № 1 и № 2 образуют группу пространственно сближенных трубообразных залежей в массивных окварцованных известняках северо-западного участка месторождения; пятое рудное тело — Южное — залегает юго-восточнее этой группы в массивных и слоистых известняках.

Рудные тела Западное и № 1 ранее представлялись в виде двух изолированных рудных скоплений. В последнее время установлено, что оба эти скопления являются частями единого, морфологически сложного трубообразного тела (рис. 4). Оно залегает в лежащем боку Северо-Западного тектонического шва и является слепым, затухая на глубине 30—33 м ниже уровня современной поверхности.

Форма и строение рудного тела на различных горизонтах варьируют в широких пределах. В целом оно представляет собой неправильную трубообразную залежь и имеет в сечении изометрическую форму. На отдельных участках рудное тело приобретает неправильные очертания и

весьма сложное строение за счет многочисленных ответвлений, отходящих от основного ствола вдоль мелких различно ориентированных трещин. Рудное тело сложено в основном сплошными сульфидными рудами и имеет резкие контакты с вмещающими известняками. Ширина ореола вкрапленных руд не превышает 0,5—2,0 м.

Верхняя часть рудного тела, известная под названием Западного гнезда, до горизонта 684 м располагается в лежащем боку отчетливо вы-

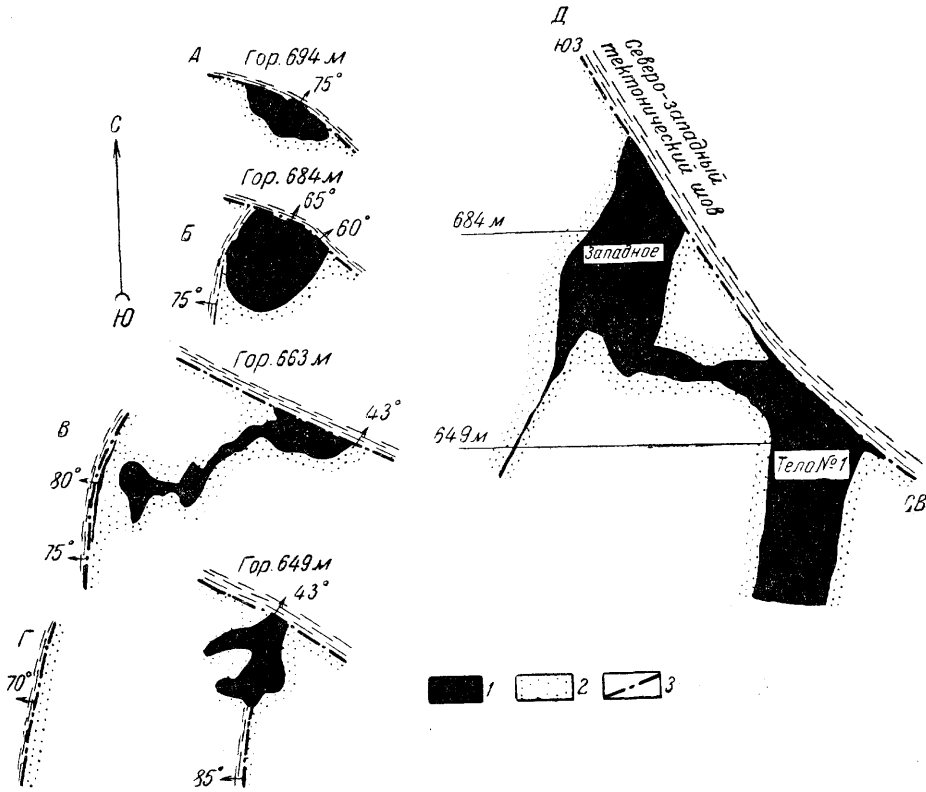


Рис. 4. Изображение рудных тел Западного и № 1 в плане А, Б, В, Г и в проекции на северо-восточную вертикальную плоскость Д
1 — рудное тело; 2 — кварцевание; 3 — тектонические швы.

раженной поверхности скольжения Северо-Западного нарушения, падающей на северо-восток под углом 75° (рис. 4, А). Несколько ниже горизонта 684 м рудное тело отходит от плоскости упомянутого нарушения и распространяется вдоль оперяющей трещины север-северо-восточного простирания, падая согласно с ней на северо-запад под углом $75\text{--}80^\circ$.

На горизонте 663 м рудное тело делится на две ветви (рис. 4, В). Одна из них в виде прожилка прослеживается по той же трещине до нижеследующего горизонта 649 м; вторая, более мощная ветвь, сохраняя трубообразную форму, отходит от этой трещины и, сделав пологий коленообразный изгиб в северо-восточном направлении, вновь причленяется к Северо-Западному нарушению, где соединяется с нижележащим рудным телом № 1.

До горизонта 649 м, т. е. на интервале в 12—15 м, рудное тело № 1 прослеживается вдоль основного нарушения, падающего на этом участке на северо-восток под углом $43\text{--}45^\circ$, а затем вновь отходит от него. Как видно на рис. 4, Г, ниже оно распространяется по соседней оперяющей трещине, падающей на запад под углом 85° .

Таким образом, на довольно незначительном вертикальном интервале рудное тело дважды отходит от плоскости Северо-Западного нарушения. В обоих случаях это вызвано появлением в его лежачем боку оперяющих трещин отрыва, вдоль которых и распространяется оруденение. Соответственно изменяется и морфология рудного тела. На тех интервалах, где оруденение развивается вдоль плоскости Северо-Западного нарушения, отчетливо проявляется экранирующая роль дорудной тектонической глинки. Оруденение не проникает в висячий бок нарушения и рудное тело имеет вид уплощенной трубы, вытянутой в северо-западном направлении. Вдоль трещин отрыва минерализация развивается как в лежачем, так и в висячем боку. В связи с этим рудное тело имеет изометрическое сечение, несколько вытянутое в север-северо-восточном направлении.

Рудное тело № 2 залегает на расстоянии 25 м к юго-востоку от рудного тела № 1 и так же, как и последнее, не имеет выхода на поверхность, т. е. является слепым. Выше горизонта 649 м оно детально разведано и в значительной степени выработано; на 27 м ниже этого горизонта рудное тело прослежено скважиной подземного бурения (рис. 5). На горизонте 649 м тело имеет в сечении правильную овальную форму с максимальными размерами 12 × 15 м и характеризуется незначительной вытянутостью в север-северо-восточном направлении. Здесь рудное тело сложено богатыми сульфидными рудами и по характеру минерализации почти не отличается от ранее описанных рудных скоплений.

Как и вышеописанные рудные тела, оно располагается в лежачем боку Северо-Западного тектонического шва, на участке, где от него отделяется оперяющая трещина север-северо-восточного простирания. В верхней части рудного тела, непосредственно примыкающей к плоскости Северо-Западного нарушения, оруденение распространяется вдоль линии сочленения оперяющей и главной трещин и круто склоняется в плоскости последней к северо-западу (рис. 5, А). Несколько выше горизонта 649 м оно отходит от главного нарушения и далее по падению приурочено к изогнутому интервалу оперяющей трещины, падая в соответствии с ее падением на северо-запад под углом 75—85° (рис. 5, Б). Ось рудного тела на этом участке почти не испытывает склонения.

Документация трещин, контролирующих рудное тело № 2, показывает, что в этом случае локализация оруденения определяется местными изгибами главной и оперяющей трещин. На участке причленения зоны оруденения к Северо-Западному нарушению последнее падает под углом 45—50°. Ниже оно заметно выполаживается и делится на две ветви, падающие под углом 35—40°, причем в месте перегиба плоскости наруше-

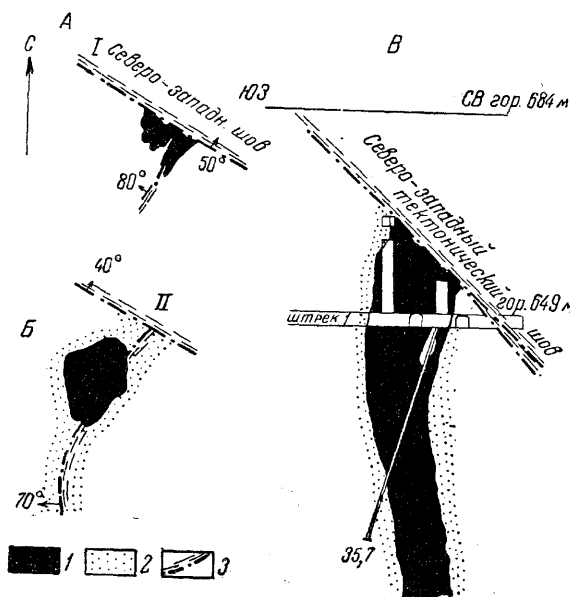


Рис. 5. Изображение рудного тела № 2 в плане (А — горизонт 662 м; Б — горизонт 649 м) и в проекции на северо-восточную вертикальную плоскость
1 — рудное тело; 2 — кварцевание; 3 — тектонические швы.

ния оруденение переходит на оперяющую трещину. При общем меридиональном простирании, эта трещина образует на участке локализации рудного тела резкий изгиб и далее простирается в северо-восточном направлении по азимуту 32° . На рис. 5 видно, что в плане этот изгиб обращен выпуклостью к западу и обусловлен увеличением угла падения плоскости нарушения от $60-70^\circ$ на прямолинейных участках до $80-85^\circ$ в месте локализации рудного тела.

Восточное рудное тело расположено висячем боку Северо-Западного тектонического шва, в непосредственной близости от Западной залежи и почти полностью выработано в прежние годы эксплуатации месторождения. Согласно архивным данным, на отработанном интервале рудное тело было сложено полу-

окисленными рудами и имело вид короткой трубообразной залежи сечения 5×6 м (С. С. Смирнов, 1934).

Детальная документация камеры, оставшейся на месте рудного тела, показывает, что по падению оно было заключено между двумя тектоническими нарушениями (рис. 6, В). В нижней части, оно ограничено плоскостью Северо-Западного нарушения; верхняя часть рудного тела экранируется мощной сколовой трещиной, простирающейся в меридиональном направлении и падающей на восток под углом $45-50^\circ$ (рис. 6, А и В). Таким образом, рудное тело оказывается как бы в своеобразной «ловушке» и не имеет выхода на дневную поверхность.

При документации камеры нами установлено также, что трубка была вытянута вдоль линии сопряжения двух трещин, отходящих от Северо-Западного нарушения в сторону его висячего бока (см. рис. 6, А и В). Одна из них имеет северо-северо-восточное

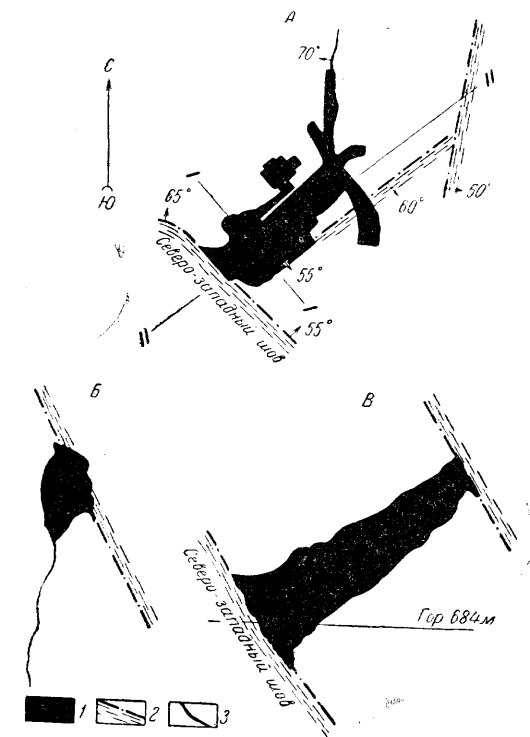


Рис. 6. Изображение Восточного рудного тела: А — в проекции на горизонтальную плоскость; В — в разрезах по I—I и В — в разрезах по II-II

1 — рудное тело; 2 — сколовые тектонические швы; 3 — трещины отрыва

простирание и падает на северо-запад под углом 70° , т. е. является оперяющей трещиной отрыва; вторая трещина, представляющая собой типичное сколовое нарушение, простирается в северо-восточном направлении по азимуту $45-50^\circ$ и падает на юго-восток под углом $55-60^\circ$. Соответственно, линия сопряжения отмеченных трещин, а следовательно, и ось рудного тела, полого ($30-35^\circ$) склоняется в юго-западном направлении, т. е. в сторону Северо-Западного тектонического шва.

Южное рудное тело, являвшееся в прошлом основным объектом эксплуатационных работ, выработано на 10 м ниже горизонта 684 м, что составляет около 95 м от выхода его на дневную поверхность. До горизонта 649 м рудное тело вскрыто горными выработками; ниже этого горизонта на 20—25 м оруденение прослежено скважинами подземного

бурения. Почти на всем этом интервале оно сложено окисленными рудами.

Данные по документации провала над старыми выработками и подземных горных выработок, а также анализ имеющихся архивных материалов показывают, что Южное рудное тело расположено в лежащем боку Северо-Западного тектонического шва, на участке приращения к нему серии сближенных сколовых трещин север-северо-западного простираения (см. рис. 3).

Из рассмотрения схематического совмещенного плана рудного тела, представленного на рис. 7, следует, что от выхода на поверхность и примерно до уровня горизонта 684 м оно приурочено к линии сочленения Северо-Западного нарушения, падающего здесь под углом $65-85^\circ$, со сколовой трещиной, простирающейся по азимуту 355° и падающей на восток под углом 55° . На этом интервале рудное тело в плане вытянуто вдоль плоскости скольжения север-северо-западного нарушения примерно на 30—35 м и согласно с последним падает на восток под углом 55° . Ось его в соответствии с линией сопряжения отмеченных выше трещин круто склоняется в северо-восточном направлении. Согласно архивным данным, мощность рудного тела выше горизонта 684 м изменяется от нескольких десятков сантиметров до 3—4 м.

Совершенно иначе рудное тело ведет себя на нижележащих горизонтах. Несколько ниже горизонта 684 м она отходит от плоскости Северо-Западного шва и делится на две ветви, следующие по падению вдоль двух

параллельных трещин север-северо-западного простираения. Обе ветви локализованы в местах изгиба трещин по простираению (рис. 7).

Юго-восточная ветвь в плане вытянута в северо-западном направлении примерно на 60 м при мощности в 4—6 м. Она приурочена к той же сколовой трещине, которая контролирует рудное тело на верхних горизонтах месторождения и характеризуется восточным падением под углом 55° и крутым юго-восточным склонением. Северо-западная ветвь прослеживается в северо-западном направлении на 55—60 м, мощность ее от 2 до 15 м. Она распространяется по север-северо-западной трещине, параллельной ранее описанной и, имея восточное падение под углом 55° , круто склоняется на север.

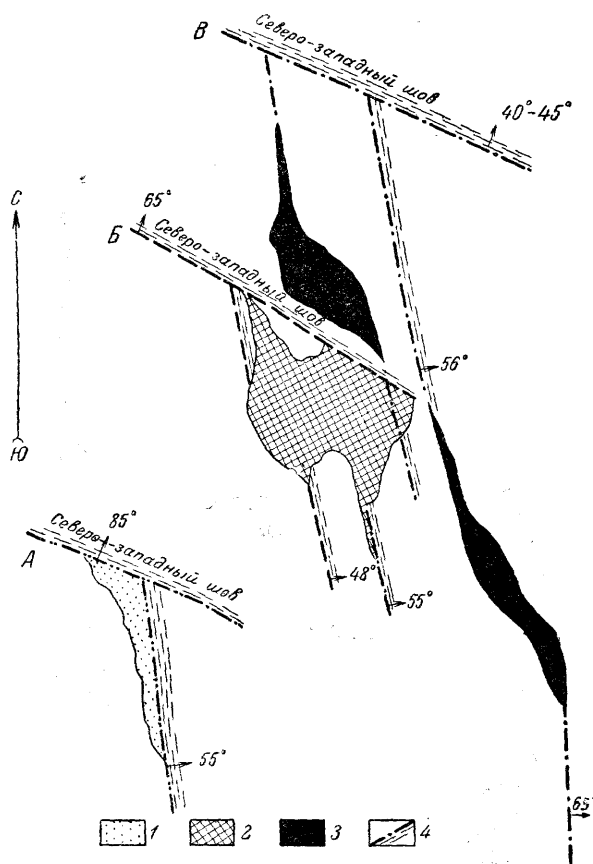


Рис. 7. Схематический совмещенный план Южного рудного тела

А — план рудного тела на горизонте 770 м (выход на поверхность); Б — план рудного тела на горизонте 684 м; В — план рудного тела на горизонте 649 м. Рудные тела: 1 — на гор. 770 м; 2 — на гор. 684 м; 3 — на гор. 649 м; 4 — тектонические швы

Из приведенных выше фактических данных можно сделать два чрезвычайно важных вывода о роли трещинных структур в формировании трубчатых рудных тел.

Во-первых, намечается четкая зависимость формы рудных тел от характера вмещающих их трещин. Как уже отмечалось, северо-западная группа рудных тел приурочена преимущественно к трещинам отрыва, затухающим по направлению к поверхности или же экранируемым сколовыми нарушениями. В соответствии с этим здесь получили развитие слепые рудные тела, не имеющие выхода на дневную поверхность. Отсутствие вдоль этих трещин дорудной тектонической глинки способствовало распространению минерализации в обоих боках трещин и образованию рудных тел изометрического сечения. Лишь в тех случаях, когда минерализация развивается вдоль Северо-Западного тектонического шва, рудные тела приобретают уплощенную форму, что, очевидно, можно объяснить экранирующей ролью дорудной глинки трения, развитой вдоль плоскости этого нарушения.

Для Южного рудного тела характерна приуроченность к довольно выдержанным сколовым нарушениям, заполненным обычно слоем тектонической глинки. Здесь оруденение развивается почти исключительно в породах лежащего бока и рудное тело имеет в сечении форму уплощенной трубы, сильно вытянутой вдоль плоскости контролирующего нарушения.

Во-вторых, детальное изучение трещинных структур на участке локализации оруденения позволило установить, что прожилки, соединяющие рудные тела, чаще всего представляют собой интенсивно минерализованные интервалы довольно протяженных тектонических швов определенных систем, которые и определяют структурное положение трубообразных рудных тел.

Выше отмечалось, что основными рудоконтролирующими структурами в пределах разведанной части месторождения являются Северо-Западный тектонический шов и две системы оперяющих трещин отрыва и скола. Контроль оруденения трещинами перечисленных систем выражается прежде всего в том, что все известные на месторождении трубчатые тела располагаются вдоль Северо-Западного тектонического шва и, как правило, локализованы в местах причленения к нему упомянутых выше оперяющих трещин отрыва (рудные тела Западное, Восточное, № 1 и № 2) и трещин скола (Южное рудное тело).

Однако, несмотря на отчетливую приуроченность рудных тел к узлам сопряжения трещин оперения с Северо-Западным нарушением, структурный контроль оруденения представляется значительно более сложным, чем кажется на первый взгляд. Дело в том, что рудные тела не всегда следуют вдоль линии сопряжения отмеченных систем трещин. На определенных горизонтах трубообразные тела отходят от плоскости Северо-Западного нарушения и далее распространяются в его лежащий или висячий бок по оперяющим трещинам, используя для этого их местные изгибы по простирацию и падению. Более того, в пределах одних и тех же рудных тел оруденение переходит нередко с одной оперяющей трещины на другую, что чрезвычайно усложняет форму и строение рудных тел. Ярким примером этого являются рудные тела Западное, № 1 и Южное.

При тщательном замере элементов залегания Северо-Западного тектонического шва устанавливается, что на тех интервалах, где рудные тела следуют непосредственно вдоль плоскости этого нарушения и не приурочены к участкам отделения оперяющих трещин, они локализованы в местах увеличения крутизны падения основного нарушения по восстанию. Места отделения рудных тел от плоскости Северо-Западного нарушения и перехода их на оперяющие трещины чаще всего связаны с резким выполаживанием этого нарушения по падению. Однако это наблюдается отнюдь не всегда.

Касаясь вопроса о местах локализации рудных тел в случаях приуроченности их к оперяющим трещинам, следует отметить, что наиболее благоприятными участками здесь являются изогнутые интервалы трещин, связанные как с резким изменением их простирания, что наблюдается для Южного рудного тела, так и с увеличением крутизны падения трещин (рудное тело № 2). Причины приоткрывания этих участков трещин мы рассмотрим в следующем разделе.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ И ГЕНЕЗИС РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПЛОЩАДЕЙ

Современная структура месторождения сформировалась в результате длительных и сложных геологических процессов, протекавших в палеозойское (варисское?) и верхнекиммерийское время.

Характерной особенностью дизъюнктивной структуры как всего рудного поля, так и Екатерино-Благодатского месторождения является то, что основные системы нарушений, контролирующие локализацию малых интрузивных тел и оруденения, по времени заложения относятся к ранним этапам палеозойской истории. В верхнекиммерийское время тектоническая деятельность выразилась в основном в неоднократном подновлении ранее заложённых нарушений, что привело к совмещению в одних и тех же трещинных структурах различных серий дайковых пород, гидротермально-метасоматических доломитов и рудной минерализации.

Следует отметить, что расшифровать генезис различных по своей природе систем трещин, так же как и определить характер перемещений, происходивших по ним на различных этапах развития структуры не всегда возможно, так как ранние деформации были в значительной степени замаскированы, а подчас и совершенно стёрты, на заключительных этапах верхнекиммерийского тектогенеза. Тем не менее, в связи с вопросом о генезисе рудовмещающих полостей ниже делается попытка восстановить историю развития структуры месторождения.

В формировании структуры Екатерино-Благодатского месторождения можно наметить, по крайней мере, девять последовательных этапов.

I. Палеозойское (вариссийское?) время

1. Заложение надвигов северо-восточного простирания, параллельных осям складчатых структур.

2. Заложение меридиональных сбросо-сдвигов и сопряженных с ними систем трещин. Окварцевание карбонатных пород.

II. Верхнекиммерийское время

3. Раскрытие нарушений северо-восточного и меридионального направления. Внедрение даек плагиосиенит-порфиров.

4. Повторное приоткрывание нарушений северо-восточного и меридионального направления. Внедрение даек кварцевых порфиров.

5. Раскрытие нарушений северо-западного направления. Внедрение даек лампрофиров.

6. Возобновление перемещений по меридиональным нарушениям. Образование гидротермально-метасоматических доломитов.

7. Взбросо-сдвиговые перемещения вдоль меридиональных и северо-западных нарушений. Рудная минерализация.

8. Внутрорудные взбросо-сдвиги.

9. Послерудные сбросо-сдвиги.

Рассмотрим последовательно по этапам историю развития отдельных структурных элементов месторождения.

1. Начальный этап формирования структуры месторождения относится к послеврхнесилурийскому — доюрскому времени, когда палеозой-

ские отложения района были смяты в крупные складки северо-восточного простирания. По данным Н. С. Горшкова, к этому этапу относится заложение крупных тектонических нарушений типа надвига, ориентированных параллельно осям главных складчатых структур и падающих на юго-восток под углом $55-70^\circ$. Главным нарушением этого типа в районе является Резановский разлом, вдоль которого устанавливается продвижение юго-восточного блока на северо-западный, с амплитудой перемещения в несколько сотен метров. Нарушения северо-восточного простирания в пределах месторождения развития не получили.

2. Со вторым этапом деформации, также проявленным еще в палеозое, связано образование меридиональных нарушений и сопряженных с ними трещин северо-западного простирания. Вопрос о генезисе нарушений меридионального направления имеет особо важное значение, так как с главным из них — Благодатским разломом — связана вся последующая история формирования структуры месторождения. Немногочисленные данные, имеющиеся по этому вопросу, сводятся в основном к следующему.

Разрывы меридионального направления секут и смещают в плане складчатые структуры палеозойского комплекса, а также ограничиваются трещинами северо-восточного простирания, что характеризует их как систему сколов, наложенных на складчатость. С другой стороны, вдоль этих тектонических швов наблюдаются полосы массивных и полосчатых джаспероидов, образование которых относится к наиболее раннему этапу гидротермальной деятельности, проявленному в доюрское время. Таким образом, заложение этой системы нарушений, по-видимому, связано с одним из поздних этапов палеозойской истории.

В этот период в результате опускания пород висячего бока вдоль Благодатского разлома известняки нерчинско-заводской свиты пришли в соприкосновение с нижележащей толщей песчано-глинистых пород. Учитывая, что контактирующие по нарушению толщи разнятся в стратиграфическом разрезе на 700—800 м, Н. С. Горшков определил, что для их соприкосновения необходимо было перемещение восточного блока на ту же глубину. Горизонтальная составляющая этих перемещений, установленная им по смещению прослоя палеозойских сланцев вдоль Екатерино-Благодатского разлома, составляет около 400 м и характеризуется перемещением восточного блока к югу. Здесь же уместно отметить, что юрские отложения, перекрывающие плоскость последнего нарушения в его северной части, смещения не испытывали.

Исходя из предположения, что меридиональные нарушения являются одной из систем сколов сопряженных со складчатостью, Н. С. Горшков рассматривает смещение палеозойских пород вдоль упомянутых нарушений как результат двухактного перемещения, вызванного сдвиговыми и сбросовыми дислокациями. Однако выше отмечалось, что эта система нарушений проявилась после палеозойского складкообразования. Поэтому наиболее вероятно, что они представляют собой систему сколов, сопряженных с северо-восточными нарушениями, и были заложены в обстановке сбросо-сдвиговых перемещений вдоль последней системы трещин.

Перемещение блоков пород вдоль Благодатского разлома в свою очередь сопровождалось образованием в его висячем боку серии сколов северо-западного направления и оперяющих их трещин отрыва и скола, раскрытие которых в один из поздних этапов верхнекеммерийской истории привело к локализации вдоль них рудных залежей месторождения.

О заложении рудовмещающих систем трещин в один из этапов палеозойских деформаций свидетельствует ранее отмечавшийся факт приуроченности к ним полос окварцованных пород и участков джаспероидов, развитие которых совершенно не характерно для послеюрских структур.

3. В верхнекеммерийское время юрские отложения были смяты в пологие складки северо-восточного простирания. Разрывные структуры

этого периода в основном унаследовали ранее заложенные тектонические нарушения.

В один из ранних периодов верхнекеммерийских деформаций в трещины северо-восточного и меридионального простирания внедрились мощные дайкообразные тела плагносиенит-порфиоров. Отсутствие смещений в контактах прорванных дайками юрских пород, неправильная ветвящаяся форма тел и наличие многочисленных апофиз, отходящих от основных даек по меридиональным нарушениям, указывают, что перед внедрением плагносиенит-порфиоров имело место лишь приоткрывание вместилищ их трещин.

4. Следующий, четвертый этап формирования структуры месторождения фиксируется по дайкам кварцевых порфиоров, которые использовали при своем внедрении трещины тех же направлений, что и плагносиенит-порфиры. Более молодой возраст кварцевых порфиоров по отношению к плагносиенит-порфирам установлен К. Д. Шолкиным и Л. Н. Ленком на участке Благодатского месторождения. Здесь они в нескольких местах пересекают дайку плагносиенит-порфиоров, не вызывая какого-либо смещения ее контактов. Таким образом, нарушения северо-восточного и меридионального направления и в этот период вели себя как типичные трещины отрыва, что подтверждает неизменность плана деформации на ранних этапах верхнекеммерийского диастрофизма.

5. Внедрение наиболее поздней серии дайковых пород — лампрофиоров — протекало в обстановке, когда северо-восточные и частично меридиональные нарушения оказались «залеченными» дайкообразными телами порфиоров. В этих условиях наиболее ослабленные направления совпали с трещинами северо-западного простирания, вдоль которых и интродировала лампрофировая магма. Чрезвычайно подвижная, она проникала в приоткрытые участки Северо-Западного тектонического шва и в сопряженные с ним оперяющие трещины, образуя в них небольшие инъекционные тела неправильной формы.

Судить о тектонической обстановке, предшествовавшей внедрению лампрофирового расплава, можно по следующим фактам. Рассечкой № 2 на горизонте 649 м вскрыт участок пересечения северо-западной дайки лампрофиоров с минерализованным тектоническим швом север-северо-восточного простирания (см. рис. 3). При детальной документации в пределах последнего были установлены мелкие инъекции лампрофиоров. Это обстоятельство не оставляет никаких сомнений в дайковом возрасте шва.

Если предположить, что перед внедрением лампрофиоров в плоскости рассматриваемого северо-западного нарушения происходили какие-либо перемещения, то север-северо-восточный тектонический шов неизбежно должен быть смещен в ту или иную сторону. Однако в действительности этого не наблюдается. В связи с этим можно с достаточным основанием полагать, что в процессе формирования даек лампрофиоров северо-западные нарушения вели себя как типичные трещины отрыва. В этом нетрудно убедиться также и на примере второй дайки лампрофиоров, выходящей в восточной части месторождения, которая, пересекая различные пачки палеозойских пород, не вызывает смещения их контактов.

Приуроченность даек лампрофиоров и рудной минерализации к одним и тем же возрастным структурам позволяет сделать некоторые выводы об их возрастных взаимоотношениях. При изучении лампрофиоров прежде всего обращает на себя внимание их сильная измененность на участках соприкосновения с сульфидными рудами, а иногда также интенсивная раздробленность и цементация их обломков сульфидными рудами ранних стадий минерализации. В приконтактной части рудного тела № 1 нередко можно наблюдать, как мелкие инъекции лампрофиоров выполняют как бы роль своеобразного экрана, препятствуя рас-

пространению оруденения в известняки (см. рис. 2). В отдельных же случаях, как например, в упомянутой выше рассечке № 2, дайка лампрофиров раздроблена и смещена вдоль плоскости тектонического шва, а обломки ее сцементированы рудной массой (см. рис. 3), что не оставляет никаких сомнений в дорудном возрасте лампрофиров.

6. Следующий этап тектонической деятельности проявился после внедрения лампрофиров и сопровождался интенсивной доломитизацией известняков нерчинско-заводской свиты. Установить характер перемещений в этот период не представляется возможным. Тем не менее можно предполагать, что привносу доломитизирующих растворов предшествовали движения, происходившие вдоль Благодатского разлома, по простиранию которого вытянуто основное поле гидротермально-метасоматических доломитов. По мере удаления от разлома доломитизация принимает блоковый характер, а затем сменяется прожилками и гнездами доломита в массе неизмененных известняков.

7. После образования гидротермально-метасоматических доломитов движения вдоль Благодатского разлома вызвали новое перемещение блоков пород в его висячем боку. В процессе этих движений доломиты подверглись интенсивному рассланцеванию, вплоть до разлистования, а заключенные в них прослои джаспероидов и окварцованных известняков были раздроблены и частично разлинзованы. Одновременно с этим возобновились сколовые перемещения вдоль Северо-Западного тектонического шва и оперяющих его трещин, что привело к приоткрыванию определенных их интервалов и заполнению их рудной массой. Характерно, что сколовые подвижки проявились в этот период и по оперяющим трещинам отрыва север-северо-восточного простирания, вызвав смещение дайки лампрофиров вдоль одной из этих трещин.

По целому ряду признаков (смещение дайки лампрофиров и прослоя черных битуминозных известняков рассечке № 2, ориентировка сколовых трещин оперения в висячем боку север-северо-восточных нарушений и т. д.) движения этого периода носили взбросо-сдвиговый характер и сопровождалась перемещением в плане северного блока пород вдоль Северо-Западного нарушения в восточном направлении. Соответственно восточные блоки смещались вдоль нарушений север-северо-западного простирания к северу, а западные блоки север-северо-восточных нарушений смещались к югу. Амплитуда перемещения для последних в плане составляла около 7 м.

В подобной обстановке создались благоприятные условия для приоткрывания северо-западных интервалов оперяющих трещин скола север-северо-западного простирания, мелких изогнутых участков с крутыми углами падения Северо-Западного шва и трещин отрыва север-северо-восточного простирания, что, по-видимому, и предопределило локализацию трубчатых рудных тел на этих участках.

8. Внутрирудная тектоника, синхронная с привносом отдельных порций рудообразующих растворов, проявлялась в последовательном приоткрывании ранее минерализованных участков трещин. Общая последовательность внутрирудных деформаций и формирования рудных залежей, выявленная на основании изучения текстурных особенностей руд и строения рудных тел Западного, Восточного, № 1 и № 2, представляется в следующем виде:

а) раскрытие изогнутых интервалов Северо-Западного тектонического шва и север-северо-восточных трещин; дробление джаспероидов, замещение и цементация их массивными кварцево-пиритовыми рудами I стадии;

б) возобновление подвижек вдоль тех же трещин; сильное брекчирование кварцево-пиритовых руд и цементация их обломков темным сфалеритом и среднезернистым галенитом II стадии минерализации; широкое замещение известняков;

в) новые подвижки по нарушениям север-северо-восточного простирания, сопровождавшиеся образованием оперяющих трещин скола и отрыва, секущих массивные сфалеритовые руды; образование вдоль них полос и гнезд крупнокристаллического галенита III стадии (рис. 8, А);

г) образование густой сети неправильных трещин в пиритовых, сфалеритовых и галенитовых рудах и выполнение их кварцево-арсенопиритовыми прожилками (IV стадия);

д) новое возобновление подвижек вдоль север-северо-восточных швов и подновление оперяющих их трещин скола и отрыва, сопровож-

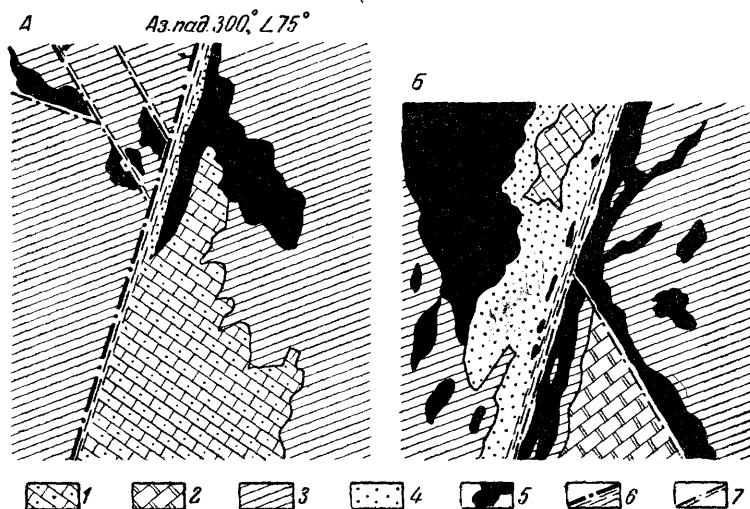


Рис. 8. Особенности строения север-северо-восточного тектонического шва.

А — развитие внутрирудных оперяющих сколов в висячем боку тектонического шва;
 Б — развитие полос галенита по оперяющим трещинам отрыва и скола
 1 — окварцованные известняки; 2 — осветленные известняки; 3 — сульфидная руда;
 4 — окисленная руда; 5 — крупнокристаллический галенит; 6 — тектонический шов;
 7 — трещины оперения

давшееся преобразование крупнокристаллического галенита в струйчатый; отложение вдоль этих нарушений основной массы геокронита и сопровождающих его минералов в виде полос и гнезд, «припаянных» к полосам галенита (V стадия);

е) интенсивное брекчирование ранее отложенных руд, в том числе и геокронитовых; образование участков рудных брекчий с кварцево-доломитово-сульфоантимонитовым цементом (VI стадия).

Изучение рудных тел показывает также, что внутрирудные деформации не сопровождались значительными перемещениями блоков вдоль основных минерализованных швов. Суммарные амплитуды смещений, относящиеся к этому периоду, измеряются десятками сантиметров. Тем не менее, установление характера внутрирудных подвижек представляет определенный интерес с генетической точки зрения.

Ранее отмечалось, что I стадии минерализации предшествовали взбросо-сдвиговые перемещения, сопровождавшиеся вдоль швов север-северо-восточного направления смещением пород висячего бока к югу. Анализ систем оперяющих трещин, образовавшихся вдоль этих швов перед отложением руд существенно галенитовой стадии, показывает, что в это время имели место взбросо-сдвиги того же направления, что и в дорудный период (рис. 8, Б). Более того, судя по четкой приуро-

ченности к этим же трещинам полос геокронита, можно предполагать, что подобные же смещения проявились и перед геокронитовой стадией.

В совершенно иной обстановке протекало, по-видимому, отложение руд сфалеритовой, кварцево-арсенопиритовой и кварцево-доломитово-сульфоантимонитовой стадий. Слагающие их минеральные агрегаты не проявляю такой четкой приуроченности к тектоническим швам как пиритовые, галенитовые и геокронитовые руды. Однако в их локализации намечается другая закономерность, выраженная в приуроченности этих руд к висячему боку рудных тел. Здесь проявлению этих стадий предшествовало дробление всей массы ранее отложенных руд, в связи с чем образовались типичные брекчиевые руды со сфалеритом или же кварцем и доломитом в цементе, а также густая сеть кварцево-арсенопиритовых прожилков.

На основании этого можно предположить, что формирование руд, очевидно, протекало на фоне чередующихся взбросо-сдвиговых и обратно направленных (сбросо-сдвиговых) перемещений, отражающих ритмичную смену обстановки сжатия и растяжения.

9. Послерудные нарушения, по-видимому, не оказали существенного влияния на общую структуру месторождения и морфологию рудных тел. Они выразились в основном в подновлении старых минерализованных тектонических швов, сформированных в самые ранние этапы деформации, а также в образовании серии мелких трещин в сульфидных и кварцево-карбонатно-сульфоантимонитовых рудах.

О характере послерудных смещений и положении линии скольжения можно судить по направлению штрихов и борозд скольжения, проявленных на плоскостях основных тектонических нарушений. В плоскости висячего бока северо-западного тектонического шва борозды скольжения, как правило, наклонены в юго-восточном направлении и составляют с линией простирания нарушений угол в $40-45^\circ$. Аналогичные по своему характеру смещения фиксируются также по тектоническим швам север-северо-восточного простирания, контролирующим рудные тела Западное и № 2. Вдоль них западные блоки пород испытывали смещение к северу, опускаясь под углом $40-45^\circ$. Исходя из этого можно предполагать, что в обоих случаях в процессе послерудных движений имело место смещение пород висячего бока соответственно в юго-восточном и северном направлениях с одновременным погружением их под углом $40-50^\circ$, что свидетельствует о сбросо-сдвиговом характере послерудных подвижек.

К выводу о сбросо-сдвиговом характере послерудных смещений приводит нас и анализ мелкой трещиноватости, получившей развитие в рудных телах. Наиболее отчетливо в них проявлены две системы трещин скола, которые секут минеральные агрегаты, относящиеся к самым различным стадиям минерализации. Трещины первой системы имеют северо-западное простирание и почти вертикальное падение, ориентированы под углом $15-20^\circ$ к плоскости Северо-Западного тектонического шва. Трещины второй системы являются опережающими трещинами скола по отношению к север-северо-восточным нарушениям. Они ориентированы под очень острым углом к плоскостям основных нарушений; как и первая система трещин, они отражают характер косых перемещений вдоль главных минерализованных швов и, судя по их пространственному положению, могли развиться лишь в условиях сбросо-сдвига. Это подтверждается и ориентировкой борозд скольжения.

Как уже отмечалось, послерудная тектоника не внесла каких-либо осложнений в строение рудных тел. Максимальная амплитуда смещения, установленная при изучении контактов Западного рудного тела, не превышает 1,0 м. Обычно же амплитуда смещений составляет 0,1—0,5 м, что ни в какой мере не затрудняет проведение разведочных работ.

ВЫВОДЫ

1. Основные черты структуры Екатерино-Благодатского месторождения определяются несколькими системами старых палеозойских нарушений, заложенных в процессе перемещений по Благодатскому разлому.

2. Дальнейшая история развития структуры характеризуется многократным подновлением этих нарушений в верхнекиммерийское время и внедрением вдоль них даек плагиосиенит-порфиоров, кварцевых порфиоров и лампрофиоров.

3. Процесс минерализации протекал в три этапа, причем ранний этап, выраженный в широком окварцевании известняков, проявился еще в палеозое. В верхнекиммерийское время, после внедрения даек лампрофиоров, вмещающие породы подверглись интенсивной доломитизации; закончился процесс минерализации формированием полиметаллических рудных залежей.

4. Образование рудовмещающих полостей происходило на фоне неоднократных, одинаково направленных взбросо-сдвиговых перемещений вдоль основных рудоконтролирующих тектонических швов и закончилось малоамплитудными сбросо-сдвигами.

5. Слепые трубчатые залежи изометричной и неправильной формы локализованы на участках изгиба оперяющих трещин отрыва север-северо-восточного простирания и в местах причленения их к Северо-Западному тектоническому шву.

Трубы уплощенной формы, выходящие на дневную поверхность, контролируются двумя системами трещин скола. Они залегают в изогнутых интервалах оперяющих трещин скола север-северо-западного простирания или же в узлах сопряжения их с Северо-Западным нарушением.

6. Сложная морфология рудных тел определяется характером рудовмещающих полостей и переходом оруденения из одной трещины в другую путем коленообразных изгибов.

Отсутствие выходов рудных тел на дневной поверхности обусловлено затуханием трещин отрыва по направлению к поверхности и экранирующей ролью дорудных северо-западных сколов.

ЛИТЕРАТУРА

- Вольфсон Ф. И. Трещинные структуры и рудные столбы на Кансайском полиметаллическом руднике. Сов. геол., № 20, 1947.
- Крейтер В. М. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья. Тр. IV Всес. геол. конф. по цветным металлам, вып. 3, 1933.
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
- Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд. Львовского ун-та, 1956.
- Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья. Госгоргеолнефтеиздат, 1934.
-

А. А. ГАРМАШ

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ЗМЕИНОГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА АЛТАЕ

При изучении геологической структуры полиметаллических месторождений Рудного Алтая приходится сталкиваться со значительными трудностями: плохой обнаженностью, не позволяющей с достаточной достоверностью составлять детальные геологические карты; сложностью стратиграфического разреза, включающего большое количество эффузивных и субвулканических образований, весьма сходных с некоторыми дайковыми дериватами герцинских гранитоидных интрузий; пестрым литологическим составом рудовмещающих толщ, нередко к тому же интенсивно метаморфизованных; сложным тектоническим строением участков месторождений; неясной формой рудных тел и др. В этой связи данные геологического картирования и буровой разведки оказываются зачастую явно недостаточными для выявления некоторых важных особенностей структуры месторождений, морфологии рудных тел и характера рудной минерализации. Именно поэтому большое значение имеют здесь исследования, базирующиеся на детальной документации горных выработок, так как они восполняют пробелы в познании конкретных месторождений и позволяют обоснованнее подходить к решению ряда практических и теоретических вопросов.

Змеиногорское месторождение расположено на северо-восточном крыле крупного Алейского антиклинория в месте довольно резкого изгиба складчатых структур. Вмещающими породами являются слабо метаморфизованные среднедевонские осадочно-вулканогенные отложения, характеризующиеся на участке месторождения моноклинальным залеганием; простирание их северо-западное, падение к северо-востоку под углом 25—45°. В нижних горизонтах девонских образований наблюдается переслаивание песчаников, аргиллитов, известняков и туфов кварцевых альбитофиров. Выше по разрезу, к северу от известных рудных тел, развиты преимущественно аргиллиты с небольшими прослоями вулканогенных пород и известняков.

Из интрузивных пород, имеющих вообще ограниченное распространение, следует отметить субвулканические тела кварцевых альбит-порфиров и дайки диабазов. Последние занимают отчетливо секущее положение по отношению к складчатости и являются бесспорно наиболее молодыми магматическими породами. К югу от месторождения обнажаются интенсивно метаморфизованные сланцы ордовика (?) и прорывающие их плагииграниты Змеиногорского комплекса.

Девонские отложения, а вместе с ними и нижнепалеозойское основание, разбиты на серию блоков тектоническими нарушениями север-северо-восточного простирания. Контакт между отдельными пачками девонских пород, различающимися по механическим свойствам, обычно

тектонически нарушен, вдоль них наблюдаются расланцевание и брекчирование. Движение по этим тектоническим швам, как показало детальное картирование, носило главным образом характер взбросов.

Основные рудные тела (А и В) представлены линзами гидротермально измененных оруденелых пород — микрокварцитов, — залегающими, в общем, согласно с вмещающими породами (рис. 1). Рудная

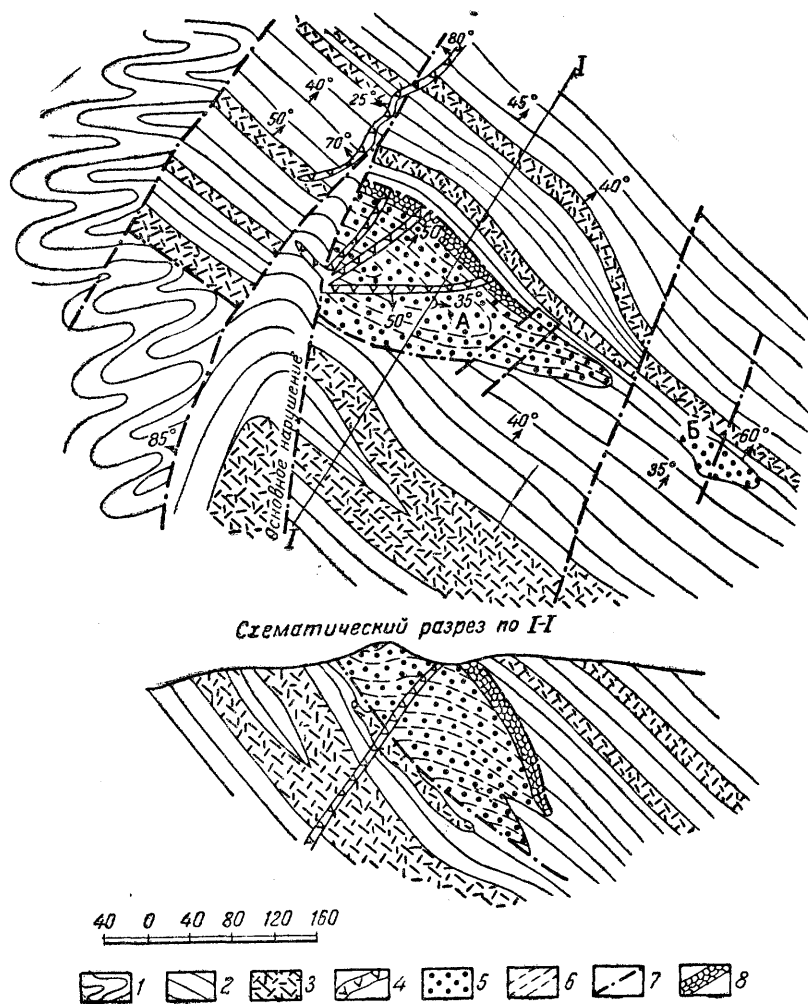


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Змеиногорского месторождения
 1 — метаморфические сланцы; 2 — аргиллиты; 3 — туфы и туфобрекчии кислых эффузивов; 4 — дайки диабазов и диабазовых порфиритов; 5 — микрокварциты; 6 — пластовая отдельность; 7 — тектонические нарушения; 8 — выработанная залежь всячего бока

залежь А приурочена к небольшой флексурной складке, развитой на фоне моноклинально залегающих девонских пород. При этом в западной части, примыкающей к «основному» нарушению, наблюдается перерастание флексуры в небольшое куполообразное осложнение, довольно быстро затухающее в восточном направлении и на глубину.

Рудные тела подстилаются аргиллитами и туфобрекчиями кварцевых альбитофиров; породами всячего бока являются слабо метаморфизованные аргиллиты. Плоскости контактов в лежачем и особенно в всячем боку тектонически нарушены. В зонах дробления и перетира-

ния между микрокварцитами и перекрывающими их аргиллитами размещались жилообразные залежи очень богатых серебряных и полиметаллических руд, целиком выработанные еще в прошлом столетии.

Главное рудное тело *A* постепенно выклинивается на восточном фланге и резко обрывается на западном у тектонического нарушения, именуемого «основным». Нарушение это имеет север-северо-восточное простирание и под углом 85° падает к западу.

Нарушения того же простирания наблюдаются к западу и востоку от рудного тела *A*. Одно из них проходит между линзами микрокварцитов рудных тел *A* и *B*, однако ощутимых смещений в плане по нему не отмечается. На основании исследований последних лет представляется наиболее вероятным, что рассматриваемые нарушения являются взбросами (взбросо-сдвигами), по которым западные блоки оказались приподняты по отношению к восточным.

В связи с тем, что с западной стороны «основного» нарушения к рудному телу примыкают боковые породы, практически лишенные рудной минерализации, еще на первой стадии эксплуатации месторождения (XVIII в.) возник вопрос: является ли данный тектонический шов дорудным или послерудным. Большинство исследователей считало, что после образования полиметаллических руд вдоль «основного» нарушения произошли довольно крупные перемещения, и западная часть рудного тела оказалась сброшенной. Для поисков смещенной части к западу от сбрасывателя производились разведочные работы, не давшие положительных результатов.

На глубине 200—250 м рудное тело *A* выклинивается (или испытывает разкое пережимание), предварительно расщепляясь на отдельные клинья. Рудное тело *B* по условиям залегания и форме аналогично рудному телу *A*, но значительно меньше по размерам. Сульфидная минерализация на месторождении развита в виде прожилков и оруденелых зон дробления в микрокварцитах. Поскольку практически оруденение локализовано только в микрокварцитах, под линзовидными залежами последних и понимают «рудные тела» месторождения.

Минералогический состав руд Змеиногорского месторождения в целом аналогичен составу типичных алтайских полиметаллических месторождений (Лениногорское, Зыряновское). Из рудных минералов здесь наиболее распространены сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, блеклые руды, самородное золото.

К специфическим особенностям вещественного состава следует отнести значительное развитие барита (особенно в выработанной залежи висячего бока и на верхних горизонтах линзы микрокварцитов) и наложение на полиметаллическую стадию более позднего низкотемпературного оруденения. Последнее представлено гипогенными борнитом и халькозином с обильными серебряными минералами (аргентит, штротмейерит, серебро самородное). Стадийность формирования рудных залежей, особенно в отношении двух отмеченных парагенезисов, проявляется отчетливо.

В процессе изучения месторождения оказалось, что целый ряд вопросов геологической структуры остался неясным и требует дополнительных детальных наблюдений. К числу этих вопросов прежде всего относились:

1) возрастные соотношения диабазовых даек и полиметаллического оруденения;

2) возраст «основного» дизъюнктива;

3) генезис трещиноватости в микрокварцитах и закономерности размещения сульфидного оруденения в контуре рудного тела.

Ниже в указанной последовательности мы кратко охарактеризуем некоторые результаты детального изучения Змеиногорского месторождения.

ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ДИАБАЗОВЫХ ДАЕК И ОРУДЕНЕНИЯ

Диабазовые дайки занимают своеобразное положение в структуре: они пересекают микрокварциты рудного тела *A* и жильнообразную залежь сплошных руд в висячем боку линзы микрокварцитов. Дайки, залегающие в микрокварцитах, прямолинейны, имеют северо-восточное простирание ($30-50^\circ$) и падение к юго-востоку под углами $50-60^\circ$. Дайки в сланцах менее многочисленны и не характеризуются такой четкой ориентировкой. Дайки не несут следов сильного гидротермального изменения и при беглом осмотре производят впечатление совершенно «свежих» пород. Они состоят в основном из плагиоклаза (лабрадор) и авгита. Нередко наблюдается развитие порфировых выделений плагиоклаза. Вторичные изменения, главным образом хлоритизация, фиксируются преимущественно в маломощных дайках, подвергшихся тектоническим деформациям. В контактах большинства даек развита маломощная (1–2 см) зона закали, характеризующаяся темно-серой окраской. Под микроскопом в большом количестве в ней устанавливается хлорит, кальцит и гидроокислы железа. Плоскости контактов даек имеют тонкие пленки серицитового или глинистого материала.

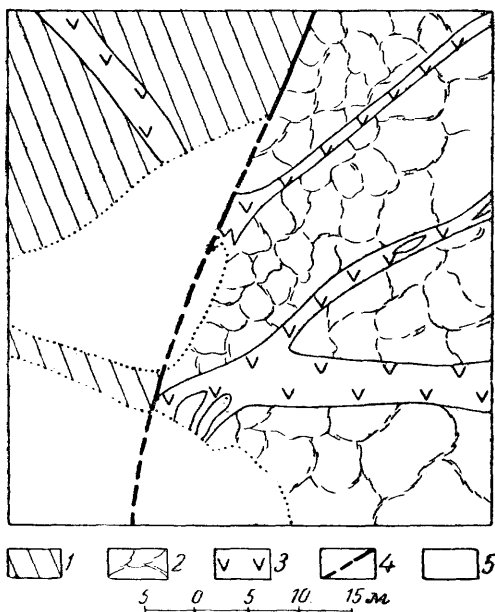


Рис. 2. Взаимоотношение даек диабазов с «основным» дизъюнктивом

1 — рассланцованный аргиллит; 2 — микрокварцит брекчированный и разбитый трещинами; 3 — диабазовые дайки; 4 — «основное» нарушение; 5 — завалы

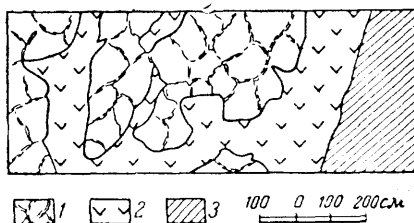


Рис. 3. Морфология даек при пересечении с зоной брекчирования микрокварцитов

1 — брекчированный микрокварцит; 2 — диабаз; 3 — аргиллит

ально расходящихся пучков, узлы которых приурочены к «основному» дизъюнктиву. Такой пучок отчетливо устанавливается в юго-западной части рудного тела *A* (рис. 2). Здесь непосредственно к плоскости контакта микрокварцитов с рассланцованными аргиллитами подходят три дайки, секущие микрокварциты, и одна дайка, залегающая в аргиллитах.

Вблизи нарушения мощность даек увеличивается и при слиянии образуется столбообразное тело неправильной формы с мелкими ответвлениями. Последние распределяются по трещинам зоны брекчирования («развалунивания») в лежачем боку нарушения (рис. 3). Очевидно, что процесс брекчирования микрокварцитов по времени предшествовал внедрению диабазовой магмы. Было установлено также пересечение одной диабазовой дайкой зоны «основного» нарушения. Интересно

отметить, что хотя диабаз непосредственно в тектонической зоне интенсивно рассланцован, существенных смещений контуров дайки не наблюдается. Послерудный возраст диабазовых даек у предыдущих исследователей не вызывал сомнений (Майер, 1905; Тимофеевский, 1938; Тимофеевский, 1940). В этом отношении рассматриваемое месторождение являлось своего рода эталоном для всего Северо-Западного Алтая. Отправными моментами для такого суждения являлись следующие наблюдения:

1. Дайки секут гидротермально измененные породы — микрокварциты — и сами не несут следов заметных окolorудных изменений.

2. Рудные прожилки в микрокварцитах не проникают в дайки, а прерываются — пересекаются последними.

3. По архивным данным, богатая сульфидами жильобразная залежь в всячем боку микрокварцитов также пересекалась «жилами траппа». В дайках отсутствуют сульфиды, за исключением пирита.

При детальном наблюдении в горных выработках прежде всего было установлено, что существует совершенно очевидная структурная преемственность между диабазовыми дайками и рудными прожилками в микрокварцитах. Она проявляется в том, что на продолжении мелких апофиз диабазовых даек после их выклинивания наблюдаются серии рудных прожилков. Очень часто можно видеть, как вблизи даек сульфидно-баритовые прожилки резко меняют свое простирание и следуют вдоль контакта. Не менее характерно «растекание» рудных прожилков вдоль контактов даек.

Отмеченные факты прямо указывают на использование гидротермальными растворами, отложившими сульфидные руды, и диабазовой магмой одних и тех же трещинных путей, т. е. на небольшой разрыв во времени между этими образованиями. Если в большинстве случаев мы в самом деле видим выклинивание рудных прожилков на контакте с дайками, то иногда все же удается наблюдать непосредственное проникновение рудных прожилков в диабаз и даже их пересечение. Чаще рудные прожилки, подходя к контакту с дайками, расщепляются и переходят в диабаз в виде веера выклинивающихся трещин. При этом изменяется и минеральный состав прожилков: за пределами диабаза в них наблюдаются сфалерит, галенит, халькопирит, пирит и нерудные минералы, а после пересечения контакта макроскопически фиксируется лишь пиритизация (рис. 4). Только под микроскопом в полированных шлифах среди скоплений пирита отмечается очень мелкая вкрапленность сульфидов свинца, цинка, меди.

Характерный пример пересечения диабазовой дайки рудным прожилком представлен на рис. 5. В коленообразном изгибе дайки наблюдается довольно мощная (30—40 см) зона дробления и перетирания микрокварцита, сцементированная барито-сульфидной массой. Вблизи дайки, с обеих ее сторон зона расщепляется на две ветви. Одна из них, более мощная, имеющая вид полосы интенсивного рассланцевания и хлоритизации, содержащей кальцитовые жилки и гнезда, пересекает дайку. Под микроскопом в карбонатных скоплениях устанавливается присутствие кварца, содержащего вкрапленность всех распространенных на месторождении сульфидов. Пирит в зоне хлоритизации развит в значительном количестве и фиксируется макроскопически.

Сульфидная минерализация внутри диабазовых даек, прямо подтверждающая их дорудный возраст, развита в виде прожилков и небольших гнездообразных скоплений в непосредственной близости от контактов. Рудные прожилки в диабазовых дайках вообще обнаруживаются с большим трудом. В штуфах, разбитых по плоскости прожилка, видно, что оруденение развито отдельными кустами, промежутки между которыми не содержат рудных и нерудных минералов, и диабазов в них почти не изменен.

Прожилки, мощность которых обычно не превышает 1—2 мм, систематически встречаются в дайках со стороны лежачего бока. Значительное количество прожилков в диабазах наблюдалось в местах пересечения даек с относительно мощными зонами брекчирования и рассланцевания, содержащими сульфидное оруденение. При этом кварцево-баритовые гнезда и жилки как бы растекаются по контакту дайки, и только отдельные короткие волосовидные просечки проникают в диабаз. Чаще же на продолжении сульфидных прожилков в диабазах образуются зонки хлоритизации, импреньированные пиритом.

В прожилках, проникающих в диабаз, встречаются все основные рудные минералы: галенит, пирит, халькопирит, блеклая руда, сфале-

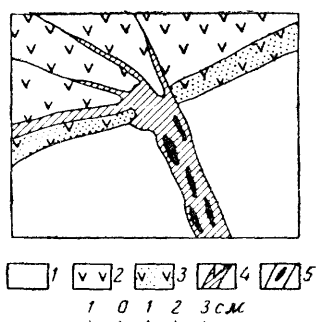


Рис. 4. Изменение минерального состава рудных прожилков на контакте с диабазовыми дайками

1 — микрокварцит; 2 — диабаз; 3 — диабаз измененный; 4 — существенно пиритовые прожилки; 5 — рудный прожилок с пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и нерудными минералами

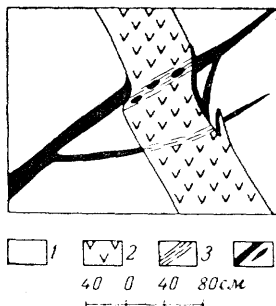


Рис. 5. Пересечение диабазовой дайки рудным прожилком

1 — микрокварцит; 2 — диабаз; 3 — зоны рассланцевания и хлоритизации; 4 — кварцево-барито-сульфидные прожилки и гнезда

рит, самородное золото и др. Из нерудных минералов, вообще количественно подчиненных сульфидам, встречены карбонат, кварц и хлорит.

Под микроскопом в прозрачных шлифах устанавливается, что рассматриваемые прожилки не представляют собой результат выполнения зияющих трещин. Термин «прожилок» практически не вполне правилен для данного случая, так как сульфиды развиты в виде метасоматических гнезд в полосках измененного диабаза. Изменения породы проявляются в исчезновении в первую очередь темноцветного минерала (авгита), хлоритизации и карбонатизации. Гнездовые скопления карбоната с кварцем и сульфидами соединены между собой тончайшими «шнурками», выполненными хлоритом.

Гнезда сульфидов в приконтактной части даек встречаются редко. Объясняется это, по-видимому, тем, что контакты обычно тектонически нарушены и содержат тонкие пленки глинистого серицито-хлоритового материала. С другой стороны, макроскопически в этих гнездах различается только пирит, присутствие которого не может служить основанием для суждения о возрастных соотношениях диабазов и оруденения.

Размеры гнезд обычно крайне малы (1—2 см) и пирит в них всегда резко преобладает. Под микроскопом среди агрегатов зерен пирита часто удается наблюдать мелкие включения галенита, халькопирита, сфалерита. Особенности выделений сульфидов в этих гнездах с полной очевидностью говорят о наложенности рудной минерализации на дайки. Рассмотрим некоторые из них.

Пирит в гнездах развивается метасоматически, замещая хлоритизированный базис породы. В зернах пирита периферийная «корка» обычно плотная, а центральные части имеют сетчатое строение вследствие присутствия незамещенных микролитов плагиоклаза (рис. 6). Очевидно, что образование пирита происходило после того как диабаз был не только полностью раскристаллизован, но основная масса подверглась хлоритизации.

Хорошо ограниченные по периферии зерна пирита нередко расположены непосредственно в самом контакте диабаз и микрокварцита, причем внутреннее строение зерен позволяет проследить линию контакта, так как участки, развивавшиеся в микрокварците, имеют обычный облик

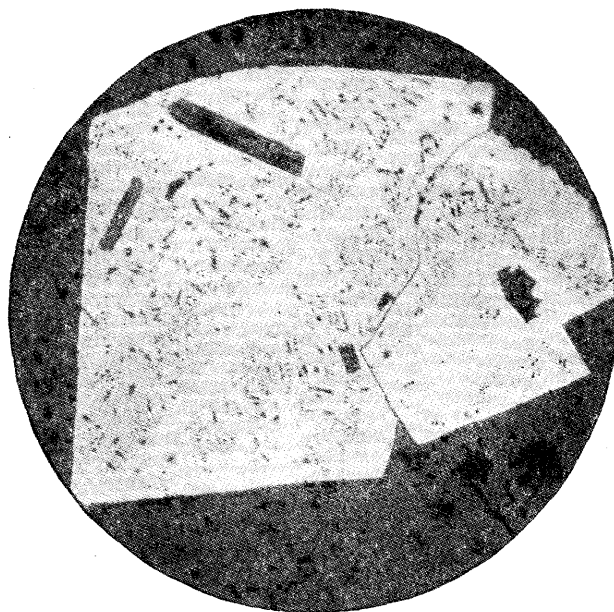


Рис. 6. Сульфиды в диабазе. Снимок в отраженном свете
Темные включения — реликты микролитов плагиоклаза
в пирите; белое — пирит; окружающая масса — диабаз;
увел. $\times 68$

пирита (без включений нерудных минералов), а зерна, расположенные в зоне диабаз, содержат незамещенные микролиты плагиоклаза. Если пирит избирательно замещает хлорит и с большим трудом развивается по плагиоклазу, используя главным образом трещинки, то для халькопирита отмечается тяготение именно к плагиоклазу.

Галенит встречается в виде мелких гнезд и просечек в сростании с халькопиритом, а также в виде пойкилитовой вкрапленности в пиритовых зернах. Сфалерит отмечается реже, также в виде вростков в пирите или обособленных выделений. Обычна довольно интенсивная эмульсионная, а местами решетчатая структура распада твердого раствора халькопирита в сфалерите. Химическими анализами в диабазовых дайках на участках развития сульфидных прожилков установлено присутствие всех основных компонентов руд месторождения.

В литературе описываются случаи, когда в послерудных дайках встречается сульфидная минерализация вторичного происхождения (переотложенная). На Зменогорском месторождении таких случаев, мы не наблюдали. Специальное сравнение текстурных и структурных особенностей сульфидных прожилков, взятых непосредственно из контак-

тов с дайками и в удалении от них, не установило каких-либо следов термического воздействия на рудные и нерудные минералы. Некоторые особенности сульфидных скоплений в контактах с дайками — наличие структур распада твердого раствора халькопирита в сфалерите (это явление наблюдается вообще часто в рудах вне связи с дайками), тонкодисперсные взаимопрорастания галенита и сфалерита, метаколлоидные структуры пирита, обогащение золотом и некоторые другие — являются результатом массового выпадения минералов у экранирующих поверхностей, которыми являлись контакты даек, практически непроницаемые для гидротермальных растворов. Трудно себе также представить, чтобы в прожилках среди диабазов переотлагавшиеся сульфиды могли бы сохранить взаимные количественные соотношения, аналогичные тем, которые характерны для прожилков в микрокварцитах.

Надо отметить, что при изучении возрастных соотношений диабазовых даек и оруденения совершенно необходимы тщательные и методически продуманные наблюдения с оценкой всех фактов, освещающих морфологию даек и генетические особенности вмещающих трещин, их положение в структуре, изменения и характер рудных скоплений в контактах, взаимосвязи обогащенных рудами участков и даек и др. Полагаем, что неполные сведения, ограничивающиеся, например, только текстурными особенностями руд в контактах даек и их минералогическими особенностями, нельзя считать достаточными для ответа на поставленный вопрос.

Совокупность приведенных выше данных позволяет сделать следующие выводы.

1. Дайки сформировались до образования полиметаллических руд.

2. Внедрение даек произошло после гидротермального изменения вмещающих пород, превращенных в микрокварциты, и, вероятно, близко по времени рудоотложению. Таким образом, в промежутке между дорудным изменением пород и отложением сульфидов и сопровождавших их нерудных минералов внедрились диабазы, подчеркивающие разрыв между этими геологическими процессами. Слабые изменения пород в контактах диабазовых даек объясняются, в частности, тем, что наиболее интенсивные околорудные гидротермальные изменения предшествовали их внедрению.

3. Начиная с момента внедрения даек дальнейшее формирование месторождения проходило на фоне постепенного ослабления тектонических движений. Это заключение подтверждается также минераграфическими наблюдениями. Так, если для ранних минералов рудного комплекса можно отметить следы некоторого расщепления и дробления (пирит I, сфалерит I), то такого рода явления совершенно не характерны для более поздних парагенезисов (галенит, пирит II и особенно минералы борнит-серебряной стадии).

Возраст «основного» дизъюнктива

Как уже отмечалось, по представлениям большинства предыдущих исследователей, «основное» нарушение является послерудным, причем предполагалось, что по этому нарушению происходило крупное перемещение (с амплитудой в сотни метров) западного блока по направлению к северу от сбрасывателя вверх, а по данным других исследователей — вниз (Тимофеевский, 1940). Так или иначе, но возможность обнаружения сброшенной по «основному» нарушению западной части рудного тела А существенно влияла на оценку перспектив месторождения и характер геологоразведочных работ на нем. Однако неоднократные попытки обнаружить сброшенную часть не давали положительных результатов.

Основные доводы в пользу послерудного возраста рассматриваемого нарушения сводились к следующему:

1. Залежь гидротермально измененных пород (микрокварцитов) и жилообразное тело баритовых руд резко обрывается по прямолинейной плоскости нарушения на всем его протяжении.

2. Примыкающие с запада глинистые породы, несмотря на сильную рассланцованность, не содержат вкрапленности рудных сульфидов.

3. В аргиллитах за «основным» нарушением отсутствуют прожилки кварца и барита, широко распространенные в микрокварцитах рудного тела А.

4. В зоне нарушения встречены валуны и брекчии минерализованных микрокварцитов.

5. По «основному» нарушению произошло смещение диабазовых даек, а последние являются послерудными образованиями.

На основании приведенного выше материала, поясняющего возрастные соотношения диабазовых даек и полиметаллического оруденения, а также по положению даек в структуре, можно уверенно считать ошибочными доказательства послерудного возраста «основного» нарушения, содержащиеся в пункте 5. Действительно, зона нарушения представляет собой практически прямолинейную плоскость, по которой микрокварциты приведены в соприкосновение с аргиллитами. Непосредственный контакт везде исключительно резкий и сопровождается зоной интенсивно рассланцованной и хлоритизированной породы мощностью 10—30 см и более. В аргиллитах у нарушения отмечается сильное рассланцевание и присутствие линзовидных прослоев окварцованной уплотненной и ожелезненной породы. Характерно, что интенсивность указанных гидротермальных изменений заметно спадает по мере удаления от нарушения. В отдельных участках, по-видимому, там, где от «основного» нарушения отходили оперяющие трещины, процесс окварцевания локально захватывал значительно большие участки сланцев. Важно отметить, что «прослой» окварцевания нередко отчетливо секут сланцеватость, т. е. являются образованиями более поздними и связаны с гидротермальным воздействием, которому предшествовало трещинообразование.

При детальной документации подземных выработок, непосредственно в контактной зоне среди рассланцованной и хлоритизированной породы были встречены валунообразные включения уплотненного (окварцованного) аргиллита, рассеченные сетью кварцево-карбонатных прожилков. Ориентировка последних — их приуроченность к сколовым трещинкам и расположение по периферии линз сланца — говорит за то, что они образовались в период тектонических движений по нарушению. Под микроскопом в прожилках установлено большинство известных на месторождении минералов: сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, блеклая руда, самородное серебро. Следовательно, крупные перемещения по «основному» нарушению, по-видимому, произошли до формирования сульфидного оруденения.

Среди микрокварцитов вблизи тектонической зоны и на некотором удалении от нее (до 10—15 м) в ряде пунктов наблюдается развитие интенсивной трещиноватости и образование брекчий. Последние благодаря овальной форме обломков получили название «валунов». Брекчии подобного рода не сопровождают зону на всем ее протяжении, а проявляются только в отдельных участках.

Внутреннее строение зон брекчирования следующее: округлые, эллипсоидальные, линзовидные обломки микрокварцитов сцементированы сильно размятой, серицитизированной и рассланцованной микрокварцитовой же массой, местами переходящей в буровато-серую тектоническую глинку. Мощность цементной прослойки между отдельными обломками обычно не

превышает 3—5 см. В ней иногда отмечаются кварцево-барито-сульфидные прожилки со следами давления.

Характерно, что отдельные «валуны» крупных размеров часто расчленены прямолинейными трещинами на отдельные фрагменты. Эти трещины ориентированы в зоне независимо от положения отдельных «валунов», но занимают определенное положение по отношению к «осям» обломков, что позволяет связать их образование с тектоническими подвижками, более поздними чем те, которые вызвали брекчирование (развалунивание). При движении от контакта с глинистыми сланцами в сторону массива микрокварцитов удается наблюдать постепенную смену зоны «валу-

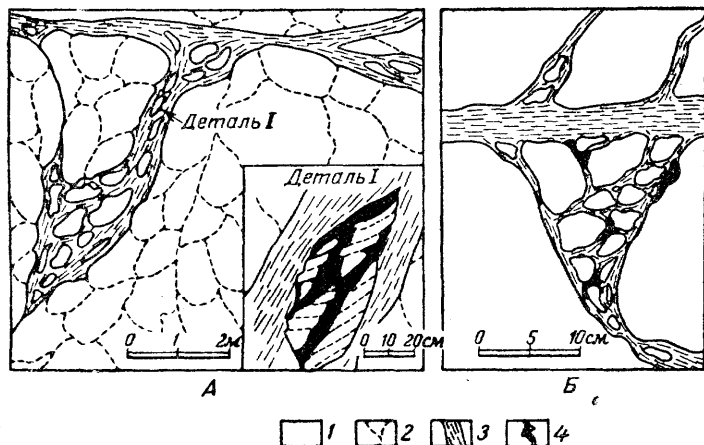


Рис. 7. Строение брекчиевых зон

1 — микрокварцит; 2 — трещины; 3 — зоны рассланцевания с хлоритом и серицитом; 4 — гнезда и прожилки сульфидов с баритом и кварцем

нов» полосой все менее и менее округлых обломков, разделенных лишь тонкими пленками размятого микрокварцита, которая затем сменяется обычным трещиноватым микрокварцитом.

Образование валунчатых брекчий несомненно было связано с тектоническими подвижками по «основному» нарушению, однако приведенный фактический материал показывает, что доказательств интенсивных последующих движений мы не имеем. Добавим, что ни в одном случае не были зафиксированы валуны оруденелых микрокварцитов, непосредственно затертые в зону нарушения. Образование же рудных прожилков в микрокварцитах, по-видимому, произошло после движений, которые вызвали брекчирование микрокварцитов.

Каков же был механизм образования валунчатых брекчий? Наблюдения показывают, что эти брекчии широко распространены в микрокварцитах. Они часто встречаются в межпластовых и секущих трещинах и особенно характерны в зонах богатого сульфидного оруденения. В строении отдельных зон валунов обращает на себя внимание тот факт, что окатанность обломков нельзя объяснить их перекачиванием. На рис. 7, А схематически показана зона валунов, сопряженная с довольно мощной пологой зоной рассланцевания и брекчирования в микрокварцитах рудного тела А. Хотя апофиза с брекчией валунов быстро выклинивается (через 5—6 м), переходя в притертую трещину, обломки в ней имеют линзовидную и округлую форму. По наличию микросмещений и трещиноватости устанавливается развитие трещин скола в большинстве обломков, причем эти трещины залечиваются рудными прожилками.

Еще более наглядно отсутствие сколько-нибудь заметных перемещений при образовании «валунов» можно иллюстрировать другим примером.

К межпластовой зоне расланцевания подчленяется трещина (рис. 7, Б). В месте соединения образовался «валунный мешок» треугольной формы. Обращает на себя внимание хорошая окатанность обломков и небольшая мощность цементирующей прослойки серицит-хлоритового состава с примесью жильных минералов и сульфидов. Возможность окатывания обломков путем подвижек с заметными перемещениями в данном случае исключается.

Дорудный возраст валунчатых брекчий в тектонических трещинах доказывается на основании: а) цементации обломков сульфидными и нерудными минералами; б) метасоматического замещения сульфидными минералами «валунов» микрокварцита в наружной части; в) пересечения «валунов» прожилками халькопирита и других сульфидов.

Процесс образования валуноподобных брекчий можно себе представить следующим образом. После ряда тектонических движений и образования основных систем трещин в микрокварцитах в наиболее подвижных из них, а также в зоне «основного» нарушения произошло частичное дробление. Последующие толчки постепенно приводили к перетиранию обломков по ограничивающим плоскостям и к сглаживанию острых углов.

Последовательный переход от трещиноватых микрокварцитов к типичным валунчатым брекчиям мы наблюдаем, в частности, вблизи «основного» нарушения. Округлые и эллипсоидальные обломки при дальнейших тектонических толчках могли, по-видимому, деформироваться двояким образом. С одной стороны, происходило дальнейшее отслаивание поверхностных корок «валунов», что привело к скорлуповатому их сложению в периферической части. С другой стороны, отдельные валуны разбивались трещинами по направлениям максимальных скальвающих усилий и по ним происходили небольшие смещения. В придании обломкам округлой формы значительная роль принадлежала также гидротермальным растворам, которые циркулировали по трещинам, замещали раздавленный микрокварцит и периферические части обломков с образованием хлоритово-серицитового цемента. Следует подчеркнуть, что в зонах с богатым сульфидным орудением овальные формы обломков микрокварцитов в большей мере связаны с воздействием гидротермальных растворов, а тектонические деформации отступают на второй план.

Результаты изучения Змеиногорского, а также ряда других месторождений, позволяют сделать важный, как нам кажется, вывод, который следует иметь в виду при анализе разрывных нарушений, развитых на алтайских полиметаллических месторождениях: наличие в тектонических зонах интенсивно расланцованных или сильно брекчированных пород с округлой формой обломков нельзя само по себе считать доказательством крупных перемещений по этим нарушениям. Как правило, степень окатанности и расланцованности пород в тектонических трещинах ставится в прямую зависимость от амплитуд перемещений по этим нарушениям. Рассмотренный выше пример показывает, что валунчатые брекчии могут возникать в результате длительных по времени и неоднократно повторяющихся толчков, не вызывающих существенных перемещений по трещинам.

Сказанное согласуется с представлениями Ф. И. Вольфсона (1955) относительно тектонических условий, в которых обычно происходит образование гидротермальных месторождений. Как указывает данный автор, формирование руд идет при тектонических подвижках с амплитудой смещений не более нескольких метров. В. К. Котульский, изучавший сульфидно-никелевые месторождения, также пришел к выводу о том, что тектоническая обстановка в период рудообразования характеризовалась отсутствием крупных перемещений вдоль трещин и, образно выражаясь, напоминала встряхивание.

Следовательно, возвращаясь к «основному» нарушению, главный аргумент, выдвигавшийся для доказательства его послерудного возраста,—

наличие валунов оруденелых микрокварцитов — оказывается ошибочным. Крайне незначительное проявление полиметаллической минерализации среди глинистых сланцев в западном крыле объясняется экранированием восходящих гидротермальных растворов у плоскости «основного» дизъюнктива. Вместе с тем изменение глинистых сланцев (окварцевание) вблизи нарушения несомненно является отголоском интенсивных гидротермальных процессов, происходивших к востоку от сбрасывателя.

ГЕНЕЗИС ТРЕЩИНОВАТОСТИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В РУДНОМ ТЕЛЕ А

Одной из особенностей рудной минерализации на месторождении является отсутствие типичных вкрапленных руд — все полезные компоненты заключены здесь в прожилках, рассекающих микрокварциты. Вопрос о характере рудной минерализации и генезисе трещин, вмещающих рудные прожилки, в прежних работах был освещен недостаточно. По мнению Б. А. Тимофеевского (1940), образование трещин, в которые впоследствии проникли гидротермальные растворы, отложившие руды, было связано с тектоническими процессами. По мнению других исследователей, возникновение трещин обусловлено не тектоническими деформациями, а эндокинетическим трещинообразованием, и происходило в связи с дегидратацией геля кремнезема после замещения исходных девонских пород кварцем, т. е. после образования микрокварцитов. В качестве основного довода, подтверждающего второе мнение, в частности, приводился факт отсутствия четкой линейной ориентировки прожилков в микрокварцитах.

Детальная документация, проведенная в подземных выработках и в карьере, а также систематические замеры и описание трещиноватости в микрокварцитах рудного тела А дали основание для однозначного заключения о том, что образование трещин связано с тектоническими подвижками. Более того, оказалось, что хаотическая дезориентированность минерализованных трещин в микрокварцитах кажущаяся. Ориентировка и взаимоотношения рудных прожилков различных направлений не только объяснимы с точки зрения последовательности развития структуры, но и являются фактическим материалом, помогающим разобраться в характере тектонических процессов, которые предшествовали рудоотложению и сопутствовали ему.

В контуре рудного тела можно выделить три основные группы трещин:

1. Пологие, в основном межпластовые трещины, по-видимому, унаследовавшие первичную слоистость девонских пород. Эти трещины обычно хорошо фиксируются в обнажениях и выделяются среди прочих трещин характерными элементами залегания и наличием в них рассланцованного и перемятого микрокварцита. На основании замеров этих трещин была выявлена куполовидная структура в микрокварцитах рудного тела А. Пластовая отдельность разбивает микрокварциты на отдельные «пласты» мощностью 0,5—1,5 м, благодаря чему они по виду очень напоминают грубослойистые известняки.

2. Трещины, сохраняющие элементы залегания в пределах всего месторождения. Трещины данной системы обусловлены общим планом тектонических деформаций всего участка.

3. Невыдержанные короткие трещины непостоянной ориентировки, связанные с межпластовыми подвижками.

Межпластовые трещины морфологически однообразны и сами относительно редко вмещают рудные прожилки. Обычно они выполнены в той или иной степени размятым и рассланцованным микрокварцитом, содер-

жащим иногда линзовидные выделения сфалерита с пиритом и другими сульфидами.

Во второй группе трещин по морфологическим особенностям и характеру выполнения различаются две разновидности.

А. Относительно мощные зоны брекчирования («развалунивания») и серицитизации, характеризующиеся сложным строением. Сульфидное оруденение развито в виде сплошных скоплений и серий прожилков с гнездообразными раздувами. Обычно мощность их составляет 10—15 см, но местами увеличивается до 0,5—1,5 м. Кварц и барит в этих зонах брекчирования и серицитизации обычно имеют резко подчиненное значение. Рассматриваемые зоны имеют значительную протяженность и ориентированы преимущественно в двух направлениях: близком к меридиональному, с крутым падением на запад и реже на восток (эта ориентировка характерна для западного фланга месторождения) и в северо-восточном (реже северо-западном), с падением соответственно к юго-востоку и юго-западу под углами 40—60°. Северо-восточное простирание более характерно и аналогично элементам залегания диабазовых даек в микрокварцитах.

Б. Тонкие баритовые и кварцево-баритовые жилки, в той или иной степени минерализованные сульфидами и обладающие довольно выдержанными элементами залегания. Максимальное количество этих жилок на западном фланге рудного тела А ориентировано параллельно «основному» нарушению; по мере удаления от него к востоку эта ориентировка жилок сохраняется, однако значительное число прожилков приобретает северо-восточное и северо-западное простирание, с падением к югу под углами 35—60°.

Наиболее многочисленны трещины, выделенные в третью группу, характеризуются неравномерностью проявления внутри рудного тела А и создают впечатление хаотической трещиноватости. На отдельных участках рудного тела они образуют сгущения, на других же наблюдаются только единичные прожилки и просечки. Мощность прожилков варьирует в широких пределах: от микроскопических (наблюдаемых только в шлифах) до прожилков с раздувами в 10—15 см. Морфология их обычно сложна; как правило, отмечаются изменчивые элементы залегания, неровные поверхности контактов, непостоянные мощности и незначительная протяженность по простиранию.

Рассмотрим особенности третьей группы трещин на типичном примере. Микрокварциты разбиты двумя системами трещин (рис. 8). Первая из них представлена трещинами пластовой отдельности (азимут падения 30°, угол падения 35—55°) и сопряженными с ними пологопадающими трещинами, которые выделяются среди других незначительным присутствием сульфидных и жильных минералов, и выполнены размятым рассланцованным микрокварцитом. Нередко в этих трещинах развита тектоническая глина трения. В целом сочетания пологих трещин создают картину разлинзования породы.

Вторая система — это трещины, выполненные кварцем, баритом и сульфидами. Они представляют собой главным образом трещины отрыва и реже трещины скола, встречающиеся в отдельных линзах. Как видно на зарисовке (см. рис. 8), большинство рудных прожилков тупо выклинивается у пологих зон перетирания, обычно «растекаясь» и расщепляясь вблизи контакта. На левой части рисунка схематически показана тонкая трещиноватость микрокварцита, использованная частично кварцевыми, баритовыми и сульфидными прожилками. На правой части зарисовки можно видеть, что эта трещиноватость оказывает влияние на морфологию более мощных прожилков.

Образование наиболее распространенной («хаотической») трещиноватости следует связывать с тектоническими подвижками, происходившими по плоскостям пластовой отдельности. В результате этих подвижек первоначально происходило разлинзование микрокварцитов. При дальней-

ших деформациях отдельных линз образовались трещины скола и отрыва, в которых и отлагались рудные и жильные минералы, в то время как пологие трещины оставались притертыми и проникновение в них гидротермальных растворов было затруднено.

В микрокварцитах рудного тела *A* выделяются отдельные пачки, подвергшиеся более интенсивному дроблению; как правило, они ограничены довольно мощными (до 30—50 см) зонами рассланцевания. Именно такие пачки сильно трещиноватых микрокварцитов представляют собой участки типичного прожилкового оруденения и заметно обогащены полезными компонентами.

Таким образом, трещиноватость, использованная гидротермальными рудоносными растворами, обусловлена тектоническими движениями. Эти

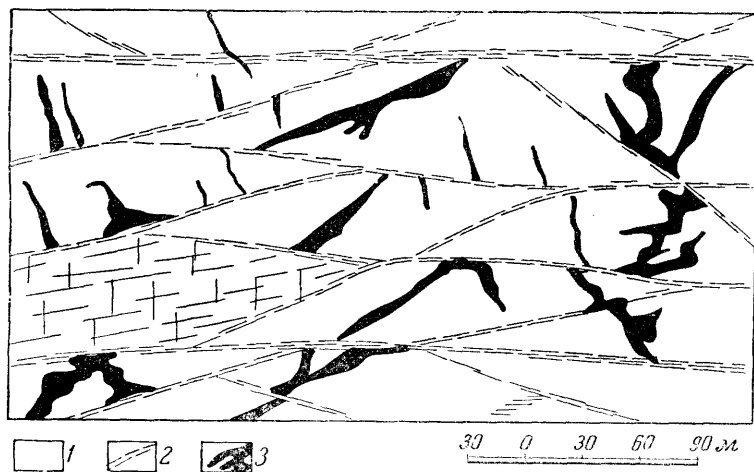


Рис. 8. Две системы трещин в микрокварцитах
1 — микрокварцит; 2 — пологозалегающие трещины рассланцевания; 3 — кварцево-барито-сульфидные прожилки

последние вызывали межпластовые проскальзывания и разбивали массивы микрокварцитов и другие слагающие породы системами трещин, характерными для всего участка месторождения. Наблюдавшиеся взаимопересечения прожилков различного состава показывают, что вторая из групп трещин была выполнена в большей мере минеральными ассоциациями поздних генераций.

Анализ особенностей минерализованных трещин и причин их образования сам по себе еще не может в нашем случае дать полное представление о свойствах рудного тела в целом, с точки зрения размещения в нем полезных металлов. Для относительно мощных рудных тел с неясными очертаниями контуров промышленных руд, характеризующихся невысокими содержаниями ведущих компонентов и широким ореолом убогой минерализации, очень интересный материал дает геометризация оруденения. Проведенная нами обработка данных бороздowego опробования, подобная сделанной В. М. Гудковым (1954) для одного из алтайских полиметаллических месторождений, кроме помощи в решении чисто практических задач (оконтуривание промышленных руд, блокировка запасов, проектирование горных выработок и пр.), явилась вспомогательным материалом для структурного анализа месторождения.

Так, в частности, было установлено, что богатые руды образуют столбообразные скопления. Наиболее четко такой обогащенный участок выделяется на западном фланге рудного тела *A* в непосредственной близости

сти от «основного» нарушения. При этом характерно, что контур богатых руд не обрывается у «основного» нарушения, а плавно замыкается, имея максимум в некотором удалении от него. Подобное поведение оруденения вблизи нарушения полностью согласуется с предположением о его дорудном возрасте и непроницаемости («притертости») при формировании оруденения. Вместе с тем сопоставление погоризонтных планов с изолиниями равных содержаний металлов дало возможность ответить и на вопрос о склонении богатых рудных столбов; так, для рудного тела А отчетливо обозначилось северо-восточное склонение.

З а к л ю ч е н и е

Проведенные детальные наблюдения на изученном месторождении позволили решить некоторые спорные вопросы и высказать ряд соображений практического порядка о направлении дальнейших разведочных работ. К числу наиболее важных геологических выводов относятся следующие.

Формирование полиметаллического месторождения происходило после того, как девонские вулканогенно-осадочные толщи претерпели складчатые и разрывные деформации.

Складчатость и тектонические трещины обусловили благоприятные условия для рудоотложения: месторождение структурно контролируется сочетанием флексурной складки с дорудным поперечным («основным») нарушением. Продолжения рудного тела к западу от нарушения не существовало.

Формирование «основного» нарушения произошло до интрузии диабазов, гидротермального изменения девонских пород и собственно рудного процесса. По-видимому, плоскость сбрасывателя с тектонической глиной трения в сочетании с прилегающими глинистыми породами, характеризующимися плохой проницаемостью для гидротермальных растворов и неблагоприятностью для метасоматического замещения, играла роль экранирующей поверхности в процессе рудоотложения. В связи с этим максимальная мощность рудного тела и высокие концентрации руд наблюдаются вблизи нарушения. Отметим, что буровые разведочные работы последних лет подтвердили важную роль «основного» нарушения в формировании рудных скоплений и его дорудный возраст. На продолжении «основного» нарушения к югу была обнаружена залежь полиметаллических руд, структурные взаимоотношения которой с этим нарушением близки к описанным выше для рудного тела А.

Поскольку все поперечные по отношению к складчатости тектонические разрывы в Змеиногорском районе считались прежними исследователями послерудными, в свете полученных результатов необходимо обращать особое внимание на поперечные трещины при поисках и разведочных работах, так как именно в связи с ними возникают концентрированные скопления полиметаллических руд.

В период рудоотложения и в непосредственной преддверии его тектонические импульсы на месторождении проявлялись в виде малоамплитудных подвижек. Существенных тектонических перемещений после образования рудных тел не происходило.

Диабазовые дайки Змеиногорского месторождения являются дорудными образованиями, внедрились они после интенсивного околорудного изменения вмещающих девонских пород, т. е. образования микрокварцитов, но до проникновения гидротермальных растворов, образовавших рудные прожилки и зоны сульфидной минерализации. Перед внедрением диабазовой магмы произошли тектонические подвижки, вызвавшие брекчирование микрокварцитов рудных тел. Трещины, вмещающие дайки, являются оперяющими по отношению к «основному» нарушению.

Диабазовые дайки по времени образования близки полиметаллическому оруденению, и это обстоятельство следует учитывать при изучении полиметаллических месторождений в северо-западных районах Алтая.

Сульфидная минерализация развита в рудных телах неравномерно в виде прожилков и зон брекчирования и рассланцевания. Образование трещин в микрокварцитах связано с тектоническими деформациями. Обогащенные участки с высокими содержаниями полезных компонентов представляют собой рудные столбы, фиксирующиеся главным образом вблизи дорудных нарушений и в небольших складках осложнение. Преимущественное направление склонения рудных столбов кругое северо-восточное, согласующееся с общим погружением складчатых структур района.

ЛИТЕРАТУРА

Вольфсон Ф. И. Структуры рудных месторождений. В кн. «Основные проблемы изучения магматогенных месторождений». Изд. АН СССР, 1955.

Гармаш А. А., Сафонов Г. А., Сидоренко З. В. Новые данные о возрастных соотношениях диабазовых даек и полиметаллического оруденения Змеиногорского месторождения на Алтае. Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 19. Госгеолтехиздат, 1956.

Григорьев И. Ф. Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Тр. IV Всес. геол. конф. по цветным металлам, вып. III, 1932.

Иванкин П. Ф. К вопросу о рудоносных структурах эндогенных месторождений Алтая. Разв. недр, № 3, 1951.

Майер Г. Н. Змеиногорск. Горн. журн. т. IV, 1905.

Тимофеевский Б. А. О рудоносности и структуре Змеиногорского месторождения. Сов. геол., № 2—3, 1940.

Тимофеевский Д. А. Геолого-петрографическая характеристика Змеиногорского золоторудного месторождения. Тр. «НИГРИЗолото», вып. 10. 1938.

В. Ф. ЧЕРНЫШЕВ

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДОЛПРАН

Рудное поле месторождения Долпран располагается на южном склоне Тасса-Кеминского хребта, входящего в систему северных дуг Тянь-Шаня. В строении этой части Тяньшаньских гор участвует широкий комплекс пород, представленный допалеозойскими метаморфическими толщами, отложениями почти всех отделов палеозоя и кайнозойскими осадками. Существенную роль в строении района играют магматические породы допалеозойской, каледонской и варисской фаз тектогенеза.

Главной структурной единицей района является антиклинорий с осью, вытянутой в северо-восточном направлении, и крыльями, усложненными складчатостью второго, третьего и более мелких порядков. К осевой части Тасса-Кеминского хребта приурочены крупные интрузивы гранитоидов каледонского и варисского возраста. С ними связаны дайки различного петрографического состава и разнообразные продукты послемагматической деятельности. В крыльях и осевой части антиклинория прослеживаются крупные разрывы, примерно параллельные его оси, сопровождающиеся диагональными опережающими нарушениями. Месторождение Долпран расположено на южном крыле антиклинория и приурочено к одному из опережающих нарушений.

Формирование геологической структуры района происходило в несколько фаз складчатости, от докембрийских до альпийской включительно. Это подтверждается отчетливо увеличивающейся крутизной углов падения слоев при прослеживании разреза от более молодых к более древним породам. Как правило, отложения третичного возраста характеризуются пологими углами падения. В породах силурийского возраста углы падения крыльев складок достигают 60° . Крылья складок в допалеозойских толщах имеют углы падения до 90° , а иногда опрокинуты. Столь же длительным было и формирование разрывов. Ко многим из них приурочены жиллообразные магматические тела, возникшие в различные тектономагматические фазы, а также гидротермальные образования различного возраста.

Вдоль наиболее крупных разрывов в альпийскую фазу тектогенеза происходили значительные вертикальные перемещения, обусловившие расчленение характеризуемой области на узкие, вытянутые в северо-восточном направлении зоны глыбовых поднятий и опусканий. Одно из таких поднятий приурочено к осевой части Тасса-Кеминского хребта.

Месторождение Долпран и его район изучались геологами конторы Средазолоторазведка А. С. Федоренко, Н. Н. Попковым, В. К. Кривокрысовым, С. А. Наумовым, Н. А. Яковлевой, В. Ф. Чернышевым и др. В основу настоящей статьи легли материалы автора о геологическом строении рудного поля и о закономерностях размещения обогащенных рудных участков в пределах разломов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РУДНОГО ПОЛЯ

Рудное поле сложено толщей гнейсов и амфиболовых сланцев допалеозойского возраста, магматическими породами и сложным комплексом гидротермальных образований (рис. 1). Гнейсовая толща обнажается в центральной и южной частях района в блоке площадью около 3 км². Амфиболовые сланцы и амфиболиты выходят на крайнем северо-западе рудного поля. Гнейсовый блок центральной и южной частей рудного поля со всех сторон окружен интрузивными породами: с востока и юго-востока

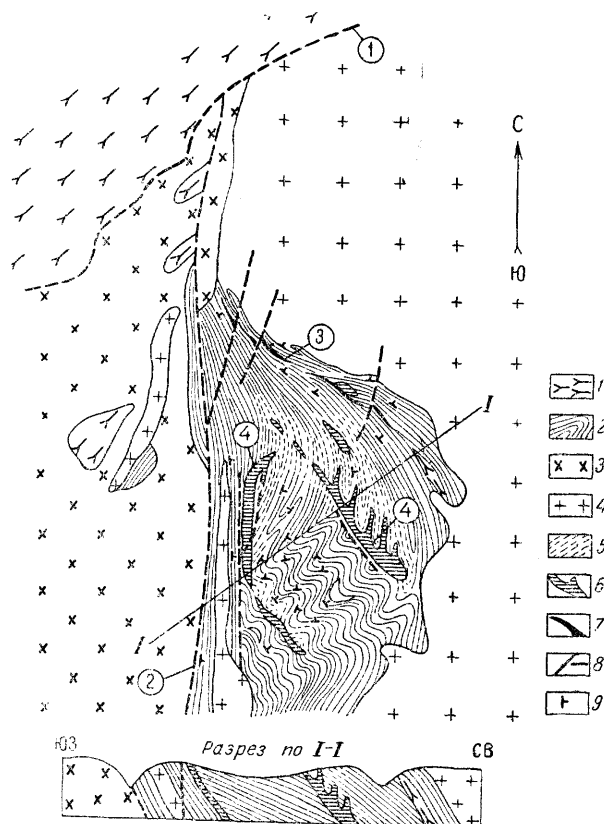


Рис. 1. Схема геологического строения рудного поля месторождения Долпран

1 — амфиболовые сланцы; 2 — хлорито-биотитовые гнейсы; 3 — гранит-аплиты и мигматиты; 4 — гранодиориты; 5 — грейзенизированные гнейсы; 6 — кварцево-турмалиновые породы; 7 — кварцево-хлоритовые породы с реликтами гнейсов; 8 — зоны кварцево-карбонатно-хлоритовой и карбонат-серпентинной минерализации; 9 — элементы залегания гнейсов. Цифры в кружках показывают разрывы: 1 — Тасса-Кеминский, 2 — Долпран-Балыксуиский, 3 — Долпранский, 4 — Турмалиновые

гранодиоритами каледонского возраста, с запада — гранит-аплитами и аляскиновыми гранитами.

Древняя толща центральной части рудного поля в основном сложена хлорито-биотитовыми гнейсами, среди которых встречаются прослои аплито-гнейсов, амфиболовых сланцев, амфиболитов, серпентинизированных основных, ультраосновных и серпентинизированных карбонатных пород. Наличие в этой толще прослоев карбонатных пород позволяет относить ее к парагнейсам.

Гнейсы характеризуются темно- и светло-серой окраской и отчетливым полосчатым сложением, обусловленным чередованием линзочек и полосок породы, обогащенных светлыми или темными минералами. Как

правило, гнейсы несколько рассланцованы в направлении, параллельном полосчатости. Ориентировка полосчатости и сланцеватости гнейсов совпадают с ориентировкой их контактов с линзами и прослоями амфиболитов и карбонатных пород.

В шлифах устанавливается лепидобластическая или гранобластическая структура породы. В обогащенных амфиболом разностях гнейсы приобретают нематобластический облик. Порода сложена округлыми, линзовидными или пластинчатыми зернами плагиоклаза, ортоклаза, кварца, биотита, хлорита и реже игольчатыми зернами амфибола. Иногда присутствуют серицит и мусковит. Для аплитогнейсов характерна белая окраска и полевошпатово-кварцевый состав. Темноцветные минералы в них почти отсутствуют.

В амфиболитах и амфиболовых сланцах отмечается заметное преобладание кислого плагиоклаза над кварцем и калиевым полевым шпатом, а также повышенное содержание зеленой роговой обманки. Структура амфиболовых сланцев обычно мелкозернистая, нематобластическая. Для амфиболитов характерна гранобластовая структура. Серпентиниты района обычно имеют черную или темную бутыльно-зеленую окраску, для них типична волокнисто-петельчатая структура замещения с призмами баститов и реликтами пироксена. Серпентинизированные доломиты характеризуются светло-желтой и желтовато-бурой окраской и гранобластической структурой. Макроскопически в них иногда наблюдается полосчатость, обусловленная чередованием линзовидных агрегатов, сложенных карбонатом или волокнами серпентина. Последний составляет меньшую часть породы.

Аплито-гнейсы, амфиболиты, амфиболовые сланцы и серпентинсодержащие породы обычно образуют мелкие линзы мощностью в первые единицы метров и протяженностью не более первых десятков метров. Чаще всего они располагаются в замковых частях антиклинальных и реже синклинальных складок. Карбонат-серпентиновые породы, кроме того, образуют крупное жилеобразное тело с меридиональным простиранием и крутым падением, приуроченное к разрыву, отчетливо секущему гнейсы. Амфиболиты и серпентиниты наиболее распространены среди гнейсов в южной части рудного поля.

Толща гнейсов центральной части рудного поля смята в мелкие складки северо-восточного простирания, оси которых полого погружаются к северо-востоку. Расстояния между осями смежных антиклинальных и синклинальных складок редко достигают 400—500 м и в среднем составляют 200—300 м. При этом для южной части рудного поля характерны более широкие и более пологие складки, а для северной — более узкие, тесно сжатые складки соответственно с более крутыми крыльями.

Северо-восточное простирание осей складок характерно лишь для центральной части блока, сложенного гнейсами. Северо-восточнее простирание складок по мере приближения к контакту с гранодиоритами меняется сначала на меридиональное, а затем на северо-западное. Непосредственно у контакта в зоне шириной до 400 м наблюдается опрокидывание осевых плоскостей складок к юго-западу, и гнейсовая толща характеризуется однообразным падением к северо-востоку. На отдельных участках этой зоны при детальном картировании удается распознать замковые части складок с осями, погружающимися к северу.

В юго-западном направлении, при приближении к контакту с массивом гранит-аплитов, осевые плоскости складок в гнейсовой толще постепенно меняют свое простирание с юго-западного на южное. В зоне самого контакта также отмечается опрокидывание складок к западу, обуславливающее однообразное моноклиналиное кругое падение гнейсовой толщи к востоку. Подчеркнутые особенности складчатого строения в породах гнейсового комплекса отчетливо видны на геологической карте рудного поля (см. рис. 1).

Древняя, допалеозойская свита амфиболовых сланцев и амфиболитов северо-западной части рудного поля характеризуется однообразным северо-восточным простиранием.

Гранит-аплитам западной части рудного поля присущи белая окраска и гипидиоморфная или аллотриоморфная зернистая структура. Иногда в них отмечаются порфириовидные и гнейсовидные текстуры. Сложены они кислым, обычно альбитизированным плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем. В плагиоклазе изредка присутствуют пертитовые вроски альбита. Темноцветные минералы представлены редкими чешуйками хлоритизированного биотита, акцессорные — апатитом, цирконом и магнетитом. Порфириовые вкрапленники в порфириовидных разностях представлены плагиоклазом, кварцем и изредка пластинками биотита и мусковита. Основная масса в порфириовых и порфириовидных разностях нередко характеризуется гранофириовым или микропегматитовым сложением.

Описанные породы в пределах рудного поля несут обильные сильно мигматизированные ксенолиты гнейсов и амфиболовых сланцев. По данным Д. Н. Елютина, на значительных площадях к западу от рудного поля они имеют облик типичных мигматитов. До 1952 г. считалось, что гранит-аплиты западной части рудного поля имеют поздневарисский возраст. Позже в результате геологической съемки масштаба 1:100 000, осуществлявшейся Киргизским геологическим управлением, были установлены факты, заставившие усомниться в молодом возрасте этих пород, петрохимически значительно отличных от бесспорно варисских аляскитовых гранитов района. Д. Н. Елютин, проводивший съемку, допускает древний возраст гранит-аплитов района месторождения Долпран, так как они пересечены дайками ранневарисского возраста.

Гранодиориты каледонского возраста, обнажающиеся в восточной части района, макроскопически представляют собой серые и темно-серые породы с зернистой, а у контактов с отчетливой гнейсовидной текстурой. Под микроскопом устанавливается, что они сложены кислым плагиоклазом и амфиболом, реже биотитом, небольшими количествами кварца и калиевого полевого шпата. Минералы-примеси в них представлены апатитом, сфеном, цирконом и рудным минералом. Кроме восточной части района, гранодиориты отмечаются в западной части рудного поля, где они образуют крупное жилообразное тело меридионального простирания, залегающее в гнейсах.

Контакты гранодиоритов и гранит-аплитов с гнейсами имеют исключительно сложное строение. Они отличаются зазубренностью и обилием апофиз в гнейсах. Особенно большое количество ответвлений различной мощности дают аплиты и гранит-аплиты. Как правило, они сопровождаются зонами тонкой инъекции, развивающейся в гнейсах по сланцеватости и образующей типичные мигматиты. По данным горных и буровых работ, контакт гранодиоритов с гнейсами в восточной части рудного поля падает к востоку и северо-востоку под углом около 60°.

Жильная фация магматических пород представлена дайками аплитов, пегматитов, микродиоритов и диоритовых порфириов. Аплиты широко распространены в пределах района и образуют часто встречающиеся линзы и дайки, располагающиеся в гнейсах параллельно их сланцеватости и реже под углом около 45° к осям складок. Наиболее крупные линзообразные тела аплитов локализируются в замковых частях складок. Пегматиты редки и встречаются главным образом в южной части рудного поля; в виде маломощных жил они секут гнейсы и амфиболовые сланцы под углом около 45° к направлению их сланцеватости. В аплитах и пегматитах на контакте их с гнейсами нередко наблюдаются участки, обогащенные темноцветными минералами и характеризующиеся реликтовой гнейсовой текстурой.

Диоритовые порфириты и микродиориты наблюдаются в виде даек, секущих гнейсы и аплитовые жилы почти под прямым углом к ориентировке осевых плоскостей складок в центральной части рудного поля и параллельно сланцеватости в его северо-восточной части. Для даек этого типа характерно северо-западное простирание и крутые углы падения. Они представляют собой породы серой или темно-серой окраски, порфирированного или мелко-равномернозернистого сложения. Порфирированные выделения в них представлены плагиоклазом, роговой обманкой и реже — биотитом. Основная масса состоит из мелких зерен плагиоклаза, амфибола и малых количеств кварца и калиевого шпата. Плагиоклаз всегда сильно серицитизирован, амфибол хлоритизирован и иногда эпидотизирован. Часто наблюдаются неправильные «ломаные» контакты даек с вмещающими гнейсами. Наибольшее количество даек микродиоритов и порфиритов отмечается в северо-восточной части рудного поля.

Большим распространением в пределах рудного поля пользуются нарушения сплошности пород, обычно сопровождающиеся интенсивным гидротермальным изменением зальбандов. Некоторые из нарушений выполнены дайками и линзами интрузивных пород. Наиболее крупными нарушениями в районе являются так называемые Тасса-Кеминский, Долпран-Балыксуиский и Долпранский разрывы. Первый приурочен к юго-восточному контакту толщи амфиболовых сланцев, обнажающихся в северо-западной части района, с гранодиоритами и аплитами. К этому разрыву приурочены зоны брекчий с кварцевым и баритовым цементом и баритовые и кварц-баритовые жилы. Вдоль разрыва располагаются многочисленные родники; на водоразделах мелких поперечных хребтов с этим нарушением связано образование седловин.

Долпран-Балыксуиский разрыв, по-видимому, причленяется к Тасса-Кеминскому разрыву с юга, он прослеживается по всей площади рудного поля. Морфологически Долпран-Балыксуиское нарушение представляет собой сложную зону, состоящую из нескольких кулисообразно расположенных нарушений меридионального простирания и крутыми углами падения к востоку. К характеризуемому нарушению приурочены: крупное жиллообразное тело каледонских гранодиоритов и мощные зоны кварцево-карбонатно-хлорито-серпентинового состава. В зоне нарушения иногда наблюдаются линзы кварцево-турмалиновых пород и участки грейзенизации. Выполняющие разрыв гидротермальные образования всегда сопровождаются рассеянной вкрапленностью сульфидов, представленных главным образом пиритом, халькопиритом и галенитом.

К Долпран-Балыксуискому разрыву приурочена полоса серпентинизированных, оталькованных и окварцованных карбонатных пород мощностью до нескольких метров и протяженностью в сотни метров. По данным С. А. Наумова, в южной части рудного поля эта полоса смыкается с выходами мраморизованных карбонатных пород (доломитов?) допалеозойского возраста. Это обстоятельство позволяет рассматривать карбонатные породы Долпран-Балыксуиского разрыва как «тектоническую прокладку», выжатую в разрыв в процессе его формирования. Многочисленные замеры ориентировки гнейсов в зальбандах нарушения указывают на то, что оно сечет эти породы под некоторым углом к простиранию. Лишь непосредственно у разрыва гнейсы имеют меридиональное, параллельное разрыву простирание и крутое падение к востоку.

Долпранское нарушение представляет большой интерес, так как с ним связаны наиболее крупные золоторудные тела. Оно приурочено к зоне контакта гнейсов и гранодиоритов каледонского возраста. Вдоль него располагаются многочисленные дайки и линзы гранодиоритов, дайки гранит-аплитов и мелкие линзы кварцево-турмалиновых, грейзенизированных и карбонат-серпентинизированных пород. Устанавливается сложное строение разрыва, образованного несколькими кулисообразно расположенными зонами интенсивно рассланцованных и минерализованных

ных пород, характеризующихся изменчивым северо-западным простиранием и падением под углом около 60° в северо-восточном направлении.

В центральной части сложенного гнейсами блока пород устанавливаются еще два более мелких нарушения, названных нами «турмалиновыми». Первое из них параллельно Долпран-Балыксуйскому разрыву и располагается в его восточном зальбанде, на левобережье р. Балык-су. Оно сечет гнейсы под углом около 45° по отношению к осям складчатости в них и имеет восточное падение (углы $45-60^\circ$). Нарушение выполнено кварцево-турмалиновыми породами и сопровождается грейзенизированными гнейсами.

Второе «турмалиновое» нарушение располагается параллельно Долпранскому разрыву и находится примерно на расстоянии 300 м к юго-западу от него на правобережье р. Долпран. Оно имеет северо-западное простирание и падение на северо-восток под углом около $40-50^\circ$. Так же, как и предыдущее нарушение, оно выполнено кварц-турмалиновыми породами и сопровождается интенсивно грейзенизированными гнейсами. С лежащего бока кварцево-турмалинового тела к нему приурочены мелкие линзы кварцево-хлоритовых, кварцево-серпентиновых и тремолит-актинолитовых пород. Со стороны висячего бока приуроченное к разрыву жилособразное тело кварцево-турмалиновых пород сопровождается многочисленными оперяющими жилами кварцево-турмалинового состава, имеющими мощность от нескольких сантиметров до нескольких метров, с меридиональным простиранием и крутыми углами падения. Выполненные турмалином нарушения центральной части рудного поля сопровождаются зонами грейзенизированных пород значительно более мощными в висячем зальбанде, нежели в лежащем.

Широко распространены, особенно в северо-восточной части рудного поля, более мелкие крутопадающие трещины северо-восточного простирания, выполненные жилами гребенчатого кварца и кварцево-карбонатными жилами с сульфидами. Эти трещины пересекают и смещают Долпранский разрыв, выполняющие его золоторудные тела и линзы кварцево-турмалиновых пород. Гидротермально измененные породы широко развиты на всей площади рудного поля. Однако наиболее интенсивные гидротермальные изменения пород, приводящие к глубокой переработке первоначального минералогического состава исходных пород, проявляются в сложенном гнейсами блоке центральной части рудного поля и в его контактах с вмещающими гранодиоритами и гранит-аплитами. По структурам замещения и прямым пересечениям отчетливо устанавливается, что почти все разновидности гидротермально-измененных пород развились позже пород гнейсовой толщи и магматических пород района. Исключение представляют тремолит-актинолитовые породы, место которых в общей схеме последовательности гидротермальных образований рудного поля не ясно. До последнего времени формирование гидротермальных пород рудного поля на основании взаимоотношения их с гранит-аплитами связывалось с послемагматической гидротермальной деятельностью поздневарисского возраста. Как указывалось ранее, в настоящее время варисский возраст гранит-аплитов вызывает сомнения. Соответственно вызывает сомнения и варисский возраст гидротермальных образований Долпрана, которые по своему химизму, к тому же, весьма отличны от гидротермальных комплексов бесспорно поздневарисских пород смежного Актюзского месторождения.

Среди гидротермальных образований рудного поля месторождения Долпран выделяются следующие наиболее четко обособленные во времени и пространстве минералогические комплексы:

- 1) грейзенизированные и кварцево-турмалиновые породы;
- 2) тремолит-актинолитовые породы;
- 3) кварцево-хлоритовые и существенно хлоритизированные и окварцованные породы с сульфидной минерализацией;

- 4) кварцево-карбонатно-хлорито-серпентиновые породы;
- 5) жилы белого гребенчатого кварца, кварцево-карбонатные и баритовые жилы.

Грейзенизированные и кварцево-турмалиновые породы наиболее распространены в центральной части сложенного гнейсами блока, где они локализуются в упоминавшихся выше секущих крупных нарушениях. Наблюдения показывают, что кварцево-турмалиновые породы всегда сопровождаются грейзенами, мощность которых, как правило, тем больше, чем больше мощность кварцево-турмалиновых пород. Грейзены светло-серые или желтовато-серые, с гранобластической или лепидобластической структурой. Сложены они волнисто-угасающим кварцем, калиевым полевым шпатом и мусковитом. В некоторых случаях в них присутствуют кордиерит и андалузит; всегда наблюдаются единичные зерна турмалина, апатита, пирита и топаза. Грейзены развиваются по всем породам, содержащим достаточное количество плагиоклаза. Кварцево-турмалиновым породам присуща темно-серая до черной окраска. Макроскопически это массивные, иногда брекчиевидные породы. Главнейшие слагающие их минералы — кварц и турмалин. В шлифах, кроме того, устанавливается реликтовый мусковит и зерна пирита. Отмечены две генерации турмалина. Первая, более ранняя, образует мелкие идиоморфные или округлые, как бы оплавленные, плавающие в кварце, зерна густой темно-зеленой окраски с резким плеохроизмом. Вторая, более поздняя генерация турмалина наблюдается в секущих кварц жилах и идиоморфных призматических зернах, цементирующих вместе с кварцем второй генерации обломки турмалина и кварца первой генерации. Турмалин второй генерации окрашен значительно светлее, нежели турмалин первой генерации. Характерна преимущественная концентрация турмалина первой генерации в лежащем боку разрывов, вдоль которых они развиваются, а турмалин второй генерации — в их висячих боках.

Наиболее крупные тела кварцево-турмалиновых пород характеризуются следующими элементами залегания: 1) северо-западное простирание с падением на северо-восток под углом около 40° , 2) почти меридиональное простирание с падением под углом около 60° на восток, 3) север-северо-восточное простирание с падением на юго-восток под углом около 60° . Мелкие жилки кварцево-турмалинового состава иногда имеют почти широтное простирание и падение на север под углами около $35-60^\circ$.

Тремолит-актинолитовые породы распространены незначительно. Они встречаются на юго-восточном фланге Долпранского разрыва и турмалинового разрыва правобережья р. Долпран. Н. Н. Попков указывает, что среди тремолит-актинолитовых пород наблюдаются реликты серпентинитов. В альбандах зон кварцево-хлоритовой и сульфидной минерализации тремолит-актинолитовые породы претерпевают оталькование, при более сильных изменениях в них появляются кварц, хлорит и сульфиды. Взаимоотношения кварц-турмалиновых и тремолит-актинолитовых пород не ясны. Макроскопически тремолит-актинолитовые породы имеют серую или зеленовато-серую окраску. Они сложены крупными (в длину до 3—5 см, редко более) шестоватыми, часто радиально расположенными зернами лучистого амфибола. Тремолит-актинолитовые породы располагаются в разрывах северо-западного простирания, падающих к северо-востоку.

Кварцево-хоритовые породы в виде отдельных мелких линз и зонк встречаются в большинстве нарушений сплошности пород, имеющих северо-западное, северо-восточное и меридиональное простирание; наиболее крупные тела они образуют в зоне Долпранского разрыва. Макроскопически обычно это сланцеватые породы, сложенные мелкими перемежающимися линзочками и тонкими полосовидными агрегатами, обогащенными или целиком образованными стекловидным и молочно-белым

кварцем, хлоритом и реликтовыми минералами исходного замещаемого гнейса (плагноклазами, биотитом и полупрозрачным серым кварцем).

Хлорит в них представлен двумя разновидностями пеннина, характеризующимися положительными и отрицательными удлинениями. Первая разновидность имеет серую и сизую аномальную интерференционную окраску. Для второй обычно серовато-бурая аномальная окраска интерференции. Первый хлорит широко распространен как в слабо хлоритизированных и окварцованных гнейсах, так и в типичных кварцево-хлоритовых породах. Хлорит с серовато-бурым аномальным интерференционным окраской и отрицательным удлинением наблюдался в кварцево-хлоритовых породах, выполняющих нарушения сплошности пород. Как правило, в породе присутствуют обе разновидности хлорита. В тех случаях, когда количество хлорита с отрицательным удлинением резко возрастет, он наблюдается также в жилах, секущих породу.

Нередко кварцево-хлоритовые породы несут тонкую рассеянную вкрапленность халькопирита и пирита. Эти породы, образовавшиеся по гранодиоритам или каким-либо другим породам зернистого сложения, сами имеют зернистое сложение. Более молодой возраст кварцево-хлоритовых пород по сравнению с кварцево-турмалиновыми и тремолит-актинолитовыми устанавливается однозначно по явлениям рассланцевания, сопровождающимся хлоритизацией, появлением мелкой вкрапленности халькопирита и тонких жилок стекловидного кварца. Жилки длиннопризматического молочно-белого кварца широко распространены; как правило, имеют незначительные мощности и небольшую протяженность. Молочно-белый кварц сопровождается крупными зернами сульфидов, представленным главным образом халькопиритом и пиритом.

Взаимоотношения жил кварца этого типа со стекловидным кварцем кварцево-хлоритовых пород устанавливается совершенно определенно по отчетливым пересечениям, указывающим на более древний возраст последних. Взаимоотношения их с кварцево-карбонатно-серпентин-хлоритовыми породами, с карбонатными и кварцево-карбонатными жилами не ясны. В шлифах часто наблюдаются пересечения длиннопризматического кварца жилами карбоната и иногда хлорита. Весьма возможно, что образование жил белого гребенчатого кварца предшествовало формированию кварцево-карбонатно-хлорит-серпентиновых пород.

Породы последнего состава развиваются в нарушениях северо-восточного, северо-западного, меридионального и почти широтного простираний с падением к востоку и северу. В зависимости от состава пересекаемых пород меняются количественные соотношения слагающих их минералов. На участках развития гнейсов эти породы характеризуются сланцеватым сложением и малым содержанием серпентина и карбоната; среди амфиболов, амфиболовых сланцев и даек диоритовых порфиритов в них наблюдаются повышенные содержания карбоната. В зоне Балыксуйского разрыва кварцево-карбонатно-хлорит-серпентиновые породы образуются, по-видимому, по доломитам. Здесь они богаты антигоритом и кальций-магнезиально-железистыми карбонатами и характеризуются незначительной примесью кварца и хлорита. Во всех случаях в описываемых породах отмечаются примеси мелких зерен пирита, реже халькопирита, галенита и арсенипирита.

Кварцево-карбонатные и карбонатные жилы, обычно незначительные по масштабам, как правило, сопровождаются интенсивной карбонатазацией, окварцеванием, хлоритизацией и иногда заметной серпентинизацией зальбандов. Эти жилы всегда содержат зерна галенита, пирита и реже халькопирита. По-видимому, они формировались более или менее одновременно с образованием кварцево-карбонатно-хлорит-серпентиновых пород. Для наиболее крупных жил кварцево-карбонатного и карбонатного состава характерно северо-восточное простирание и крутые углы падения. Ориентировка мелких жил совпадает с ориентиров-

кой зон кварцево-карбонатно-хлоритовых пород. Зоны и жилы охарактеризованного минералогического комплекса отчетливо пересекают и смещают кварцево-турмалиновые и кварцево-хлоритовые породы.

Баритовые и кварцево-баритовые жилы отмечаются в юго-восточной части описываемого района, их мощность не превышает первых дециметров и протяженность превосходит первые десятки метров. Кроме крупнопластинчатого барита и белого длиннопризматического кварца, в них отмечаются редкие зерна флюорита, карбонатов, пирита, галенита и халькопирита. Для жил этого состава наиболее характерно северо-восточное простирание и крутые углы падения к юго-востоку и северо-западу.

В распределении гидротермальных образований в пределах рудного поля наблюдается четкая зональность, проявляющаяся в следующем: наиболее крупные скопления кварцево-турмалиновых и грейзенизированных пород располагаются в разрывах в средней части блока гнейсов. Наиболее крупные зоны более низкотемпературных кварцево-хлоритовых и кварцево-карбонатно-хлорит-серпентиновых пород располагаются по периферии сложенного гнейсами блока, у контакта его с интрузивными породами, гранодиоритами с востока и северо-востока и гранит-аплитами с запада. Кварцево-карбонатные и баритовые жилы также встречаются чаще в зоне контакта гнейсов с окружающими их магматическими породами, чем в средней части сложенного гнейсами блока пород.

Послеминерализационные нарушения в пределах Долпранского рудного поля распространены широко. Они обычно развиваются вдоль более ранних минерализованных нарушений и, как правило, сопровождаются перемещениями незначительной амплитуды. Наиболее крупными трещинами этого этапа формирования структуры рудного поля являются нарушения в плоскости Долпранского и Долпран-Балыксуевского разрывов и трещин, характеризующиеся север-северо-восточным простиранием и крутыми углами падения.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ПОРОД РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ

Золото в минерализованных породах месторождения Долпран находится в самородном виде, в тонкодисперсном, макроскопически не обнаруживаемом состоянии. Частицы золота настолько мелки, что всплывают в воде при промывке протолок золотосодержащих пород. Лишь в исключительно редких случаях скопления пылинок золота удается наблюдать в зоне окисления в пустотах выщелачивания мелких жил стекловидного кварца. Это обстоятельство существенно затрудняет установление наиболее благоприятных с точки зрения золотого оруденения типов минерализованных пород и определение места золота в общей схеме последовательности гидротермальных образований.

В связи с особенностями месторождения Долпран основным критерием для решения указанных вопросов являются данные пробирных анализов. Использование этих анализов позволило геологам А. С. Федоренко, Н. Н. Попкову и другим, осуществлявшим разведку месторождения, в первые же годы его изучения наметить целесообразное направление разведочных работ и установить, что наиболее золотоносны хлоритизированные и окварцованные породы (главным образом гнейсы) и жилы стекловидного кварца.

Статистическая обработка более чем тысячи трехсот пробирных анализов бороздовых и штупных проб различных типов минерализованных пород подтвердила выводы разведчиков (рис. 2). Действительно, около трети всех проб, взятых из кварцево-хлоритовых пород, хлоритизированных и окварцованных гнейсов, амфиболитов, гранодиоритов и других, показало содержание золота более 3 г/т.

По тремолит-актинолитовым породам и кварцево-баритовым жилам содержание золота свыше 3 г/т было отмечено лишь немного более, чем в одной десятой проб, взятых из пород этих типов минерализации. В кварцево-турмалиновых породах содержание золота более 3 г/т оказалось всего в 8% проб, а в жилах молочно-белого гребенчатого кварца — примерно в 6%. Кварцево-карбонатно-хлорит-серпентиновые породы и кварцево-карбонатные жилы практически все оказались незолотоносными.

Наибольшее содержание золота, до 10 г/т, отмечается в кварцево-хлоритовых породах и стекловидном кварце, что указывает на тесную связь золотой минерализации с этими породами. В первых количестве

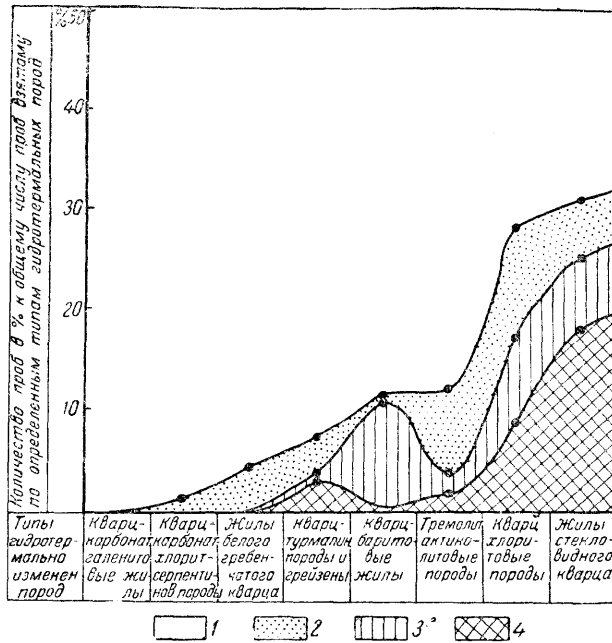


Рис. 2. Диаграмма распределения содержания золота в различных типах минерализованных пород рудного поля. Поля диаграммы для проб с различным содержанием золота

1 — от 0,0 до 3,0 г/т; 2 — от 3,1 до 5,0 г/т; 3 — от 5,1 до 10 г/т; 4 — более 10,0 г/т

проб с таким содержанием достигает почти 10%, а в стекловидном кварце — 20% от общего числа проб, взятых в этих породах. В остальных типах минерализованных пород пробы с таким содержанием либо отсутствуют, либо наблюдаются в количестве не более 2—3%.

Наблюдения показывают, что в большинстве случаев наличие золота в кварцево-турмалиновых породах — грейзенах, кварцево-тремолитовых и кварцево-карбонатно-хлорит-серпентиновых породах — обуславливается наложением кварцево-хлоритовой минерализации на породы, сформированные на более ранних стадиях минерализации, или наличием ее реликтов в более молодых породах. Жилки кварцево-карбонатного состава обычно не золотоносны. Жилам белого гребенчатого кварца и кварцево-баритового состава, очевидно, свойственны незначительные количества золота. Таким образом, однозначно устанавливается, что наибольший интерес с точки зрения золотоносности представляют кварцево-хлоритовые породы и жилки стекловидного кварца. Но, как указывалось выше, последний не образует на рудном поле крупных скоплений, могущих иметь самостоятельное практическое значение.

Вместе с тем данные опробования показали, что далеко не всегда в кварцево-хлоритовых породах отмечаются высокие содержания золота: встречаются участки, характеризующиеся небольшими, а иногда и низкими его содержаниями. Геологами разведочной партии было высказано предположение, что повышенные содержания золота в кварцево-хлоритовых породах сопровождаются тонкой рассеянной вкрапленностью халькопирита и линзочками стекловидного кварца (Н. Н. Попков). Последующие систематические наблюдения и статистическая обработка собранных материалов подтвердили это предположение.

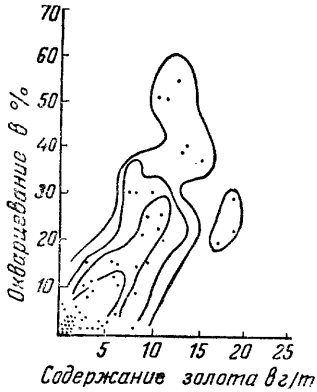


Рис. 3. Диаграмма зависимости содержания золота от насыщенности кварц-хлоритовых пород линзочками и жилками стекловидного кварца

Наши наблюдения показали, что имеется прямая зависимость между содержаниями золота в отдельных бороздовых пробах, взятых по кварцево-хлоритовым породам, и суммарными мощностями жилков и линзочек стекловидного кварца (т. е. степени окварцевания), подсчитанными в пределах тех же бороздовых проб (рис. 3), т. е. количество золота увеличивается при увеличении суммарной мощности жилков.

Интересный материал в этом направлении был собран разведочной партией при опробовании одного из рудных тел месторождения. Отбор каждой пробы сопровождался визуальным определением интенсивности окварцевания и вкрапленности халькопирита и пирита. При этом учитывалось общее количество кварца реликтового, стекловидного и белого гребенчатого, а также общее количество халькопирита, присутствующего как в виде тонкой рассеянной вкрапленности в породе, так и в виде круп-

ных стяжений, сопровождающих жилы белого гребенчатого кварца.

Статистическая обработка собранного материала показала, что повышение содержания золота в породе всегда сопровождается ее сильным окварцеванием. Вместе с тем интенсивно окварцованные породы далеко не всегда несут повышенные содержания золота.

Это обстоятельство отчетливо отражается на диаграмме рис. 4, А, где наибольшее количество проб находится в левых нижней и верхней и правой верхней частях клеточной диаграммы. Аналогичные же соотношения получены для золота и халькопирита. На диаграмме рис. 4, Б наблюдаются две полосы сгущения проб. Одна из них вытянута по диагонали диаграммы, от ее левого нижнего к правому верхнему углу, она указывает на прямую зависимость между интенсивностью золотой и халькопиритовой минерализации. Вторая полоса, протягивающаяся вдоль левой кромки диаграммы, показывает, что существуют генерации халькопирита, не сопровождающиеся золотой минерализацией. Произведенное в этом рудном теле отдельное выборочное опробование установило отсутствие или ничтожное содержание золота в жилках белого гребенчатого кварца и в связанных с ними скоплениях сплошного халькопирита. Отчетливая обратная зависимость устанавливается между содержанием золота и интенсивностью вкрапленности пирита в кварцево-хлоритовых породах (рис. 4, В). Наблюдения показывают, что наиболее густая вкрапленность пирита отмечается по периферии золоторудных тел и на участках их выклинивания. При этом по мере увеличения интенсивности вкрапленности пирита уменьшается густота вкрапленности халькопирита и соответственно падает содержание золота.

Как отмечалось ранее, в кварцево-хлоритовых породах наблюдаются две разности хлорита: пеннин с отрицательным и пеннин с положи-

тельным удлинением. Суммарное содержание хлорита в породе очень изменчиво. Микроскопическое изучение прозрачных шлифов, привязанных к бороздовым пробам, позволило установить, что в кварцево-хлоритовых породах, содержащих золото, всегда наблюдается пеннин с

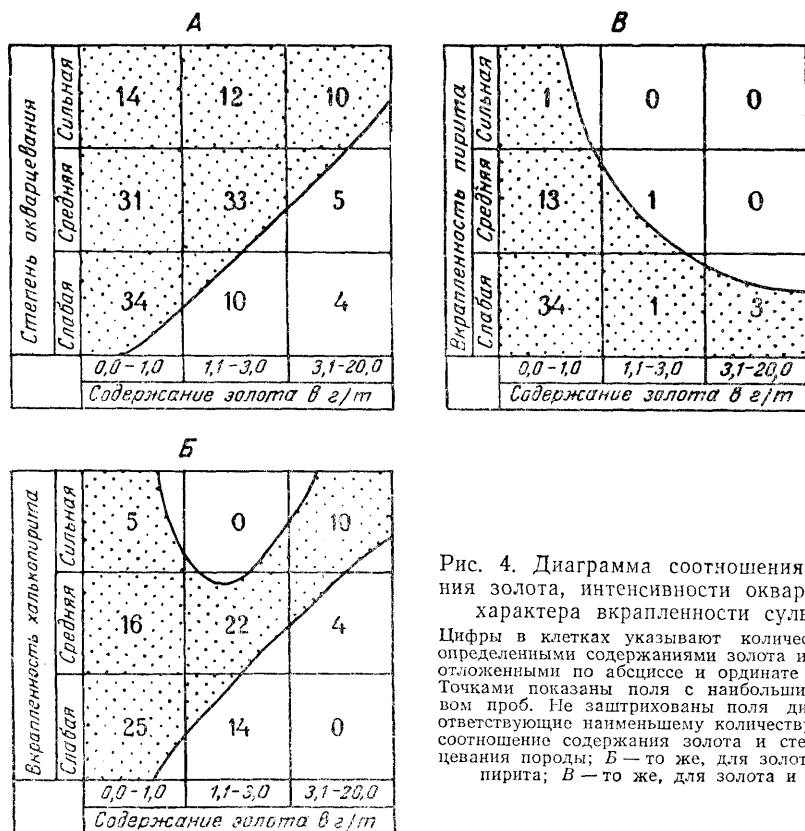


Рис. 4. Диаграмма соотношения содержания золота, интенсивности окварцевания и характера вкрапленности сульфидов

Цифры в клетках указывают количество проб с определенными содержаниями золота и сульфидов, отложенными по абсциссе и ординате диаграммы. Точками показаны поля с наибольшим количеством проб. Не заштрихованы поля диаграмм, соответствующие наименьшему количеству проб. А — соотношение содержания золота и степени окварцевания породы; Б — то же, для золота и халькопирита; В — то же, для золота и пирита.

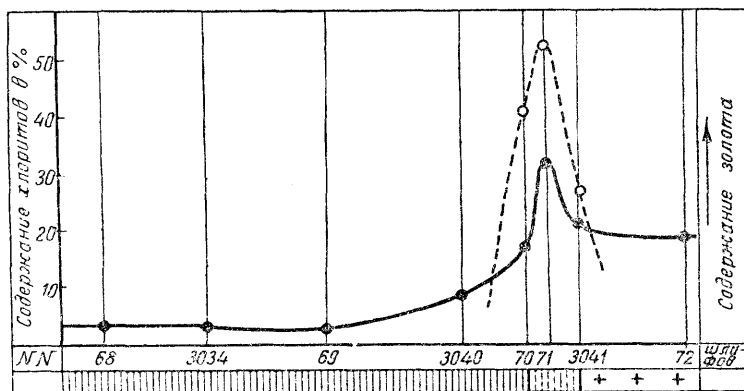
отрицательным удлинением и аномальной серовато-бурой интерференционной окраской. По мере удаления от наиболее обогащенной золотом части рудного тела и приближения к его лежащему или висячему боку относительное содержание этого хлорита, выраженное в процентах к общему количеству хлорита в породе, уменьшается, а соответственно падает и содержание золота (рис. 5, А, Б).

Заканчивая рассмотрение золотоносности гидротермально измененных пород рудного поля подчеркнем следующее: в наиболее интенсивно обогащенных золотом кварцево-хлоритовых породах отмечается не менее чем две генерации кварца и халькопирита, из которых практически золотоносна только одна. Золото сопутствует определенному, макроскопически легко распознаваемому и совместно встречающемуся комплексу минералов, представленных стекловидным кварцем, халькопиритом, проявляющимся в виде тонкой рассеянной вкрапленности, и хлоритом. Микроскопически устанавливается, что последний представлен пеннином с отрицательным удлинением.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ И МОФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

В первые годы изучения месторождения (проведенного А. С. Федоренко) было установлено, что золоторудные тела располагаются в так называемом Долпранском разрыве, приуроченном к зоне контакта гнейсов с каледонскими гранодиоритами. Позже Н. Н. Попков выяснил

А



Б

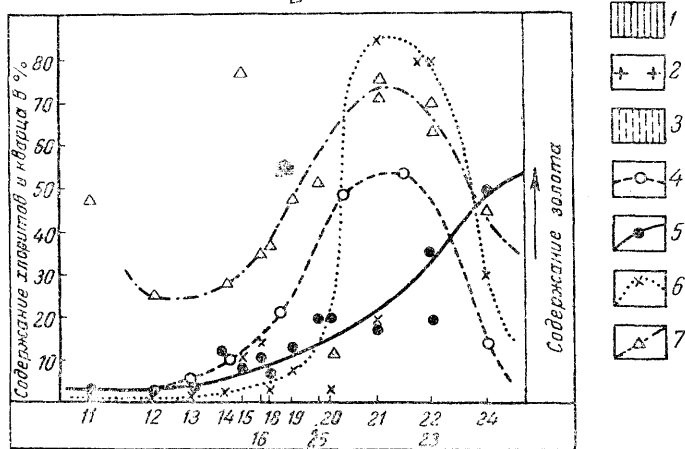


Рис. 5. Диаграммы изменения содержания золота и хлорита в зоне кварцево-хлоритовой минерализации вкрест ее простиранья

А — изменения содержания золота и суммарного содержания хлорита по канаве № 121 северо-западного фланга месторождения; Б — изменение содержания золота, хлорита и степени окварцевания на одном из участков рудного тела № 11;

1 — гнейсы биотитовые; 2 — гранодиориты; 3 — кварц-хлоритовая порода с реликтами гнейса; 4 — кривая содержания золота; 5 — кривая общего содержания хлорита; 6 — кривая содержания пенины с отрицательным удлинением по отношению к общему количеству хлорита в породе; 7 — крайняя степень окварцевания; цифры показывают номера шлифов.

сложное строение Долпранского разрыва, образованного несколькими кулисообразными или параллельно расположенными зонами интенсивно рассланцованных гнейсов, развивающихся в последних в общем случае параллельно контакту с гранодиоритами. Мощность таких зон, как правило, не превышает первых единиц, а протяженность — первых сотен метров. Азимуты их простираний меняются от 280 до 355°. Для юго-восточного фланга месторождения преобладают малые значения, а для северо-восточного — большие значения азимутов простиранья. Падение рудовмещающих нарушений направлено к северо-востоку. Углы падения меняются от 40 до 70°.

Зоны рассланцевания обычно располагаются параллельно ориентировке сланцеватости в гнейсовой толще, но в отдельных случаях секут ее под различными углами, преимущественно острыми. При этом слан-

цеватость в зальбандах зон во вмещающих гнейсах плавно изгибается, как бы стремясь занять положение, параллельное зонам. Сланцеватость в пределах зон рассланцевания обычно совпадает с общим их направлением, но нередко образует местные перегибы и сложные структуры складок волочения. Появление таких структур, как правило, пространственно связывается с располагающимися в зонах дайкообразными телами и линзами аплито-гнейсов, амфиболитов, кварцево-турмалиновых пород, дайками микродиоритов и трещинами.

В зонах рассланцевания Долпранского разрыва нередко встречаются участки, обогащенные стекловидным кварцем, рассеянной вкрапленностью халькопирита и золотом; они имеют форму линзовидных и пластинообразных тел небольшой мощности, сильно вытянутых по простиранию и падению. В пределах отдельных зон рассланцевания может находиться несколько подобных обогащенных линзовидных тел, разделенных интервалами пород с низким содержанием золота. Иногда обогащенные золотом линзовидные участки сближаются между собой за счет уменьшения протяженности слабо оруденелых интервалов, в других случаях одни из них кулисообразно перекрывают другие. Внутри отдельных обогащенных золотом линзовидных участков иногда отмечаются параллельные или кулисообразно расположенные маломощные, богатые золотом «струи» интенсивно минерализованных пород с жилками стекловидного кварца и густой тонкой вкрапленностью халькопирита.

Анализ планов опробования поверхности и подземных горных выработок некоторых наиболее разведанных минерализованных зон показал, что контуры значительных по размеру участков с повышенным содержанием золота преимущественно скатываются в северные румбы под углами, приближающимися к $30-50^\circ$ (рис. 6). В редких случаях наблюдаются более крутые или даже обратные углы скатывания контуров рудных тел.

Детальное изучение геологического строения подобных участков показывает, что крутые и юго-восточные направления скатывания контуров обогащенных рудных участков, как правило, обуславливаются пересечениями и смещением рудных тел более поздними нарушениями, которые сопровождаются жилами гребенчатого кварца и кварцево-карбонатно-хлоритовой минерализацией. Поздние секущие нарушения северо-восточного или меридионального простирания с крутым падением иногда значительно усложняют морфологию рудных тел, разбивая их на отдельные блоки, разобщенные на значительные расстояния.

Как уже указывалось, золото в рудных месторождениях Долпран находится в тонко распыленном состоянии, макроскопически, как пра-

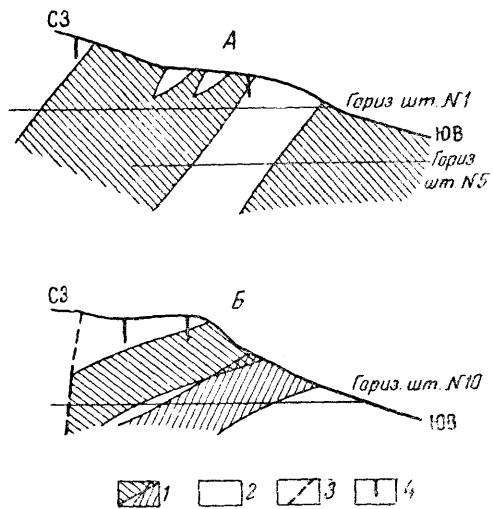


Рис. 6. Проекция на вертикальную плоскость обогащенных золотом участков рудовмещающих зон северо-западного простирания

А — контуры участков минерализованной зоны № 8, характеризующихся содержанием золота не менее трех условных единиц на мощность, превышающую одну условную единицу; Б — то же, для минерализованной зоны № 11.

1 — участки, обогащенные золотом; 2 — участки минерализованных зон, бедные золотом; 3 — проекция на вертикальную плоскость линии пересечения послерудного разлома с рудовмещающей зоной; 4 — шурфы

вило, не обнаруживаемом. Вместе с тем статистический анализ данных опробования показывает наличие тесной пространственной связи между участками с наиболее богатым содержанием золота и макроскопически легко различимым стекловидным кварцем. Последний в пределах рудных зон широко распространен в виде мелких линзочек и прожилков, расположенных по сланцеватости.

Детальное изучение поведения этих жилок в различных участках рудных зон позволило подметить, что наиболее благоприятными для их локализации, а следовательно, и для локализации связанного с ними золота, являются интервалы рудовмещающих зон рассланцевания, характеризующиеся по сравнению со смежными с ними участками наибольшими азимутами простириания и наибольшими углами падения.

Так, например, на северо-западном участке выклинивания рудного тела № 8, расположенном в юго-восточном фланге месторождения, жилки стекловидного кварца наблюдаются только в интервале зоны, в которой сланцеватость имеет в среднем простириание 280° и падение на север-северо-восток под углом около 75° . Северо-западнее этого участка направление сланцеватости зоны изменяется (простириание с азимутом около 260° и падение под углом $65\text{—}70^\circ$ к северо-востоку), а жилки стекловидного кварца выклиниваются. Пробирные анализы бороздовых проб, взятых на этом участке, отчетливо показывают, что повышенные содержания золота отмечаются только в интервале зоны, характеризующейся наибольшим азимутом простириания и углами падения.

Подобная же закономерность устанавливается в одном из участков рудного тела № 11 средней части месторождения. Здесь отчетливо наблюдается локализация жилок стекловидного кварца в участках зоны со средним простирианием около 350° и падением к северо-востоку под углом в среднем равным 70° . Отдельные мелкие линзочки стекловидного кварца здесь локализуются в замковых частях мелких складочек волочения в сланцеватых кварцево-хлоритовых породах.

В северо-западном фланге участка среднее простириание сланцеватости имеет азимут 330° , при угле падения, не превышающем 60° (падение на северо-восток). Соответственно, жилки стекловидного кварца здесь почти отсутствуют. Пробирные анализы бороздовых проб показывают, что повышенные содержания золота наблюдаются лишь на участках зоны, где сланцеватость имеет больший азимут простириания и большие углы падения.

С целью проверки этой визуальной установленной закономерности было произведено массовое определение элементов залегания сланцеватости, а также интенсивности окварцевания в пределах бороздовых проб, взятых ранее по рудным зонам. Степень окварцевания выражалась в процентах, как отношение мощностей всех прожилков и линзочек стекловидного кварца к длине борозды. В связи с тем что направление сланцеватости даже в пределах небольших участков рудных зон здесь очень изменчиво, для получения средних значений ориентировки на интервале каждой бороздовой пробы производилось не менее 10—20 замеров элементов залегания. Всего, таким образом, по разным рудным телам месторождения Долпран было произведено около двух тысяч замеров ориентировки их сланцеватости, привязанных почти к 150 бороздовым пробам, взятым из рудовмещающих зон с определенной степенью окварцевания. Определение степени окварцевания пород производилось одновременно с замерами.

Статистическая обработка собранного материала подтвердила установленное на основании визуальных наблюдений предположение о структурных закономерностях локализации жилок и линзочек стекловидного кварца с золотом. Например, на южном фланге рудного тела № 1 Южного, в пределах канавы № 69, почти на всем протяжении

опробованной бороздами, ориентировка сланцеватости на участках, где окварцовано менее 5% породы (по мощности), характеризуется средним простиранием равным 329° и падением на северо-восток под углом 50° (рис. 7, А). Здесь же в участках, окварцованных более чем на 5%, среднее простирание сланцеватости равно 341° и падение 75° к северо-востоку (рис. 7, Б).

Сопоставление произведенных в этом же участке замеров элементов залегания сланцеватости в кварцево-хлоритовых породах с содержанием в них золота в различных частях канавы № 69 показывает, что участки, на которых содержание золота составляет менее 3 г/т, характеризуются следующими средними элементами залегания сланце-

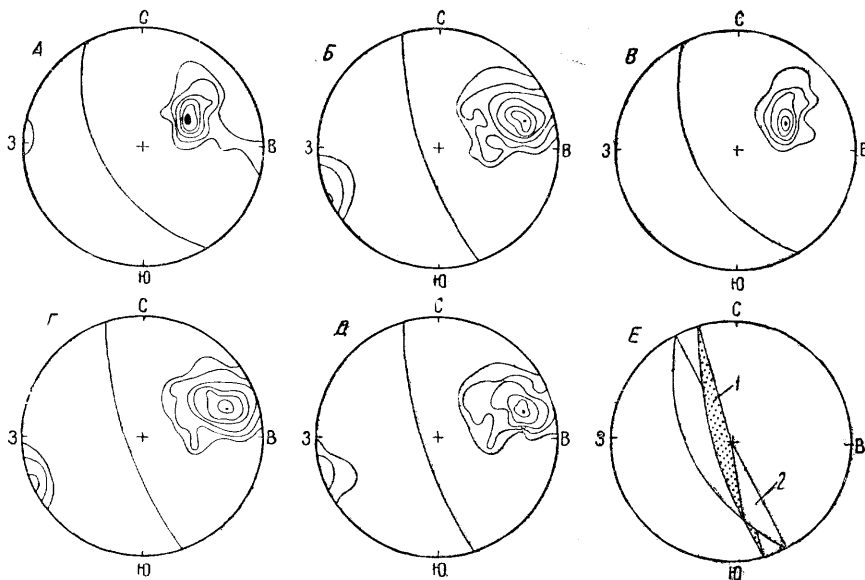


Рис. 7. Диаграмма ориентировки первичной сланцеватости кварц-хлоритовых пород в различных участках канавы № 69 по рудному телу № 1 Южному:

А — на участках с окварцеванием менее 5%; Б — на участках с окварцеванием более 5%; В — на участках с содержанием золота менее 3 г/т; Г — на участках с содержанием золота более 3 г/т; Д — на участках с содержанием золота более 10 г/т; Е — соотношение ориентировки бедных и богатых золотом участков в канаве № 69.

1 — ориентировка отрезков рудной зоны с содержанием более 3 г/т; 2 — то же с содержанием менее 3 г/т

ватости: простирание 331° и падение к северо-востоку под углом 50° (рис. 7, В). В участках с содержанием золота более 3 г/т азимут среднего простирания сланцеватости равен 341° , а угол падения 74° к северо-востоку (рис. 7, Г). На участках с содержанием золота более 10 г/т преобладают азимуты среднего простирания 343° и падение под углом 75° к северо-востоку (рис. 7, Д).

Сопоставление средней ориентировки сланцеватости в богатых и бедных золотом участках рудного тела в районе канавы № 69 показывает скатывание линии сопряжения этих участков под углом около 30° в северном направлении (рис. 7, Е). Проведенные на этом рудном теле горные и буровые работы также показывают северное скатывание обогащенной золотом части юго-восточного фланга рудного тела.

Статистическая обработка данных о содержании золота и ориентировке сланцеватости по остальным линиям опробования рудного тела № 1 Южного и по многим участкам других рудных тел устанавливает аналогичные закономерности локализации обогащенных рудных участков. При этом почти во всех случаях линии сопряжения участков

бедных и богатых золотом отчетливо скатываются в северном или северо-северо-восточном направлениях.

Полагаем, что рассмотренная закономерность размещения обогащенных золотом участков обуславливается сбросо-сдвиговыми смещениями северо-восточного блока пород вдоль Долпранского разрыва к юго-востоку. Подобные движения сопровождались приоткрыванием и соответственно более интенсивной минерализацией тонких трещинок сланцеватости, имеющих наибольшие значения азимутов простирания и углов падения. Исключение из общего правила представляют лишь крайние северо-западные фланги рудного тела № 1 Южного и рудного

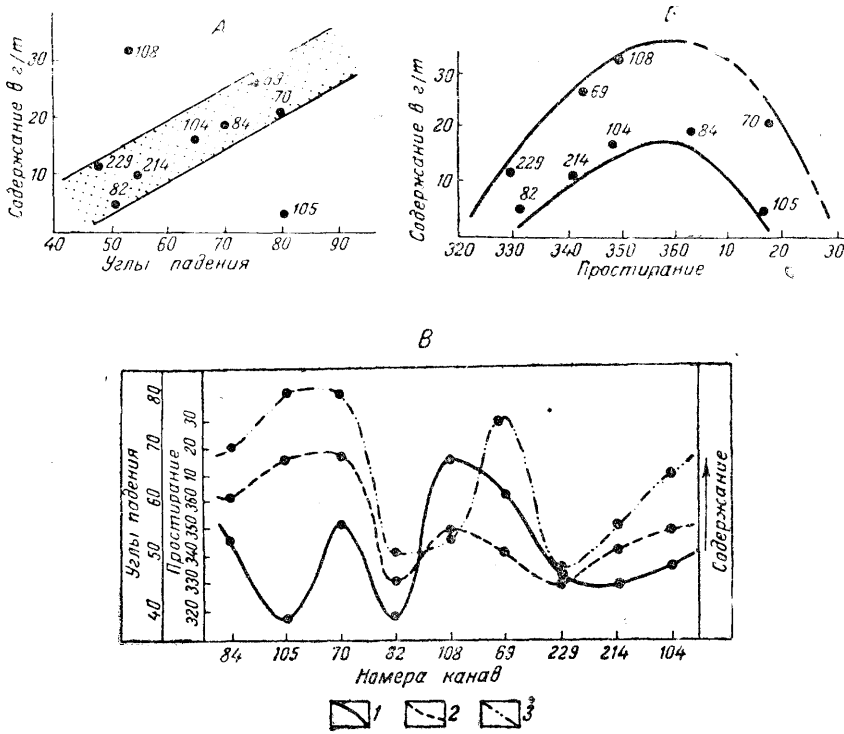


Рис. 8. Зависимость между азимутом простирания, углом падения сланцеватости кварц-хлоритовых пород и содержанием золота на различных участках рудного тела № 1 Южного:

А — зависимость между содержанием золота и углом падения сланцеватости (цифрами у точек показаны номера канав, вскрывающих рудную зону; Б — зависимость между содержанием золота и азимутами простирания сланцеватости; В — график изменений содержания золота в зависимости от азимутов простирания сланцеватости и углов ее падения

Кривые: 1 — содержание золота; 2 — углов падения; 3 — азимутов простирания

тела № 11. Линия северных флангов этих рудных тел по ориентировке почти совпадает с линией падения рудовмещающих нарушений. Подобное отклонение от общего правила в рудном теле № 11 обусловлено влиянием позднего разрыва с северо-восточным простиранием, обрезающего и смещающего северо-западное продолжение рудовмещающей зоны расланцевания (см. рис. 6, Б).

В рудном теле № 1 Южном это отклонение от общего правила обусловлено, по-видимому, другими причинами. Так, сопоставление средних элементов залегания сланцеватости и средних содержаний золота, подсчитанных в целом для каждой из канав, вскрывающих рудное тело № 1 Южное по простиранию, показывает те же закономерности размещения обогащенных рудных участков в пределах рудовмещающей зоны.

Увеличение среднего угла падения сланцеватости в пределах рудовмещающей зоны в общем случае сопровождается увеличением содержания золота (рис. 8, А).

Соотношение средних значений содержания золота и элементов залегания сланцеватости по канавам в целом показывает, что содержание золота возрастает только до определенных значений азимутов простираний сланцеватости, при дальнейшем увеличении азимутов содержание золота падает.

Отмеченные особенности отчетливо видны на графике изменения содержаний и элементов залегания сланцеватости по простиранию

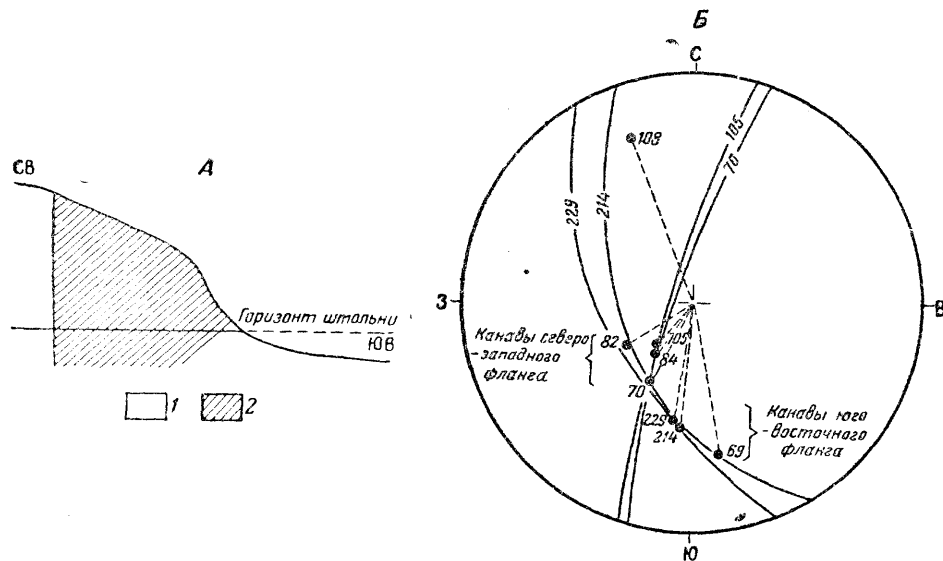


Рис. 9. Ориентировка контуров рудного тела № 1 Южного:

А — проекция рудного тела на вертикальную плоскость с северо-западным простиранием; 1 — бедные золотом участки рудовмещающей зоны; 2 — рудное тело. Б — стереографическая диаграмма ориентировки линий сопряжения участков рудного тела с различным содержанием золота; ориентировка определяется как пересечение плоскостей, отвечающих средней ориентировке сланцеватости в смежных канавах, пересекающих рудную зону (обозначены точками с цифрами, указывающими номера канав); на диаграмме пунктиром показаны линии сопряжения участков с различной ориентировкой сланцеватости; дуги большого круга показывают крайние значения ориентировки сланцеватости рудной зоны

рудного тела № 1 Южного (рис. 8, В), на котором показано, что на северо-западном фланге зоны отрезки с наибольшими северо-северо-восточными азимутами простирания, даже имеющие большие углы падения, не отличаются высоким содержанием золота. По-видимому, наиболее благоприятными для локализации золотого оруденения были лишь совершенно определенные направления сланцеватости, характеризующиеся не только определенными азимутами простирания, но и углами падения, не превышающими определенного значения.

В связи с этим обстоятельством увеличение азимутов простирания и углов падения сланцеватости на северо-западном фланге зоны рудного тела № 1 Южного до значений, превосходящих оптимальные для локализации оруденения, сопровождается не увеличением, а наоборот, некоторым уменьшением содержания золота. В соответствии со сказанным, угол скатывания рудного тела на северо-западном фланге тела № 1 Южного, отчетливо устанавливаемый по данным опробования поверхности и подземных горных выработок (рис. 9, А), крутой и приближается к линии падения рудовмещающей зоны.

Сопоставление ориентировки сланцеватости на отдельных отрезках рудной зоны, вскрытых канавами, показывает, что на северо-западном фланге рудного тела № 1 Южного длинные оси мелких участков, обо-

гащенных золотом, имеют значительно более крутые углы скатывания, нежели на его юго-восточном фланге. Этот угол приближается к углу скатывания в северо-западном контуре рудного тела, установленному по данным опробования (рис. 9, Б).

Отклонения от общей закономерности локализации обогащенных золотом участков, разобранные на примере рудного тела № 1 Южного, позволяют предположить, что в предрудный этап сбросо-сдвигового перемещения северо-восточных блоков пород к юго-востоку происходили не по всей зоне Доллранского разрыва. На интервалах, подобных северному флангу рудного тела № 1 Южного, имеющих северо-северо-восточное простираание и почти вертикальное падение, по-видимому, происходили сдвиго-надвиговые движения обратного направления, причем восточные блоки передвигались к северу. Эти движения сопровождались приоткрыванием трещин сланцеватости на интервалах с относительно более пологими углами падения и с меньшими азимутами простираания, ориентировка которых была аналогична ориентировке приоткрывавшихся трещин в остальных зонах Доллранского разрыва, имеющих северо-западные и запад-северо-западные простираания.

Причиной противоположно направленных движений блоков пород по зонам расланцевания различной ориентировки в этап предрудных подвижек мы считаем различную ориентировку этих блоков относительно главных осей деформации.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ РУДНОГО ПОЛЯ

Рассматривая особенности геологического строения рудного поля, необходимо прежде всего подчеркнуть, что направление осей складок в центральной части характеризуемого района совпадает с общим направлением складчатости в Тасса-Кеминском хребте. В этом отношении рудное поле является частью большого региона, общий план структуры которого был предопределен еще протерозойскими фазами тектогенеза. Резкие отклонения направления осей складок от северо-восточных простирааний наблюдаются только в зонах западного и северо-восточного контактов гнейсов с окружающими магматическими породами. Это обстоятельство указывает на то, что отмеченные контакты определяются крупными разломами, секущими гнейсы и ориентированными диагонально к направлению складчатости.

По многочисленным инъекциям гранитоидов в гнейсы в зоне контактов однозначно устанавливается доинтрузивный возраст этих разрывов. Направления изгибов осевых плоскостей складок у разрыва северо-восточного контакта (Доллранского) позволяет предполагать, что юго-западный блок сместился вдоль него к юго-востоку. По тем же признакам восточный блок в плане смещался к северу вдоль западного Доллран-Балыксуйского разрыва. Смещения, по-видимому, имели существенно сдвиговый характер, ибо угол наклона осевых линий складок в гнейсах сохранился более или менее постоянным.

В период внедрения магматических пород происходило дальнейшее развитие складчатости в гнейсовой толще. Это положение доказывают многочисленные послонные инъекции гранитоидной магмы по межпластовым нарушениям и особенно в отслоениях в замковых частях складок в гнейсах. Затвердевание последних порций магматического материала привело к консолидации характеризуемого района, и дальнейшая деформация его проявлялась главным образом в формировании нарушений сплошности пород.

Отчетливо заметна повторяемость направлений развития трещин во времени и пространстве. Так, например, к зонам древних Доллранского и Балыксуйского доинтрузивных разрывов приурочиваются нарушения многочисленных последующих этапов дробления, последовательно со-

провождавшихся развитием грейзенов, кварцево-турмалиновых и кварцево-хлоритовых пород, кварцевых и карбонатных жил и т. д. Параллельно этим разрывам в средней части рудного поля возникают крупные нарушения, в которых развивались кварцево-турмалиновые породы и грейзены. Для более мелких трещин, сформированных в различные этапы дробления и выполненных дайками или сопровождающихся различным гидротермальным изменением пород, наиболее обычны меридиональные и северо-западные направления, с углами падения, аналогичными крупным разрывам, а также северо-восточные и широтные направления с различными углами падения в северных румбах. Кроме того, распространены трещины, развивающиеся по сланцеватости в гнейсах.

Рассмотрим особенности формирования трещин различных этапов дробления. Изучение морфологии главных и оперяющих жилок кварцево-турмалинового состава и их соотношений с вмещающими структурными элементами показывает, что формирование выполненных ими трещин северо-северо-восточного и северо-западного простираний сопровождалось сбросо-сдвиговыми перемещениями. При этом северо-западные и северо-восточные блоки по плоскости указанных трещин в плане смещались в южные румбы. Статистически устанавливается, что линии сопряжения и пересечения жилок и зон кварцево-турмалинового состава с различными элементами залегания погружаются в северо-восточном направлении.

Закономерности размещения жилок стекловидного кварца с золотом, развитых в пределах зоны расланцевания Долпранского разрыва, разобранные в предшествующих разделах, позволяют предполагать, что в плоскости этого разрыва перед золотым оруденением преобладали те же сбросо-сдвиговые перемещения. В плане они сопровождалась смещением северо-восточных блоков к юго-востоку. При этом вдоль отдельных немногочисленных отрезков Долпранского разрыва, имеющих северо-северо-восточное простирание, по-видимому, происходило перемещение к юго-западу северо-западных блоков. Подобные смещения вызывали наибольшие по ширине приоткрывания многочисленных трещинок в интервалах рудной зоны определенных элементов залегания. В этих участках происходила особенно интенсивная циркуляция гидротермальных растворов и соответственно отложение наиболее богатых золотом рудных тел.

Статистически устанавливаемое северное и северо-восточное пологое скатывание рудных тел позволяет предполагать, что в предрудный этап вертикальная составляющая смещений (сброс), по-видимому, преобладала перед горизонтальной. Перед формированием жил гребенчатого кварца происходили сбросо-сдвиговые движения, также сопровождавшиеся в плане смещения северо-восточных блоков к юго-востоку, а северо-западных к юго-западу. Это положение подтверждается наблюдениями над морфологией и ориентировкой оперяющих трещин и следами прямых перемещений контактов вдоль трещин, выполненных белым гребенчатым кварцем. Линии сопряжения оперяющих и главных жилок гребенчатого кварца, как правило, полого погружаются к северо-востоку.

Значительно более сложным представляется этап дробления, предшествующий отложению кальций-магнезиально-железистых карбонатов. По трещинам, выполненным карбонатными жилами, устанавливаются как сбросо-сдвиговые, так и сдвиго-надвиговые перемещения. Замечено, что при сбросо-сдвиговых перемещениях линии сопряжения оперяющих карбонатных жилок с главными всегда погружаются в северо-восточном направлении. При сдвиго-надвиговом характере перемещений вдоль этих трещин чаще встречается крутое скатывание линий их сопряжения к юго-западу.

Формирование послеминерализационных нарушений, судя по смещению контактов разных пород и соотношению оперяющих трещин с глав-

ными, сопровождалось сдвиго-надвиговыми перемещениями. В этот этап дробления по Долпранскому разрыву происходило однозначно устанавливаемое перемещение северо-восточного блока в горизонтальной плоскости к северо-западу. Соответственно, по крутым трещинам северо-восточного направления северо-западные блоки смещались к северо-востоку.

В связи с отсутствием в районе осадочных пород моложе протерозоя (за исключением четвертичных отложений), приведенное выше краткое изложение истории формирования структуры рудного поля не может быть полным. Тем не менее оно показывает, что различные периоды развития структуры рудного поля характеризовались неодинаковыми условиями, определявшими проявление разных типов деформации и изменения направления подвижек по трещинам в различные моменты их становления.

Рассмотрим теперь ориентировку плоскости деформации (плоскости осей наибольшего укорочения и удлинения при деформации) в различные моменты развития структуры поля. В период формирования складчатых элементов структуры рудного поля ось «*B*» эллипсоида деформации, совпадая с направлением шарнира складок, полого погружалась к северо-востоку; меньшая ось деформации (ось укорочения) была, по-видимому, ориентирована в северо-западном направлении, а большая (ось удлинения) — приближалась к вертикали. Для этапа формирования Долпранского и Долпран-Балыксуйского доинтрузивных разрывов следует, судя по существенно сдвиговым смещениям в их плоскости, принимать крутую ориентировку в пространстве оси «*B*» эллипсоида деформации. Положение в пространстве меньшей оси не изменилось, а большая ось была расположена в северо-восточном направлении.

Во время формирования грейзенов, кварцево-турмалиновых пород, золоторудных тел и жил белого гребенчатого кварца ось «*B*» принимала первоначальное положение и полого погружалась в общем в северо-северо-восточном направлении. В эти этапы дробления меньшая ось деформации, судя по преобладанию сбросовой составляющей по трещинам, была ориентирована круто, а большая ось располагалась в северо-западном и субмеридиональном направлениях.

Этап формирования карбонатных жил изучен недостаточно. Тем не менее для него устанавливается непостоянство ориентировки оси «*B*», либо сохраняющей положение в пространстве, аналогичное предыдущему этапу дробления, либо круто погружавшейся к юго-западу.

Этапу формирования постеминерализационных нарушений было свойственно устойчивое пологое погружение оси «*B*» в северо-восточном и субмеридиональном направлениях. Меньшая ось, судя по надвиговым перемещениям в плоскости поздних трещин, была ориентирована в северо-западном направлении, а большая приближалась к вертикали.

З а к л ю ч е н и е

Заканчивая краткий обзор истории развития структуры района месторождения Долпран, мы считаем необходимым подчеркнуть следующее. Ориентировка плоскости деформации в процессе развития структуры рудного поля неоднократно менялась. При этом формирование складок, протекавшее в условиях, когда плоскость деформации имела северо-западное простирание и крутое падение к юго-западу, сменилось развитием сдвигов с почти горизонтально ориентированной плоскостью деформации. В дальнейшем плоскость деформации снова приобрела крутое падение и северо-западное простирание, сохранившееся до конечных этапов развития структуры рудного поля.

Подобное положение плоскости деформации, по-видимому, нарушалось только в этап формирования карбонатных жил, с которым была связана смена сбросо-сдвиговых перемещений блоков по Долпранскому

разрыву на сдвиго-надвиговой. Последними в основном и закончилось формирование структуры рудного поля. Деформация отдельных участков рудного поля на отдельных этапах развития его структуры, по-видимому, носила существенно плоский характер, обусловленный, очевидно, резкой анизотропией характеризуемого района, предопределенной еще протерозойскими фазами тектогенеза. Детальное изучение геологического строения района месторождения Долпран позволяет сделать следующие выводы:

1. Размещение разных типов гидротермальных образований в пределах рудного поля указывает на последовательное во времени и пространстве развитие разрывов, которые на различных этапах деформации возникали во все новых и новых участках. В первые послетриазовые этапы дробления в центральной части сложенного гнейсами блока пород, в удалении от контактов с магматическими породами, возникали крупные нарушения, вдоль которых локализовались кварцево-турмалиновые породы и грейзены. В последующие этапы дробления молодые разрывы, выполненные более низкотемпературными гидротермальными кварцево-хлоритовыми и кварцево-карбонатно-хлоритовыми породами, возникали в периферических частях блока гнейсов, в зонах его контакта с магматическими породами.

По-видимому, в первые этапы дробления явления мигматизации и образования линзовидных апофиз магматических пород в гнейсы затрудняли возникновение разрывов по контактам последних с гранодиоритами и аплитами. В дальнейшем, когда центральные части блока гнейсов в связи с образованием грейзенов и кварцево-турмалиновых пород были значительно упрочнены, возникновение новых нарушений происходило преимущественно в зоне контакта гнейсов с магматическими породами, оказавшейся сравнительно менее прочной.

2. Отчетливо устанавливается повторяемость направления трещин различного возраста. Так, одни и те же нарушения выполняются дайками магматических пород, кварцево-турмалиновыми породами, кварцево-хлоритовыми породами с золотом и, наконец, более поздним комплексом минералов, представленных кварцем, хлоритом, карбонатом и серпентином. Послеминерализационные нарушения также повторяют направления более ранних трещин. Эта закономерность, очевидно, обуславливается резкой анизотропией рудного поля, созданной еще в допалеозойские фазы тектогенеза и предопределившей весь ход дальнейшей истории развития его структуры.

3. Устанавливается повторяемость осевых направлений геологической структуры района. В зоне контакта гнейсов с каледонскими гранодиоритами осевые линии сильно сжатых и опрокинутых к юго-западу складок попружаются к северу. В том же преимущественно северном направлении скатываются первичные контуры золоторудных тел, располагающихся в пределах Долпранской зоны расланцевания. Аналогичные направления скатывания имеют более мелкие обогащенные золотом участки рудных тел и даже отдельные мелкие линзочки стекловидного кварца с золотом (миллиметровой мощности).

4. Представляется, что установленная на месторождении Долпран повторяемость направлений длинных осей рудных тел, локализующихся в зонах расланцевания, и располагающихся в них мелких обогащенных полезным компонентом участков, для месторождений аналогичного типа может иметь и более широкое, общее значение. Во всяком случае, учитывая эту повторяемость, можно по легко определяемой ориентировке длинных осей богатых металлом мелких рудных линзочек предугадать общее направление склонения рудных тел, контуры которых в рудомещающих зонах расланцевания не всегда отчетливы и устанавливаются только по химико-аналитическим данным.

В. И. БИРЮКОВ

СТРУКТУРА СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУГИТАНГ

Эффективность поисково-разведочных работ на месторождении Кугитанг в восточной части Туркмении была обусловлена прежде всего успешной расшифровкой довольно сложной структуры месторождения. Данные, полученные при детальной геологической съемке рудного поля, а также материалы, полученные при изучении более широкого района, дали возможность сделать выводы о структурно-генетическом единстве всех известных разрозненных рудопроявлений и определить направление разведочных работ.

Изменчивые по форме рудные залежи в значительной своей части оказались слепыми, лишь иногда обнажающимися в бортах глубоких ущелий, поэтому разведка их осуществлялась с помощью подземных горных выработок. Единичные буровые скважины служили поисковым целям. Изучение вещественного состава руд производилось путем химических и спектральных анализов и минераграфических исследований, в результате чего довольно подробно был освещен минералогический состав и текстурно-структурные особенности своеобразных, глубоко окисленных руд.

Толща верхнеюрских известняков, заключающая месторождение, слагает западное крыло брахиантиклинального поднятия, ось которого почти параллельна оси хребта, протягивающегося в меридиональном направлении. Под известняковой толщей лежат согласно с ней песчано-глинистые отложения средней и нижней юры, перекрывающие с резкими угловыми несогласиями сильно метаморфизованные породы палеозоя, прорванные интрузией гранитоидов, обнаженной в ядре антиклинали. Возраст этой интрузии, по-видимому, варисский. Песчаники нижней юры с прослоями базальных конгломератов лежат на эродированной поверхности гранитоидов.

Толща известняков, имеющая мощность около 400 м, расчленяется на шесть горизонтов, отличающихся один от другого фаунистически и литологически (снизу вверх): брахиоподовый, аммонитовый, пелециподовый, псевдоконгломератовый, рифовый и надрифовый. Нижние пять горизонтов представлены весьма тонкозернистыми плотными кремнистыми известняками, разбитыми густой сетью трещин кливажа. В составе этих пород среди пелитоморфного материала различаются органогенные карбонатные образования с обильной примесью кремнистых и глинистых частиц. Верхние два горизонта сложены более чистыми разновидностями карбонатных пород, особенно рифовый горизонт среднезернистых и пористых сахаровидных известняков массивного сложения.

В пределах рудного поля известняки падают на запад под углами 15—20°, образуя по большей части бронированный склон хребта.

Относительно спокойное моноклиналиное залегание известняков осложнено сколовыми нарушениями, простирающимися параллельно оси антиклинали на протяжении нескольких километров. Эти нарушения падают круто на восток к центру ядра антиклинали. По ним опущены западные блоки или подняты восточные, что дает основание рассматривать нарушения как взбросы. Ряд таких параллельных взбросов обуславливает ступенчатое смещение пород, иногда хорошо заметное в рельефе склона. Амплитуды смещения по сколовым нарушениям составляют десятки метров, достигая в сумме по всей зоне нарушений — 150 м.

Месторождение, представленное разобщенными залежами свинцово-цинковых руд, залегает в пределах зоны, ограниченной двумя сближенными сколовыми нарушениями, протягивающимися на несколько километров в известняках вдоль хребта по его западному склону.

На поверхности склона, сложенного надрифовым горизонтом известняков, оруденение нигде не обнаруживается. Рудные выходы обычно наблюдаются в бортах ущелий в полосе контакта рифовых и подстилающих их псевдоконгломератовых известняков. Мелкие жильные рудопроявления вдоль сколовых трещин иногда наблюдаются на нижних горизонтах. Но все промышленные залежи и значительные рудопроявления сконцентрированы в нижних частях горизонта рифовых известняков. Таким образом, рудная зона ограничивается в плане двумя сколовыми нарушениями, а в разрезе приурочивается к линии контакта двух различных по составу и механическим свойствам известняковых горизонтов — псевдоконгломератового и рифового.

Условия залегания месторождения отчетливо свидетельствуют о двойном контроле оруденения. С одной стороны, оруденение контролируется сколовыми нарушениями, которые, вероятно, послужили рудопродводящими каналами и отчасти рудовмещающими полостями. С другой стороны, оруденение локализовано вдоль ослабленной зоны, находящейся между двумя горизонтами различных пород, в основном в наиболее благоприятных по своим механическим и химическим свойствам крупнозернистых и среднезернистых рифовых известняках. Их пористость и способность легко замещаться, по-видимому, послужили причинами интенсивного развития в них рудного метасоматоза и накопления наиболее богатых рудных концентраций.

Рудные тела в пределах описанной рудной зоны иногда разобщены значительными безрудными промежутками и, очевидно, приурочены к местным благоприятным элементам структур во вмещающих породах.

Пространственная ориентировка и формы рудных тел довольно разнообразны (рис. 1 и 2). Различаются два основных структурных типа: 1) трещинные жилы; 2) межпластовые залежи. Эти два типа нередко образуют сочетания, в результате чего возникают залежи неправильной

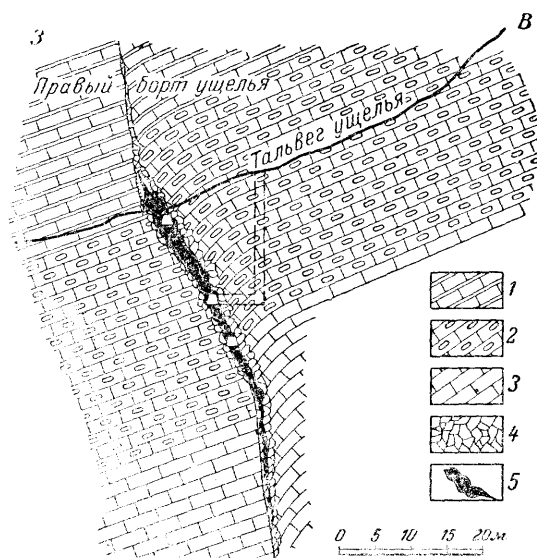


Рис. 1. Поперечный разрез трещинной рудной жилы

1 — рифовые известняки; 2 — псевдоконгломератовые известняки; 3 — пеллициподовые известняки; 4 — оруденелая брекчия; 5 — богатая руда

формы, с причудливыми очертаниями (рис. 3). Контакты рудных тел с вмещающими породами встречаются как отчетливые — в некоторых трещинных жилах, так и расплывчатые.

Распределение рудного вещества в пределах рудных тел отличается крайней неравномерностью. Участки богатых руд быстро выклиниваются, сменяясь бедными рудами или обломками слабо минерализованных вмещающих известняков. Наиболее значительные скопления рудного вещества наблюдаются в тех местах, где рудовмещающие трещины вы-
полаживаются (см. рис. 1) или сопровождаются оперяющимися трещинами. Нередко такие участки представляют собой брекчии, расположенные вдоль взбросов или на стыке взбросов с контактами различных по механическим свойствам горизонтов известняков.

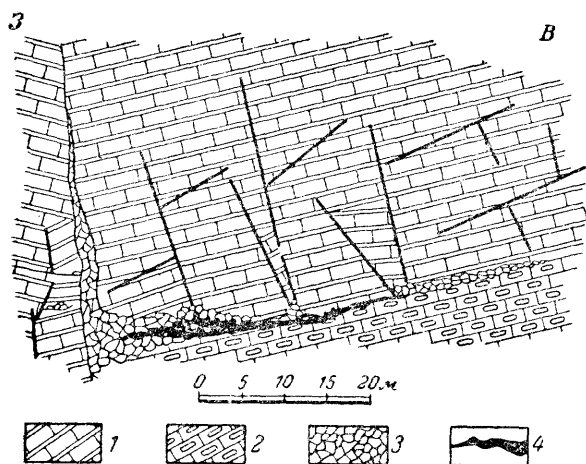


Рис. 2. Поперечный разрез межпластовой рудной залежи

1 — рифовые известняки; 2 — псевдоконгломератные известняки; 3 — оруденелые брекчии; 4 — богатая руда; черные прямые линии — тектонические нарушения

Приуроченность рудного столба к пологой части нарушения обусловлена, по всей вероятности, приоткрыванием участка рудовмещающего взброса в результате движения висячего бока вверх в процессе оруденения.

Образование участков брекчирования и интенсивной трещиноватости в контактовой зоне различных по физическим свойствам рифовых и псевдоконгломератных известняков, к которым приурочены рудные залежи, произошло в результате тех же тектонических движений.

Рудные тела не затронуты тектоническими движениями и сохраняют свою первичную морфо-

логию, несколько измененную лишь в результате интенсивного окисления и дезинтеграции рудного материала вблизи выходов.

Вещественный состав первичных сульфидных руд, наблюдаемых главным образом в небольших трещинных жилах, сравнительно прост. Кроме галенита и сфалерита, в составе кальцитово-баритовых жил изредка встречаются пирит, марказит и киноварь. Более значительные рудные залежи подверглись интенсивному окислению. В составе окисленных руд главная роль принадлежит церусситу. В подчиненных количествах присутствуют в руде англезит, смитсонит и лимонит. Всюду отмечается сербро, минеральные формы которого не установлены.

По совокупности геологических наблюдений можно предположительно наметить этапы формирования рудовмещающих структур, определив их местоположение и формы рудных залежей.

Первый этап, по-видимому, относится ко времени проявления киммерийской складчатости, правда, очень слабо выраженной в геологической структуре района. В этот период, вероятно, только наметились основные черты пликативных структур в виде пологих складок и образовались связанные со складчатостью системы наиболее древних трещин.

Второй этап соответствует альпийскому орогенезу, затронувшему все породы вплоть до верхнемеловых отложений, лежащих несколько западнее рудного поля. В это время окончательно сформировалась

брахиантиклинальная складка и в процессе ее формирования возникли основные сопряженные со складчатостью трещинные структуры. Вдоль оси складки в меридиональном направлении проявились прямолинейные крутопадающие взбросы. В результате тектонических движений вдоль

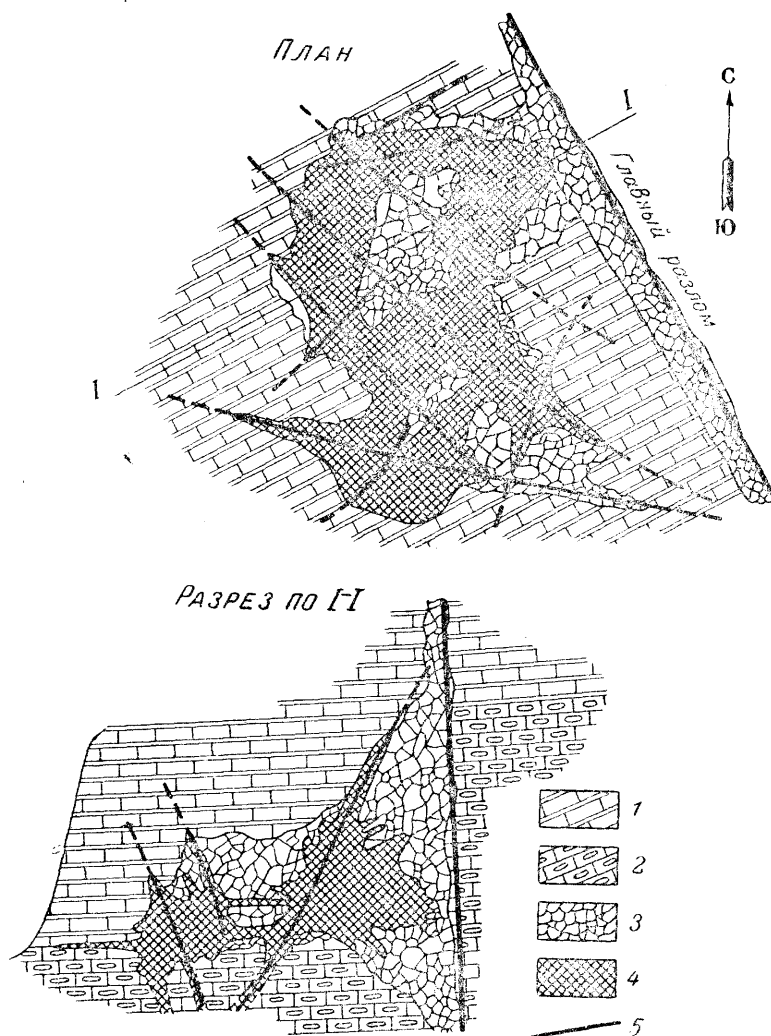


Рис. 3. Рудная зона сложного строения. План и разрез
 1 — рифовые известняки; 2 — псевдоконгломератные известняки; 3 — оруденелая брекчия; 4 — богатая руда; 5 — дорудные тектонические трещины

нарушений произошло образование брекчий, особенно в местах пересечения сколовых и отрывных нарушений и на контакте между различными по физическим свойствам горизонтами кремнистых и чисто карбонатных пород.

Наиболее благоприятной для рудоотложения явилась зона контакта рифовых и псевдоконгломератных известняков в местах ее пересечения системой сколовых трещин и трещин отрыва.

В. Н. ЛОЗОВСКИЙ, С. В. ЧЕГЛОКОВ, А. В. СИДОРЕНКО

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ БАЛЕЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ

Открытию коренного золотого оруденения в Балейском районе способствовала добыча золота из россыпей, начатая еще в середине прошлого столетия. Разведка первых кварцевых жил началась в 1927 г. на Северном фланге Балейского участка. По мере развития работ было вскрыто новое обособленное оруденение на южном фланге месторождения. Обнаружение золотоносных кварцевых жил в осадочной толще южного фланга, в отличие от оруденения Северного участка, заключенного в гранитоидах, заставило пересмотреть перспективы района и обратить внимание на возможность обнаружения золотоносных образований не только в области развития интрузивных пород, но и в перекрывающей их осадочной толще.

Большая мощность четвертичных отложений затрудняла поиски оруденения. Однако применение геофизических методов разведки в комплексе с геологическими работами позволило обнаружить золото-кварцевые жилы, залегающие под 18-метровым слоем четвертичных образований (Южный участок). В связи с этим встали вопросы о выявлении геологических особенностей этого участка по отношению к строению всего Балейского рудного поля, об установлении поисковых критериев для этого типа месторождений, об уточнении площадей, заслуживающих первоочередной постановки геологопоисковых работ.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ СТРУКТУРЫ РАЙОНА И РУДНОГО ПОЛЯ

Балейский золотоносный район расположен в области развития палеозойских гранитоидов и комплекса древних метаморфических пород, являющихся фундаментом для мезозойских континентальных образований, которыми сложена Ундино-Даинская депрессия, имеющая северо-восточное простирание.

На северо-западе района по контакту нижнеюрской интрузии борщовочных гранитов прослеживается крупный Борщовочный разлом северо-восточного простирания с падением на юго-восток. Висячем боку разлома располагается ряд локальных грабен, заполненных меловыми и третичными отложениями. К юго-восточному контакту мезозойских отложений (в центральной части) приурочено развитие штоков и даек послевеерхнеюрских малых интрузий диорит-порфиритов и гранитопорфиров.

В истории геологического развития района (по П. С. Бернштейну и С. Г. Мирчинк) наиболее древним этапом является образование метаморфических пород: амфиболитов, гранитогнейсов, кварцево-слюдистых

сланцев и кварцитов. Этот этап относится к протерозою. Процессы метаморфизма сопровождались возникновением разрывов с зонами мидонитов. На породах древнего метаморфического комплекса с несогласием залегают нижнепалеозойские филлиты, образовавшиеся в результате метаморфизма аргиллитов под воздействием батолита ундинских гранитоидов, внедрившегося в среднем карбоне. К периоду варисского тектогенеза относится подновление древних разрывов, заложенных в протерозое, возникновение новых разрывных нарушений внутри батолита ундинских гранитоидов и образование кварцево-турмалиновых жил в экзо-контактовых зонах интрузивного массива.

После денудации варисских складчатых сооружений на ундинских гранитоидах и породах метаморфического комплекса в триасе и нижней юре происходило накопление мощных морских отложений флишевого типа, состоящих из темных аргиллитов и аркозовых песчаников, трансгрессивно залегающих на породах палеозоя.

С киммерийским тектогенезом связаны складчатость нижнемезозойских пород (складки северо-восточного простирания), водновление ранее заложенных разрывов, в том числе Борщовочного разлома и внедрение посленижнеюрской интрузии борщовочных гранитов. На основании определения абсолютного возраста время внедрения последних И. Е. Сморгков (1953) относит к концу нижней юры. Образованию верхнеюрских пород предшествовало постепенное поднятие района, сопровождавшееся складкообразованием и развитием разрывных нарушений, обусловивших возникновение Ундино-Даинской депрессии вдоль Борщовочного разлома, а также возобновление сбросовых смещений по ранее заложенным тектоническим трещинам и сопряженным с ними разрывным дислокациями, вновь создавшимся в пределах депрессии.

Депрессия в верхней юре заполнилась валунно-галечными конгломератами, на которых с размывом отлагалась вулканогенно-осадочная толща, представленная порфиритами, их туфами и туфоконгломератами. Эта толща с размывом сменяется озерными отложениями пестроцветных песчаников. Возраст этих отложений отнесен к верхней юре на основании фауны, найденной Г. Г. Мартинсоном.

Интрузивная деятельность в послеверхнеюрское время проявилась в образовании лополитов порфиридных гранитов, пластовых интрузий, штоков и даек широко распространенных диорит-порфиритов, редко встречающихся гранит-порфиров и кварцевых диоритов. Глыбовые движения, происходившие по северо-западному краю депрессии, создали обособленные участки впадин, в которых в нижнемеловое время накапливались отложения тергенской свиты, представленные конгломератами с галькой различных пород района, включая и послеверхнеюрские диорит-порфириты.

Развитие глыбовых движений в последующее время было приурочено к ранее заложенным изолированным впадинам вдоль Борщовочного разлома, оформившихся в виде Бaleyского, Оноховского, Лесковского, Лукинского и Шивиинского грабенов. В их пределах на размытой поверхности отложений тергенской свиты, в апте отлагались озерные и делювиально-пролювиальные осадки бaleyской свиты. Последняя представлена чередующимися пластами полимиктовых песчаников, алевролитов и конгломерато-брекчий.

Проявление вулканической деятельности в после-нижнемеловое время фиксируется по излияниям кварцевых порфиров и накоплению их туфов в бассейне р. Даи на северо-восточной периферии района.

На северо-востоке бaleyского грабена породы бaleyской свиты перекрыты каменскими конгломератами, условно отнесенными к нижнетретичному времени. Более молодыми породами являются покровы базальтов. Разрез осадочных образований заканчивается террасовыми отложениями четвертичного периода.

Фактические данные о геологическом строении рассматриваемого района позволяют предполагать здесь наличие структуры оседания на своде общего тектонического поднятия, вытянутого в северо-восточном направлении. Трещины, возникшие в процессе поднятия и явившиеся результатом растяжения пород, обусловили образование крупных сбросовых смещений северо-восточного простирания, связанных с подновлявшимся Борщовочным разломом, по которым и произошло оседание, фиксируемое Ундино-Даинской депрессией. По мере развития структуры



Рис. 1. Геологическая карта Бале́йского грабена (по П. С. Бернштейну и С. Г. Мирчик) 1 — каменские конгломераты T_1^1 ; 2 — песчаники новотроцкой свиты (апт) Cr^4 ; 3 — песчано-конгломератовые отложения бале́йской свиты (апт) Cr^3 ; 4 — полимиктовые песчаники бале́йской свиты (апт) Cr^2 ; 5 — конгломераты терганской свиты (готерив-баррем) Cr^1 ; 6 — порфириты и их туфы I_a ; 7 — протерозойские метаморфические сланцы; 8 — позднекиммерийские диорит-порфириты; 9 — киммерийские Борщовочные граниты; 10 — варисские лейкократовые граниты; 11 — варисские гранодиориты ундиноского комплекса; 12 — разрывные нарушения; 13 — Борщовочный разлом

района смещения возобновлялись, проявляясь в виде ступенчатых сбросов преимущественно в краевых частях депрессии, что в совокупности с возникшими смещениями северо-западного простирания и привело к образованию изолированных грабенов. Наиболее изучен Бале́йский грабен, имеющий площадь 31 км² и расположенный в наиболее суженном участке Ундино-Даинской депрессии (рис. 1). Заложение Бале́йского грабена как обособленной впадины в пределах Ундино-Даинской депрессии связано с возникновением поперечных разломов северо-северо-западного простирания.

Наряду со ступенчатыми сбросами, оконтуривающими грабен и осаждающими его крылья, отмечаются слабо выраженные складчатые формы в континентальной песчано-конгломератовой толще, пологопадающей по направлению к центру грабена. Развитие складчатых структур П. С. Бернштейн связывает с прогибанием дна грабена по мере его

опускания и заполнения осадками. О развитии грабена в процессе осадконакопления свидетельствует неравнозначность вертикальных амплитуд смещений пород фундамента и последовательно накапливавшихся осадков.

Густая сеть буровых скважин (200×500 м), в ряде случаев пробуренных до пород фундамента, позволила задокументировать осадочную толщу по всей площади грабена. В результате этого выяснилось, что в ряде участков (см. продольный разрез на рис. 1) нижнемеловые отложения залегают непосредственно на коре выветривания ундинских гранитоидов. Это позволяет предположить, что возникновение поперечных разрывов относится по крайней мере к донижнемеловому времени. Поскольку поперечные разрывы повсюду смещают разрывные нарушения северо-восточного простирания, последние следует отнести к доверхнеюрскому времени, т. е. ко времени внедрения борщовочных гранитов и проседания на своде общего поднятия, обусловившего образование депрессии. Следовательно, образование Балейского грабена началось на границе верхней юры и мела. Это время, как указывалось выше, отмечается внедрением малых интрузий диорит-порфиритов, использовавшихся ослабленные зоны тектонических нарушений, и образованием золоторудных кварцевых жил позднекиммерийской металлогении.

Отсутствие в северо-восточной части грабена, за Главным поперечным разломом, нижнемеловых конгломератов тергенской свиты и залегание здесь на породах фундамента (гранитоидах и вулканогенно-осадочных образований) брекчий и дресвяников балейской свиты указывает на дальнейшее развитие разрывных нарушений и возникновение в пределах грабена крупноглыбовых движений по ранее заложенным и новым тектоническим разрывам. В результате произошло значительное опускание юго-западной части грабена и эрозия осадков в его северо-восточной части.

В период образования пород балейской свиты продолжалось опускание дна грабена, что приводит к дальнейшему расчленению грабена на ряд блоков, относительно неравномерно и разнозначно перемещавшихся. Естественно, что при глыбовых движениях происходили смещения как по трещинам северо-северо-западного, так и по подновленным трещинам северо-восточного простирания.

Особенностью формирования Балейского грабена является синхронность опускания его дна с процессами осадконакопления (см. разрез АВ на рис. 1). После диагенеза осадков нижнего мела тектонические движения продолжались и выражались в интенсивном дроблении грабена на блоки серий тектонических разрывов; последние и послужили каналами для циркуляции рудоносных растворов и рудоотложения.

Связь оруденения с какой-либо интрузией пока не установлена, однако совершенно определенно выявляется посленижнемеловой, но догретичный возраст золоторудных кварцевых жил. Следовательно, процесс рудообразования происходил в последнюю стадию формирования Балейского грабена.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТОРУДНЫХ УЧАСТКОВ

Балейское рудное поле, включающее собственно Балейское месторождение и его Южный участок, до последнего времени ограничивались площадью Центрального блока Балейского грабена, заключенного между Главным поперечным и Фабричным разломами (см. рис. 1). Приведем краткую характеристику золоторудных площадей.

Балейский участок в своей юго-восточной части представлен серией сближенных крутопадающих кварцевых жил, залегающих в конгломератах. Жилы в основном имеют близмеридиональное простирание с крутым падением на запад. Протяженность жил до 150 м по про-

стиранию и 50—70 м по падению. Эта группа жил пересекается немногочисленными, но протяженными (до 400 м) пологопадающими более мощными кварцевыми жилами, в свою очередь разбитыми на отдельные блоки послерудными разрывными нарушениями близмеридионального простирания. Простирание пологопадающих жил обычно широтное, падение на юг под углом 15—35°, реже — северо-западное с падением на юго-запад под углом 15—25°. По пологим жилам наблюдается относительное перемещение висячего крыла в сторону падения рудной трещины (рис. 2).

В северо-западной части месторождения, согласно с тектоническим контактом нижнемеловых конгломератов и ундинских гранитоидов, среди последних, на отдельных участках совпадая с их контактом, прослеживается выдержанная по мощности жила Контактная, северо-восточного простирания, с крутым падением на юго-восток, длиной более 600 м. В лежащем боку этой жилы развита серия сближенных, крутопадающих, маломощных жил, аналогичных меридиональным жилам южного участка. Так же, как на Южном участке, в лежащем боку жилы Контактной развиты пологие жилы широтного простирания с падением на юг.

Южный участок Балейского поля представлен кварцевыми жилами северо-восточного простирания с крутым падением на северо-запад под углами 50—80°. Мощность жил колеблется в широких пределах — от десятков сантиметров до 3,0 м. С глубиной протяженность жил увеличивается.

Характерной особенностью жил является их ветвящееся выклинивание по восстанию. На поверхность выходят отдельные прожилки незначительной мощности. Обычно жилы сопровождаются короткими апофизами с висячего и лежащего боков, которые отходят от основной жилы под острым углом и нередко вновь примыкают к ней. На участках резкого местного выполаживания жил в висячем боку развивается густая сеть ветвящихся апофиз, удаляющихся от жилы по восстанию. Все жилы на южном участке смещаются одним пологим разрывным нарушением север-северо-восточного падения с относительным перемещением верхних смещенных частей жил в юго-восточном (по простиранию нарушения) направлении.

На северо-восточном фланге участка, заключающего основные жилы, вскрыта пологопадающая рудная жила мощностью 0,4 м, по зальбандам, сопровождающаяся минерализацией вмещающих песчаников. Трещина падает на север-северо-восток под углом 15°. Следует отметить, что выше этой трещины пройден квершлаг на пересечение предполагаемого продолжения жил южного участка в северо-восточном направлении. Однако рудные тела на этой глубине не встречены, хотя на 100 м ниже квершлага зарегистрирован ряд подсечений кварцевых жил буровыми скважинами. В послерудный период все рудные тела были смещены разрывными нарушениями близмеридионального простирания.

Руды Балейского золотоносного поля представлены халцедоновидными кварцем и халцедоном, составляющими до 95% минерального заполнения жил, адуляром, составляющим до 5% (в отдельных участках до 20% и более), каолинитом (до 5%), карбонатом и серицитом. Сульфиды, представленные в основном пиритом и марказитом, составляют 0,5—1,5% по отношению к жильным минералам. К спутникам золота относятся блеклые руды и особенно пираргирит. Весьма редко встречаются арсенопирит, халькопирит, и только в отдельных шлифах обнаружены сфалерит и галенит. Особое положение занимает антимонит. Он встречается относительно редко в виде крупных скоплений в некоторых жилах.

Золото обычно дисперсное, низкопробное; иногда оно концентрируется в виде тонких полос, ориентированных в плоскости жилы.

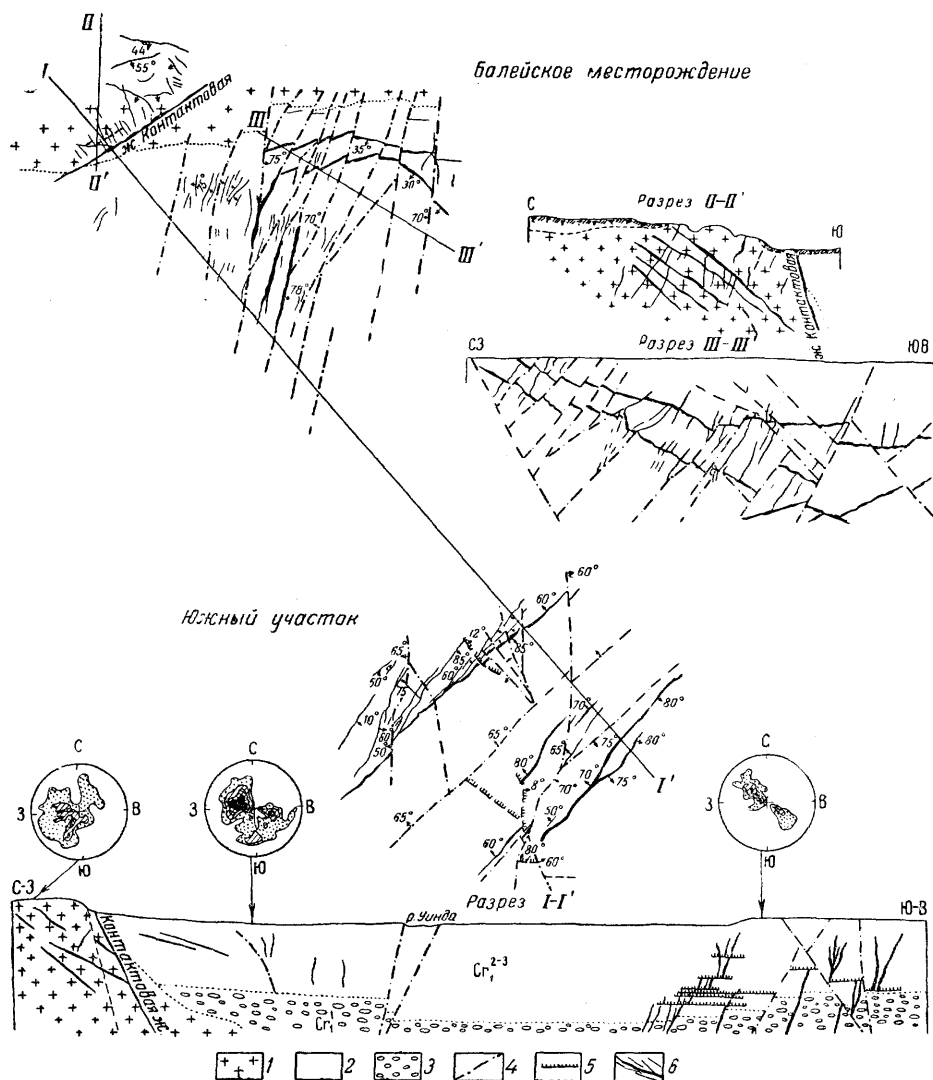


Рис. 2. Карта Бале́йского рудного поля. К разрезу I—I приведены диаграммы рудной трещиноватости, построенные по способу В. В. Сухоручкина (на ортографическую проекцию нанесены точки пересечения линии падения трещин с нижней полусферой).

Плотность полюсов трещин <math>< 0,5-1-2-3 </math>‰

I — удинские гранитоиды; 2 — осадочные отложения бале́йской свиты; 3 — осадочные отложения тергенской свиты; 4 — крутопадающие разрывные нарушения; 5 — пологопадающие разрывные нарушения; 6 — кварцевые золотоносные жилы

Согласно Н. В. Петровской, в пределах Бале́йского рудного поля развиты следующие минеральные ассоциации.

1. Кварцевая. Ранний халцедоновидный кварц и темный халцедон, часто с реликтами вмещающих пород.

2. Адулярово-каолинитово-кварцевая. К этой ассоциации приурочена основная концентрация золота. Кварц тонкополосчатый, халцедоновидный, пластинчатый (по кальциту) и пребенчатый.

3. Кварцево-карбонатная. Полумолочный неяснополосчатый, крупнопластинчатый и шестоватый кварц, непостоянное присутствие карбонатов, отсутствие сульфидов и адуляра.

4. Кварцево-сульфидная. Белый полосчатый и мелкогребенчатый кварц.

5. Золото-пираргиритовая.

6. Кварцево-антимонитовая. Поздний серый халцедоновидный и фарфоровидный кварц, антимонит и карбонат.

Наблюдается некоторое своеобразие в пространственном распределении различных разновидностей руд. Для Южного участка характерны тонкозернистые, тонкополосчатые руды, жилы здесь нередко имеют симметричное строение. Темный халцедон первой ассоциации (цементирующий обломки вмещающих пород), отложенный у контактов с вмещающими породами, сменяется тонкополосчатым чередованием кварца, адуляра и каолинита с характерным фестончатым строением; центральная часть жилы обычно представлена крупнополосчатым халцедоновидным кварцем.

Южный фланг Балейского участка граничащий с Южным участком, характеризуется неяснополосчатыми, мелкогребенчатыми массивными и брекчиевыми текстурами руд. Последние характерны для пологих жил. Для северной части месторождения типично развитие пластинчатых и массивных текстур руд. Реже встречается кварц гребенчатого и фарфоровидного облика.

При сопоставлении рудных тел Южного участка с жилами северного фланга Балейского участка устанавливается ряд закономерностей. Так, краевые зоны жил Южного участка представлены темным, ранним халцедоном, который в центре сменяется колломорфными образованиями халцедоновидного кварца. Жилы северного фланга у контактов имеют оторочки шестоватого кварца, сменяющегося пластинчато-пористым кварцем, в центре они сложены крупнозернистым халцедоном. Только на верхних горизонтах, на глубину до 60—70 м, приконтактные зоны жил северного фланга, и в том числе жилы Контактной, представлены тонкополосчатыми (фестончатыми) текстурами с обильным выделением пираргирита и с золотом, типичными для Южного участка. Из сказанного следует, что Балейский и Южный участки связаны единством состава минеральных выделений рудных тел и обладают сходными текстурами руд.

В целом для рудного поля характерны специфические колломорфные текстуры тонкозернистых до скрытозернистых минеральных выделений, малая роль сульфидов и полное отсутствие турмалина. Это является главной отличительной особенностью оруденения ларамийской фазы от предшествовавших ему.

Н. В. Петровская, изучавшая процессы гидротермального изменения вмещающих пород, указывает на проявление раннего, дорудного метаморфизма пород рудного поля как гранитоидов, так и осадочной толщи. Метаморфизм выразился в образовании зон серицитизации и хлоритизации, сопровождавшейся отложением привнесенного калия и слабым локальным метасоматическим окварцеванием центров зон. Эти зоны часто не совпадают с рудными телами и даже пересекаются с ними, а жилы частью находятся в свежих, почти неизмененных породах. В то же время интенсивные процессы каолинизации и окварцевания контролируются рудовмещающими трещинами. Поэтому мы считаем, что именно эти процессы гидротермального метаморфизма имеют важное поисковое значение. В этом отношении важно также прожилковидное окварцевание и адуляризация пород, сопутствующие процессу формирования рудных жил.

Основные рудораспределяющие и рудовмещающие трещины сопровождаются сетью тонких и очень часто тончайших трещин, с которыми и связаны гидротермальные метасоматические преобразования вмещающих пород. Прожилковидная минерализация и метасоматические преобразования, происходившие в породах, раздробленных под воздействием тектонических процессов, развиты весьма широко в осадочной толще, они образуют зоны околожилных изменений мощностью в десятки метров.

Иногда эти зоны оказываются более обогащены золотом, чем даже рудные жилы (рис. 3).

Мощные зоны прожилковидной минерализации в песчаниках резко сокращаются в конгломератах и почти исчезают в изверженных породах. Прожилки минерализованы кварцем и адуляром, реже присутствуют карбонаты. Метасоматоз пород выражен в интенсивном окварцевании, вплоть до полного замещения песчаника и цемента конгломератов кварцем, сопровождающемся каолинизацией и пиритизацией. Процесс замещения вмещающих пород, происходящий под воздействием гидротермальных растворов, отражается на характере контактов не только прожилков, сопровождающих жилы, но и самих жил.

Наиболее интенсивные изменения пород во всех случаях контролируются рудораспределяющими трещинами, т. е. одной из форм проявления структуры месторождений. Необходимо отметить очень важную роль литологического контроля оруденения Балейского рудного поля. Если в песчаниках рудные жилы сопровождаются сетью прожилков и метасоматически измененными оруденелыми вмещающими породами, образующими зоны мощностью в десятки метров, то в конгломератах можно наблюдать только крупные, смыкающиеся с жилами апофизы, не сопровождающиеся оруденением вмещающих пород. В соответствии с этим по мере удаления от контакта с конгломератами в толщу песчаников мощность минерализованных зон быстро возрастает, причем одновременно сокращается мощность жилы вплоть до превращения их в прожилки. Важно отметить, что в песчаниках наблюдаются тонкие линзочки углистого вещества, которое, по-видимому, способствовало осаждению золота из растворов.

Форма рудных жил в гранодиоритах, вероятно, близка к форме Контактной жилы: прямолинейность, выдержанная мощность, наличие протяженных пережимов, четкость контактов и, вероятно, отсутствие апофиз. Изменение состава пород не имеет избирательного значения для оруденения, что хорошо видно на крутопадающих жилах Балейского и Южного участков Балейского рудного поля.



Рис. 3. Морфология одной из типичных рудных зон Южного участка
1 — бедные рудные участки; 2 — более богатые участки руды; 3 — наиболее богатые участки руды

ОСОБЕННОСТИ ТРЕЩИННОЙ ТЕКТОНИКИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Решающим фактором, определившим создание необходимых условий для локализации оруденения и формирования месторождения, является тектоническая структура Балейского грабена. На схеме структуры Балейского рудного поля (рис. 4) четко вырисовывается ряд систем тектонических трещин:

А. Разрывные нарушения, определяющие крупноблоковое строение грабена, образовавшиеся на основе трещин отрыва:

- 1) сбросы северо-восточного простирания (Контактовый);
- 2) сбросы север-северо-западного простирания (Главный поперечный и Фабричный).

Б. Разрывные нарушения, расчленяющие Центральный блок грабена на более мелкие блоки и обусловившие глыбовые движения в пределах рудного поля:

3) сопряженные сбросы северо-восточного простирания с падением на северо-запад и юго-восток;

4) близмеридиональные сопряженные сбросы с падением на запад и восток.

В. Нарушения, представленные сетью сближенных трещин отрыва относительно небольших размеров:

5) трещины отрыва северо-западного простирания в гранитоидах;

6) трещины отрыва близмеридионального простирания в конгломератах.

Г. Пологие (5—35°) разрывные смещения:

7) сбросы широтного простирания с падением на юг;

8) сбросы северо-западного простирания с падением на северо-восток.

Из всех перечисленных систем трещин безрудны только нарушения северо-восточного простирания с падением на юго-восток и более поздние меридиональные сбросы, что установлено на основании пересечения их горными выработками. Крупные дорудные разрывы северо-западного простирания считаются безрудными, хотя достаточных данных для этого нет.

Обращает на себя внимание преимущественное развитие отдельных систем трещин в определенных участках рудного поля. Так, для северного фланга БалеЙского участка характерны трещины северо-западного направления (см. трещинные диаграммы на рис. 2); для южного фланга возрастает значе-

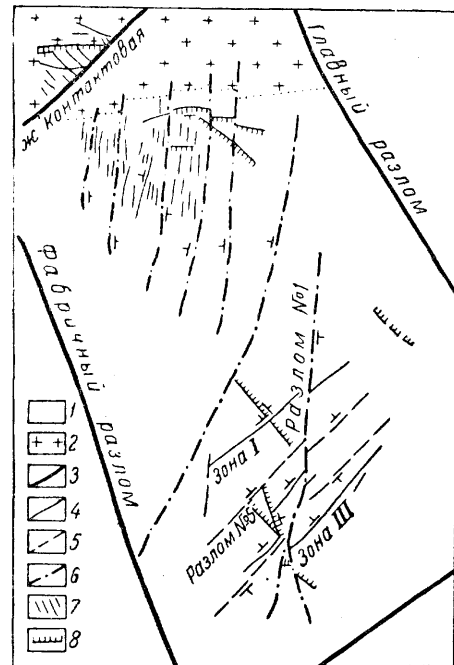


Рис. 4. Структурная схема БалеЙского рудного поля

1 — песчаники и конгломераты; 2 — гранитоиды; 3 — разрывные нарушения, огибающие Центральный блок; 4 — предрудные сбросы северо-восточного простирания; 5 — послерудные сместители северо-восточного простирания; 6 — послерудные сместители меридионального простирания; 7 — сближенные трещины отрыва; 8 — пологопадающие разрывные смещения

ние трещин близмеридионального, северо-восточного и широтного направлений. Общим для участка является простирание трещин в основном в северо-западном румбе с падением на юго-запад и запад.

На Южном участке трещины имеют северо-восточное простирание с преобладающим падением на северо-запад, показывая общее сходство с основными направлениями трещин южного фланга БалеЙского участка. Направление трещин как бы разворачивается по ходу часовой стрелки по мере перехода от периферии к центру грабена. Все рудное поле расчленено послерудными нарушениями близмеридионального простирания, имеющими крутое падение.

Охарактеризуем кратко каждую из перечисленных систем трещин:

1. «Контактовый» сброс, вероятно, был заложен задолго до процессов рудообразования, по-видимому, еще при возникновении Ундино-

Даинской депрессии, позже он неоднократно подновлялся при формировании БалеЙского грабена. В период рудообразования Контактный сброс явился рудоподводящим каналом для сближенных и пологих жил БалеЙского участка, выполняя при этом и роль рудовмещающей трещины, по которой сформировалась Контактная жила. Эта жила весьма выдержана (прямолинейна) по простиранию и падению, имеет неяснополосчатое строение. В приконтактной части развит темный халцедон, сменяющийся к центру жилы светлым халцедоновидным кварцем, а в осевой части иногда пластинчатым кварцем и каолинитом. В зальбандах жилы развита тектоническая глинка трения с зеркалами скольжения. Борозды и штрихи на плоскостях скольжения указывают на происходившее вдоль них перемещение блоков пород. Для жилы характерны протяженные участки «пережимов», выполненные продуктами разрушения вмещающих пород и резко неравномерное распределение золота. Обогащенные им участки отмечаются в местах сопряжения жилы с отходящими от нее жилами северо-западного и широтного простираний.

2. Поперечные сбросы север-северо-западного направления изучены весьма слабо, только в отдельных случаях они подсечены скважинами; картирование их произведено на основании глыбовых смещений, установленных по данным густой сети скважин. Судить о рудоносности сбросов преждевременно. Западнее, за пределами грабена, прослеживаются крутопадающие весьма протяженные кварцевые жилы большой мощности, имеющие то же простирание. Вероятно, вмещающие их сбросы возникли в процессе общего поднятия района.

3. Сбросы северо-восточного простирания с падением на северо-запад являются основными рудовмещающими трещинами на Южном участке. Со стороны висячего бока они сопровождаются интенсивно развитой сетью менее мощных оруденелых трещин. Стратиграфические контакты прослоев песчаников и конгломератов, как правило, смещены. Проследить переходы пластов этих пород из висячего в лежащий бок кварцевых жил не удается.

В висячем боку основные кварцевые жилы сопровождаются сетью менее мощных, более крутопадающих, обычно извилистых и ветвящихся кварцевых жилок, выполняющих трещины отрыва. Наиболее густая сеть этих жилок развивается на пологих интервалах основных кварцевых жил (см. рис. 3).

Крутопадающие апофизы, отходящие от основных жил, не смещают контактов между прослоями конгломератов и песчаников. Местами широко развиты пологопадающие апофизы. Линии сопряжения апофиз (развивающихся по оперяющим трещинам) с главной жилой ориентированы почти горизонтально (рис. 5 и 6). Контакты как главных жил, так и их оперяющих жилок припаяны к вмещающим их песчаникам и конгломератам. И главные трещины северо-восточного простирания, и оперяющие их трещины в процессе минерализации периодически приоткрывались. На это обстоятельство указывает обилие генераций жильного кварца, последовательно заполнявших и цементиовавших эти трещины. Приведенные факты позволяют предполагать, что формирование жил происходило в приоткрытых участках главных трещин и в боковых трещинах отрыва, развитых в висячем боку и возникших уже после того, как произошло сбросовое перемещение масс. Сами же сбросовые нарушения смещают породы фундамента на различные амплитуды по отношению к меловым отложениям. На основании этого следует предположить, что сбросы были заложены в домеловое время, но перемещения по ним возобновлялись вплоть до ларамийской фазы тектогенеза.

Помимо оруденелых трещин северо-восточного простирания отмечаются послерудные сопряженные сбросы того же северо-восточного простирания с падением на северо-запад и юго-восток. Они смещают пологие нарушения, в свою очередь смещающие рудные тела. Эти разрыв-

ные нарушения подсечены рядом горных выработок, они представлены сбросами с хорошо развитыми зеркалами скольжения (борозды указывают на вертикальные смещения).

4. Близмеридиональные сбросы в пределах Центрального блока грабена смещают все известные тектонические трещины и в том числе послерудные сколы северо-восточного простирания. Они представляют собой сопряженную систему трещин, возникших уже после процесса рудообразования, о чем свидетельствует отсутствие гидротермального метаморфизма в продуктах дробления, выполнявших трещину, а также

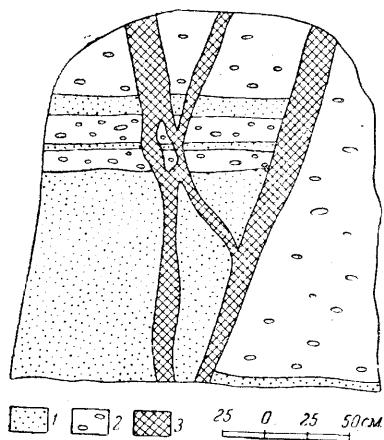


Рис. 5. Зарисовка забоя штрека одной из жил

1 — песчаник; 2 — конгломерат; 3 — кварцевая жила

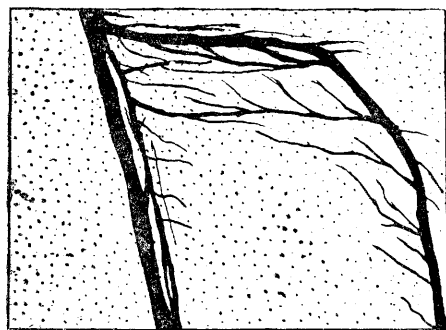


Рис. 6. Схема положения рудного срыва в месте сопряжения крутопадающих трещин с пологими

1 — песчаник; 2 — конгломерат; 3 — кварцевая жила

четкий срез, без каких-либо новообразований, третьей рудной зоны и пологих жил Балейского участка. Рудные столбы пологопадающих жил точно сохраняют свою конфигурацию на смещенных участках, что указывает на сбросовый характер нарушений без элемента сдвига.

5. Трещины отрыва северо-западного простирания, широко развитые в лежащем боку жилы Контактной, придают штокверковый характер оруденению в гранитоидах. В осадочных породах они представляют собой крутопадающие жилы, обычно незначительные по размерам, весьма невыдержанные по простиранию и падению, часто ветвящиеся, с линзами вмещающих пород (см. рис. 5). С глубиной количество жил резко уменьшается и на глубоких горизонтах встречаются только одиночные непромышленные жилы.

Образования рассматриваемых трещин, совершенно отсутствующих висячем боку жилы Контактной и явно тяготеющих к пологим трещинам широтного простирания, следует увязывать с последними. Большая часть крутопадающих трещин при приближении со стороны лежащего бока к пологой трещине начинает ветвиться, увеличивается общая мощность жил и возрастает содержание в них золота (см. рис. 6). Некоторые из трещин, пройдя пологую жилу, превращаются в прожилки. Наряду с этими жилами, встречаются жилы, имеющие тот же минералогический состав и аналогичную структуру руд, которые сопрягаются с пологими жилами без существенных изменений морфологии, строения руд и содержания металла. Случаев смещения пологих жил описываемыми крутыми трещинами не наблюдалось.

Вероятно, образование крутопадающих и пологих трещин происходило одновременно, может быть, последние незначительно запаздывали.

При этом в процессе минерализации пологие трещины играли экранирующую роль, а характер взаимного пересечения (или сопряжения трещин) определялся состоянием в этот период пологих трещин как бы гасили крутопадающие трещины, а закрытые участки не оказывали существенного влияния на развитие последних.

Неровная поверхность стенок, отсутствие следов движения, извилистость и невыдержанность по мощности позволяют считать крутопадающие трещины трещинами отрыва. Вероятно, они возникли в период после образования сбросовых перемещений северо-восточного направления в зоне Южного участка, но до возникновения близмеридиональных послерудных сбросов. Эти жилы имеют крупноплощатое строение с чередованием (по направлению к центру) пластинчатого, шестоватого и массивного кварца. На верхних горизонтах обильно развиты друзы, почти не встречающиеся на больших глубинах.

6. Трещины отрыва близмеридионального простирания, аналогичные по морфологическому облику трещинам северного фланга БалеЙского участка, выполнены жилами несколько отличной текстуры. Для них характерен светло-серый, а к центру жилы — белый, массивный кварц, в осевой части жил располагается темно-серый кварц с вкрапленностью пирита. Образование таких трещин так же, как и на северном фланге, происходило одновременно с образованием пологих трещин широтного и северо-западного направлений и, как правило, не сопровождалось смещением зальбандов.

7. Пологие разрывные нарушения БалеЙского участка выполнены жилами, которые как бы оконтуривают Южный участок месторождения с севера, охватывая амфитеатром штокверк крутопадающих жил. На Северном фланге основными пологими оруденельными трещинами являются зона смятия и жила Сурьяная.

В отличие от крутопадающих жил, в пологих жилах преобладает массивный серый халцедоновидный кварц (на северном фланге) или грубоплощатый (на южном); при этом характерно развитие брекчий вмещающих пород. В пологопадающих жилах наиболее часто встречается сурьяное оруденение. Жилы имеют относительно гладкие стенки, на контакте с вмещающими породами развита глинка трения. Исходя из положения смещенных частей крутопадающих жил, можно предположить, что висячий бок нарушений смещался в южном направлении, т. е. по падению сместителей.

8. На Южном участке пологие трещины незначительной протяженности с небольшой амплитудой смещения встречаются довольно часто. Одно из пологопадающих разрывных нарушений северо-западного простирания с падением на северо-восток проходит через все месторождение, оно смещает кварцевые жилы (см. рис. 2, разрез I—I) и уходит на глубину, за пределы месторождения, в направлении к Главному поперечному разлому. Вскрытые горными работами участки этого пологого нарушения в местах его пересечения с кварцевыми жилами не содержат оруденения. Трещина выполнена тектонической глиной, сопровождаемой окварцованными песчаниками. В участках смещения рудных жил наблюдаются сдвинутые по поверхности сбрасывателя обломки кварца и вмещающих песчаников, сцементированных поздним халцедоновидным кварцем, возникшие в результате интенсивного дробления и перемещения пород.

На расстоянии 1 200 м к северо-востоку от выхода пологого нарушения на горизонте 126 м подсечено нарушение с теми же элементами залегания, соответствующее первому по построению (с учетом смещений по разлому № 2 и 5). На этом участке трещина минерализована двумя генерациями гребчатого кварца, обволакивающего обломки окварцованных песчаников. Пустоты в кварце поздней генерации выполнены антимонитом. Золото приурочено к обеим генерациям кварца.

Трещина сопровождается зоной окварцевания и оруденения вмещающих ее песчаников, мощность зоны до 3 м.

Мы считаем, что данное оруденение явится связующим звеном между собственно Балейским и Южным участками и отражает постепенное затухание минерализации в пологих разрывных нарушениях (наблюдаемое на Балее) в направлении на юг. Развитие же протяженных жил северо-восточного простирания свидетельствует о переходе (в пределах Центрального блока) к Южному участку.

Особый интерес представляют условия локализации обогащенных золотом рудных столбов в плоскости рудных жил. Рассмотрим некоторые примеры.

В одной из жил Южного участка четко вырисовывается рудный столб северо-восточного склонения, проходящий между горизонтами 126 и 216 м. Он приурочен к сопряжению жилы с минерализованной трещиной отрыва висячего бока. Линия сопряжения жил точно соответствует положению рудного столба, а поперечные обогащенные струи, вероятно, связаны с мелкими прожилками зоны дробления на участке сопряжения жил. Природа обогащения данного участка не вызывает сомнений. Отметим пассивную роль в минерализации рудной трещины пологого нарушения, срезающего уже полностью сформированную жилу.

В другом рудном теле Южного участка отмечен совершенно иной характер распределения золота. Здесь намечаются короткие вертикальные рудные столбы при общем склонении зоны оруденения в северо-восточном направлении. Очевидно, в этом случае мы наблюдаем обратную картину: обогащенные участки переходят в зону прожилковой минерализации, особенно на участках резких изгибов жилы, и создают в плоскости жилы обедненные участки. Оговоримся, что этот факт пока мало изучен, но предварительно можно предполагать, что оруденение без особых изменений будет распространяться на глубину по жиле, по крайней мере до ее выхода в толщу конгломератов.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Рассматривая вопросы структуры и оруденения Балейского грабена, мы сосредоточили внимание на его Центральном блоке. Встает вопрос: ограничены ли рудопроявления в пределах грабена данным блоком?

Ряд исследователей приходит именно к этому выводу, считая, что блок подвергся наиболее интенсивному дроблению, создавшему пути и полости для развития рудообразования. Они склонны связывать эти процессы и с изгибом Борщовочного разлома и с выступом гранитоидов (см. рис. 1).

Мы считаем, что роль Центрального блока в перспективах Балейского грабена существенно преувеличена, что обусловлено сосредоточением в районе блока большого объема горных работ, открывших доступ к изучению природы рудопроявлений. Остальные же участки грабена, при нашем нетерпеливом и часто узко практическом подходе к решению вопросов использования выявленных богатых участков, еще не разведаны.

Накопленный опыт и обобщение наблюдаемых особенностей структуры рассмотренных месторождений позволило геологам предприятия выступить с конкретными предложениями по выявлению новых рудных участков и отдельных рудных тел. Как в блоке Балейского грабена, так и за его пределами, необходимо отметить полное подтверждение прогнозов, в большинстве случаев выдвигаемых на основе структурного анализа.

Изложенный в статье материал показывает резкое преобладание вертикальных составляющих смещений по крутопадающим протяжен-

ным минерализованным и послерудным трещинам Балейского рудного поля. Формирование этих трещин, возможно, было в какой-то степени связано с подвижками по Борщовочному разлому; в основном оно, по-видимому, обуславливается продолжающимся проседанием Балейского грабена. Опускание блоков происходило по крутым трещинам северо-западного, меридионального и северо-восточного простирания. Подвижки по этим трещинам сопровождались возникновением сравнительно мелких крутопадающих отрывных и пологих сколовых трещин.

Более сложными представляются условия формирования крупных пологих рудных жил и послерудных трещин. По своей ориентировке они повторяют положение в пространстве стратиграфических контактов во вмещающей осадочной толще и с этой точки зрения их направления являются унаследованными. Образование пологих трещин, прослеживающихся на больших расстояниях, П. С. Бернштейн связывает с появлением горизонтальных составляющих сил, возникавших при глыбовых движениях. В этом случае смещение в плоскости пологих трещин должно иметь надвиговый характер, что часто и наблюдается. Вместе с тем по этим трещинам иногда отмечаются нормальные сбросы и сдвиги, иногда же какие-либо смещения отсутствуют. Очевидно, следует признать, что данных для исчерпывающего решения вопроса о механизме образования пологопадающих нарушений в целом для рудного поля еще недостаточно.

Обилие разновидностей кварца, сопровождающегося различными минералами-спутниками, и золотоносных в различной степени, говорит о большой сложности процесса формирования рудных жил и пульсирующем его характере.

Балейское рудное поле является ярким примером локализации оруденения в участках развивающегося прогибания земной коры. В этих условиях деформирующиеся блоки испытывали растяжение в горизонтальном и сокращение в вертикальном направлениях. Естественно, что в условиях хрупкой среды это обуславливало широкое развитие сбросов.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Введение	6
Часть I	
МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ	
I. Некоторые элементы структурной геологии (А. В. Пэк)	15
Складчатые структуры	15
1. Складки изгиба со скольжением	16
2. Блокированные складки	21
3. Диалировые складки	22
4. Складки скалывания	22
Трещинные структуры	24
1. Трещины как элементы структуры месторождений	24
2. Генетические типы трещин в горных породах	25
3. Некоторые закономерности сочетания тектонических трещин	26
4. Закономерности сочетания трещин со складчатостью	31
5. Тектонические трещины второго порядка	34
6. Тектоника интрузивных тел	37
7. Трещины нетектонические	38
8. Статистическое изучение трещиноватости	38
II. Крупномасштабное геологическое картирование как основной метод изучения структур рудных полей и месторождений (Ф. И. Вольфсон, Л. И. Лукин)	41
Некоторые общие вопросы	41
1. Выбор масштаба карты	41
2. Принципы нормирования съемки	43
3. Кондиционность карт	44
4. Комплексность исследований при геологической съемке	46
5. Некоторые особенности крупномасштабного геологического картирования	49
Изучение стратиграфии и литологии вмещающих толщ при крупномасштабном геологическом картировании	55
1. Методы расчленения пород	56
2. Особенности расчленения слоистых толщ в различных геологических условиях	59
Картирование складок	66
Крупномасштабное картирование интрузивных массивов и даек	75
1. Изучение вещественного состава интрузивных массивов	77
2. Изучение экзо- и эндоконтактов интрузивных массивов и даек	78
3. Изучение ориентировки минералов и других признаков движений магмы	80
4. Изучение трещиноватости в интрузивных массивах	81
5. Выяснение возрастных соотношений интрузивов с вмещающими породами	82
6. Выяснение формы и условий залегания массивов интрузивных пород	83
7. Особенности геологического картирования интрузивных массивов и даек в условиях плохой обнаженности	85
8. Особенности геологического картирования рудных полей и месторождений в стратифицированных интрузивных массивах	90

	Стр.
Картирование рудных полей и месторождений, залегающих среди эффузивных пород	97
1. Рудные поля в пологозалегающих эффузивных толщах	102
2. Рудные поля в сильно дислоцированных эффузивных толщах	104
3. Рудные поля, приуроченные к массивным эффузивным толщам и к жерлам древних вулканов	108
III. Изучение и картирование дизъюнктивных нарушений	114
Выявление дизъюнктивных нарушений и определение их возраста (Е. П. Соношкин, Б. Л. Рыбалов, Л. В. Хорошилов)	114
1. Краткая общая характеристика дизъюнктивных нарушений	114
2. Выявление тектонических нарушений по косвенным признакам	117
3. Определение относительного возраста дизъюнктивных нарушений	124
Определение направлений и амплитуд перемещений по разрывам (И. П. Кушнарев)	171
1. О классификации тектонических разрывов	171
2. Геологические наблюдения при изучении разрывов и графические методы определения амплитуд перемещений	177
3. Анализ перемещений	187
4. Определение возможных типов перемещений по положению линий скрещения разрывов с контактами геологических тел	227
IV. Картирование и изучение рудных тел (Е. П. Соношкин, Б. Л. Рыбалов, Л. В. Хорошилов, Ф. И. Вольфсон)	240
1. Общие данные	240
2. Формы рудных тел	242
3. Зависимость формы рудных тел от структуры месторождений	243
4. Минералогический состав руд и его изменения в пределах рудных тел и месторождений	246
5. Соотношения рудных тел с дайками интрузивных пород	248
6. Метаморфизм рудных тел	255
7. Картирование и изучение гидротермально измененных пород в рудных полях и месторождениях (Ф. И. Вольфсон и В. Ф. Чернышев)	257
V. Изучение и картирование рудных тел и месторождений в различных геологических условиях (Ф. И. Вольфсон)	288
Картирование рудных тел в месторождениях, залегающих среди массивных пород	288
1. Картирование рудных тел в магматических месторождениях	288
2. Картирование рудных тел в пегматитовых рудных полях и месторождениях	292
3. Картирование рудных тел, сопровождающихся грейзенизацией вмещающих пород	294
4. Картирование рудных жил средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождений	298
Изучение и картирование рудных тел в месторождениях, залегающих среди слоистых толщ	301
1. Картирование рудных тел и месторождений пегматитов	302
2. Картирование контактово-метасоматических месторождений	303
3. Картирование рудных тел в гидротермальных месторождениях	306
VI. Использование микроструктурного анализа при изучении структур рудных полей и месторождений (Л. И. Лукин).	313
Деформация горных пород и ориентировка минералов в них	316
Примеры использования микроструктурного анализа при изучении структур рудных полей и месторождений	317
1. Выяснение генезиса складок	317
2. Изучение ориентированного сложения вмещающих гранитоидов	320
3. Изучение разрывных нарушений	321
4. Изучение рудных тел	323
VII. Использование геофизических методов при крупномасштабном геологическом картировании и изучении структур рудных полей и месторождений (А. И. Дюков)	334
1. Геофизические исследования при крупномасштабном картировании эффузивных пород и туфовых отложений	339
2. Геофизические исследования при крупномасштабном геологическом картировании районов развития интрузий	353

	Стр.
3. Геофизические исследования при крупномасштабном геологическом картировании метаморфических пород	362
4. Заключение	385
Литература к 1-й части	387

Часть II

ПРИМЕРЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУР ОТДЕЛЬНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А. Б. Юдин. Цагинский массив габбро-лабрадоритов, несущий титаномагнетитовое оруденение	397
Б. М. Роненсон. Структура Слюдянского месторождения флогопита	405
И. З. Самонов. Особенности и этапы развития структуры Белухинского месторождения	421
А. В. Дружинин. Структура Давендинского месторождения	429
К. А. Карамян. Особенности структуры Дастакертского медно-молибденового месторождения	444
Н. В. Павлов. Структурно-геологические особенности магнетитовых месторождений Тунгусской синеклизы	456
В. Ф. Чернышев. Особенности геологического строения Турьинского скарноворудного поля на Урале	469
П. Ф. Сопко. Структура Шамлугского медноколчеданного месторождения в Северной Армении	504
В. А. Невский. Структура редкометально-полиметаллического месторождения Курган	514
Е. П. Малиновский. Структура трубообразных рудных тел Смирновского месторождения	537
К. Ф. Кузнецов. Роль трещинных структур в локализации трубчатых рудных тел Екатеринбургского полиметаллического месторождения	547
А. А. Гармаш. Особенности структуры Змеиногорского месторождения на Алтае	566
В. Ф. Чернышев. Особенности геологического строения золоторудного месторождения Доллран	582
В. И. Бирюков. Структура свинцово-цинкового месторождения Кугитанг	604
В. Н. Лозовский, С. В. Чеглоков, А. В. Сидоренко . Основные черты структуры Балейского золоторудного поля	608

Коллектив авторов под руководством Ф. И. Вольфсона и Л. И. Лукина

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Редактор издательства *Н. А. Сергеева*
Техн. редактор *О. А. Гурова*.
Корректор *М. М. Шулименко*

Сдано в набор 27/III 1959 г.	Печ. л. 53,4.	Подписано в печать 23/III 1960 г.
Формат бумаги 70×108 ^{1/16} .	Бум. л. 19,5.	Уч.-изд. л. 54,5.
T03648. Тираж 7 000.	Заказ № 1140.	Цена в переплете № 7 — 40 р. 15 к., в переплете № 5 — 39 р. 15 к.