

Федеральная целевая программа
“Государственная поддержка интеграции высшего образования и
фундаментальной науки на 1997-2000 годы”

**А.А. Маракушев, А.В. Бобров, Н.Н. Перцев,
А.Н. Феногенов**

Петрология. I.

**Основы кристаллооптики
и породообразующие
минералы**

*Допущено Министерством образования Российской Федерации в
качестве учебника для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по специальностям “Геология”, “Геохимия”*

**Москва
Научный Мир
2000**

ББК 35.11
С 32
УДК 550-551

Издание осуществлено при финансовой поддержке Федеральной целевой программы «Государственная поддержка интеграции высшего образования и фундаментальной науки на 1997-2000 годы»

Маракушев А.А., Бобров А.В., Перцев Н.Н., Феногенов А.Н.

С32 Петрология. I. Основы кристаллооптики и породообразующие минералы. – М.: Научный Мир, 2000. – 316 с.

ISBN 5-89176-104-1

Учебник по петрографии “Основы кристаллооптики и породообразующие минералы” представляет собой пособие-справочник по оптической диагностике главных породообразующих минералов в прозрачных шлифах. Он содержит необходимые сведения по основам кристаллооптики, устройству поляризационного микроскопа и технологии оптической диагностики, а также справочный материал по составу, свойствам, парагенетическим закономерностям и условиям образования минералов. Предназначен для студентов геологических специальностей и молодых специалистов-геологов.

УДК 550-551
ББК 35.11

Рецензенты:

чл.-корр. РАН А.С. Марфунин,
докт. геол.-мин. наук В.Л.Русинов

Marakushev A.A., Bobrov A.V., Pertsev N.N., Fenogenov A.N.

Petrology. I. Basis of crystal optics and rock-forming minerals. – Moscow: Scientific World, 2000. – 316 p.

Textbook on petrography “Basis of crystal optics and rock-forming minerals” is a reference book on optic diagnostics of the main rock-forming minerals in thin sections. It comprises necessary data on the basis of crystal optics, arrangement of polarization microscope, technology of optic diagnostics, and also guideline on composition, properties, paragenetic regularities, and conditions of the formation of minerals. Intended for students of geological specialization and young specialists in geology.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	6
Введение в курс петрологии	8

Часть I.

Изучение прозрачных шлифов пород под поляризационным микроскопом

Глава 1. Основы кристаллооптики	24
1.1. История развития кристаллооптики	24
1.2. Природа света	27
1.3. Поляризация света кристаллами	28
1.4. Устройство призмы Николя	30
1.5. Поверхности показателей преломления и принципы построения индикатрисы	30
1.6. Прохождение света в системе “поляризатор – кристалл – анализатор”	40
Глава 2. Поляризационный микроскоп и его применение в петрографических исследованиях	45
2.1. Устройство микроскопа	45
2.2. Проверки микроскопа перед работой	47
2.3. Наблюдения без анализатора	48
2.3.1. Определение размеров и формы минералов	49
2.3.2. Цвет минералов, плеохроизм и его типы	50
2.3.3. Спайность	52
2.3.4. Показатель преломления и связанные с ним рельеф и шагреньевая поверхность	53
2.4. Наблюдения с анализатором	59
2.4.1. Интерференционная окраска минералов и причины ее появления	59
2.4.2. Определение силы двупреломления	60
2.4.3. Компенсатор, его устройство и применение	63
2.4.4. Определение наименования осей индикатрисы в кристалле, знака удлинения (главной зоны) и угла его погасания	64
2.5. Наблюдения в сходящемся свете	67
2.5.1. Принцип метода и получение коноскопических фигур	67
2.5.2. Коноскопическая фигура изотропных сред	68
2.5.3. Коноскопическая фигура одноосного минерала	69
Сечение, перпендикулярное оптической оси	69
Сечение, параллельное оптической оси	71
2.5.4. Коноскопическая фигура двуосного минерала	72
Сечение, перпендикулярное острой биссектрисе	72
Сечение, перпендикулярное тупой биссектрисе	76
Сечение, перпендикулярное оптической оси	77
Сечение, параллельное плоскости оптических осей	78
2.5.5. Определение дисперсии оптических осей	79

Часть II.

Породообразующие минералы

Глава 3. Ортосиликаты и островные силикаты	82
3.1. Группа олівина	82
Тефроит	88
Монтичеллит	88
3.2. Группа гумита	89
3.3. Группа мелзилита	92
3.4. Группа граната	94
3.5. Везувиан	103
3.6. Группа эпидота	104
3.7. Полиморфные модификации Al_2SiO_5	109
Андалузит	110
Кианит	111
Силлиманит	112
3.8. Пумпеллит	113
3.9. Кордиерит	114
3.10. Ставролит	118
3.11. Хлоритоид	119
3.12. Берилл	120
3.13. Топаз	121
3.14. Турмалин	123
3.15. Циркон	127
3.16. Титанит	130
3.17. Датолит	132
Глава 4. Цепочечные силикаты	133
4.1. Группа пироксенов	133
4.1.1. Ромбические пироксены	136
4.1.2. Моноклинные пироксены	142
4.2. Группа пироксеноидов	159
Глава 5. Ленточные силикаты. Группа амфиболов	164
5.1. Магнезиально-железистые амфиболы	165
5.1.1. Ромбические амфиболы	165
5.1.2. Моноклинные амфиболы	171
5.2. Подгруппа кальциевых и натровых амфиболов	173
5.2.1. Кальциевые амфиболы	173
5.2.2. Натрово-кальциевые амфиболы	182
5.2.3. Натровые амфиболы	185
Глава 6. Слоистые силикаты	190
6.1. Группа слюд	190
6.1.1. Белье слюды	193
6.1.2. Темные слюды	199

6.2. Группа хлорита	202
6.3. Группа серпентина	207
6.4. Тальк	210
6.5. Пренит	212
Глава 7. Каркасные силикаты (алюмосиликаты)	214
7.1. Группа полевых шпатов	214
7.1.1. Щелочные полевые шпаты	217
7.1.2. Плагиоклазы	228
7.2. Скаполиты	243
7.3. Фельдшпатоиды	246
7.4. Цеолиты	255
Глава 8. Оксиды и гидроксиды	256
8.1. Минералы кремнезема	256
8.2. Кориунд	258
8.3. Рутил	259
8.4. Периклаз	261
8.5. Перовскит	262
8.6. Группа шпинели	263
8.7. Брусит	267
Глава 9. Сульфиды и соли	269
9.1. Сфалерит	269
9.2. Сульфаты	269
9.3. Карбонаты	271
9.4. Группа апатита	278
9.5. Флюорит	282
Заключение. Обзор минералов по главным типам горных пород	285
Список рекомендуемой литературы	299
Приложение	300
Указатель минералов	307

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый учебник петрологии (петрографии) в 4 книгах – науки о горных породах – написан на основе интеграции университетской и академической науки сотрудниками кафедры петрологии Геологического факультета МГУ и научно-исследовательских институтов Российской Академии Наук. Такая интеграция обусловлена стремлением авторов учебника привлечь к учебному процессу новейшие отечественные и зарубежные достижения в области наук о Земле.

Учебник основан на курсе “Петрография с кристаллооптикой”, читаемом академиком РАН А.А. Маракушевым для студентов геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова. Одним из разделов курса является “Основы кристаллооптики и породообразующие минералы”, составивший основное содержание предлагаемого первого тома. При составлении учебника были использованы методики, изложенные в работе [Феногенов А.Н. Краткий определитель главнейших породообразующих минералов под микроскопом. М.: Изд-во Моск. Ун-та. 1991. 12 с.], а также известные публикации по определению и диагностике породообразующих минералов [Лодочников, 1955; Винчелл, Винчелл, 1953; Дир и др., 1965–1966; Лучицкий, 1947; Треггер, 1958 и др.], приведенные в списке рекомендуемой литературы. Все эти издания труднодоступны для студентов и молодых специалистов. Поэтому издание специализированного учебника и справочного пособия по оптической диагностике породообразующих минералов представляется целесообразным.

Большее внимание, чем в других руководствах, в настоящем учебнике обращается на парагенезисы породообразующих минералов. Обсуждается также невозможность совместного существования определенных минералов (*запрещенные парагенезисы*). Для некоторых минералов парагенезисы являются не только важным петрологическим критерием, но и диагностическим признаком.

В минералогических справочниках наблюдается смешение таксонометрических единиц, таких как группа, серия и ряд. Мы старались четко разделить эти понятия, понимая *ряд* как твердый раствор между двумя конечными членами (миналами); *серию* – как твердый раствор нескольких (более двух) миналов и *группу* как совокупность структурно и химически родственных

минеральных видов, рядов и (если имеются) серий. В разделах, посвященных общему описанию групп, отличным от оптически сходных минералов и парагенезисам, имеются ссылки на минералы, не описанные в книге. Названия этих минералов даны курсивом.

Мы старались следовать международным минералогическим классификациям и номенклатурам. Для серий породобразующих минералов они в значительной степени формализованы, со стремлением выделения минерального вида по преобладающему (более 50 мол.%) конечному члену (миналу) рядов с употреблением дополнительных определений (типа *железистый*, *хромистый*, *титанистый* и т.п. при подчиненной роли этих элементов) или соответственно приставок (например, *хлорапатит*, *хромдиоксид*, *магнезиогастингит* и т.п. при ведущем значении данного элемента в изоморфном ряду). Для ведущего значения закисного железа используется приставка *ферро*, а для окисного – *ферри*. В книге используются символы минералов П.Кретца [1983], рекомендованные международными комиссиями и ведущими отечественными и зарубежными журналами.

В заключении к книге кратко рассмотрено распределение породобразующих минералов по петрогенетическим типам пород в связи со спецификой их состава и процессов минералообразования в метеоритах, внутренних зонах Земли и земной коре. Приложение к учебнику содержит схемы определения породобразующих минералов, разработанные А.Н. Феногеновым [1991], а также примеры определения минералов по характерным диагностическим свойствам.

А.А. Маракушевым осуществлялось общее руководство и редактирование, написаны Введение в курс петрологии и Заключение. А.Н. Феногеновым написана Часть I и разделы 3.5, 3.8, 3.14, 3.16, 3.17, 6.3–6.5, 7.3, 9.4–9.5 и Приложение; Н.Н. Перцевым – главы 4 и 5 и разделы 3.1–3.4, 3.6, 3.7, 3.9–3.13, 3.15, 3.18, 7.2, 7.4, 8.1–8.4, 8.7, 9.1–9.3; А.В. Бобровым – разделы 6.1, 6.2, 7.1, 8.5, 8.6 и подготовлены к печати все рисунки и фотографии.

Следующие тома учебника предполагается посвятить метеоритам и лунным породам, магматическим, метаморфическим и метасоматическим горным породам.

Авторы признательны чл.-корр. РАН А.С. Марфузину и д-руг.-м. н. В.Л. Русинову – рецензентам книги, и д-руг.-м. н. Р.Н. Соболеву за замечания, использованные при составлении книги. Мы благодарны Н.С. Барсуковой, В.Г. Бугвиной и О.Н. Пармузиной за помощь при подготовке рукописи к печати.

ВВЕДЕНИЕ В КУРС ПЕТРОЛОГИИ

Петрология (петрография) – наука о горных породах, слагающих Землю, Луну и другие железо-каменные объекты Солнечной системы. Крупные достижения последних десятилетий касались космических аспектов науки о Земле и были получены с использованием межпланетных станций, позволивших выявить генетические взаимоотношения Земли и ее спутника Луны и положения их в общем развитии Солнечной системы, ее планет, спутников и комет [Маракушев, 1992, 1999]. В результате впервые раскрылся новый космогеологический подход к петрологии, которая перестала быть только геологической наукой, а приобрела более общее значение в качестве науки о железокаменном веществе Солнечной системы. Стало возможным рассматривать горные породы, слагающие земную кору, в единой петрогенетической системе с лунными породами и метеоритами. Лунные породы и метеориты являются объектами особого раздела петрологической науки, выделяемого под названием *“Космическая петрология”* [Маракушев и др., 1992]. Крупнейшей вехой в создании этого раздела петрологии явилось получение образцов лунных пород (1969 г.), предоставивших недостающее ранее звено связи между горными породами и метеоритами, которые до этого казались настолько отличными от горных пород, что не включались в петрологическую науку (были объектами только космохимии). Распространение петрологии на космические объекты раскрыло новые аспекты и в изучении горных пород на самой Земле, которым естественно уделяется главное внимание в настоящем учебнике.

Огромный прогресс в исследованиях земных горных пород, достигнутый в последние десятилетия, связан с распространением детального геологического картирования на акватории океанов, ложе которых подвергалось систематическому бурению на различную глубину. В результате изученность океанических структур Земли в какой-то мере приблизилась к изученности континентов. До последнего времени континенты были главными и почти единственными объектами петрологических исследований, которые в океанах ограничивались по существу только островами. По самому же океаническому ложу, занимающему огромные пространства, получались только ограниченные данные путем его драгирования с кораблей. Такая

ограниченность петрографического материала создавала искаженные представления об океанах – геологических структурах, доминирующих на земной поверхности, как это показано на глобальной геологической схеме (рис. 1), на которой земная кора подразделяется на океаны, с характерной для них базальтовой корой, на континенты, представленные складчатой гранитогнейсовой корой, и трапповые формации – прогибы земной коры на континентах, заполненные покровами базальтов. Раньше петрографические представления об океанических пространствах складывались на основании изучения островов, на которых базальтовый магматизм приобретает щелочной

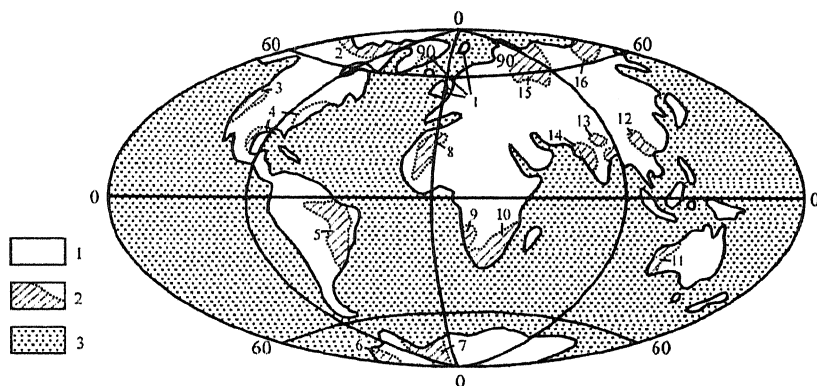
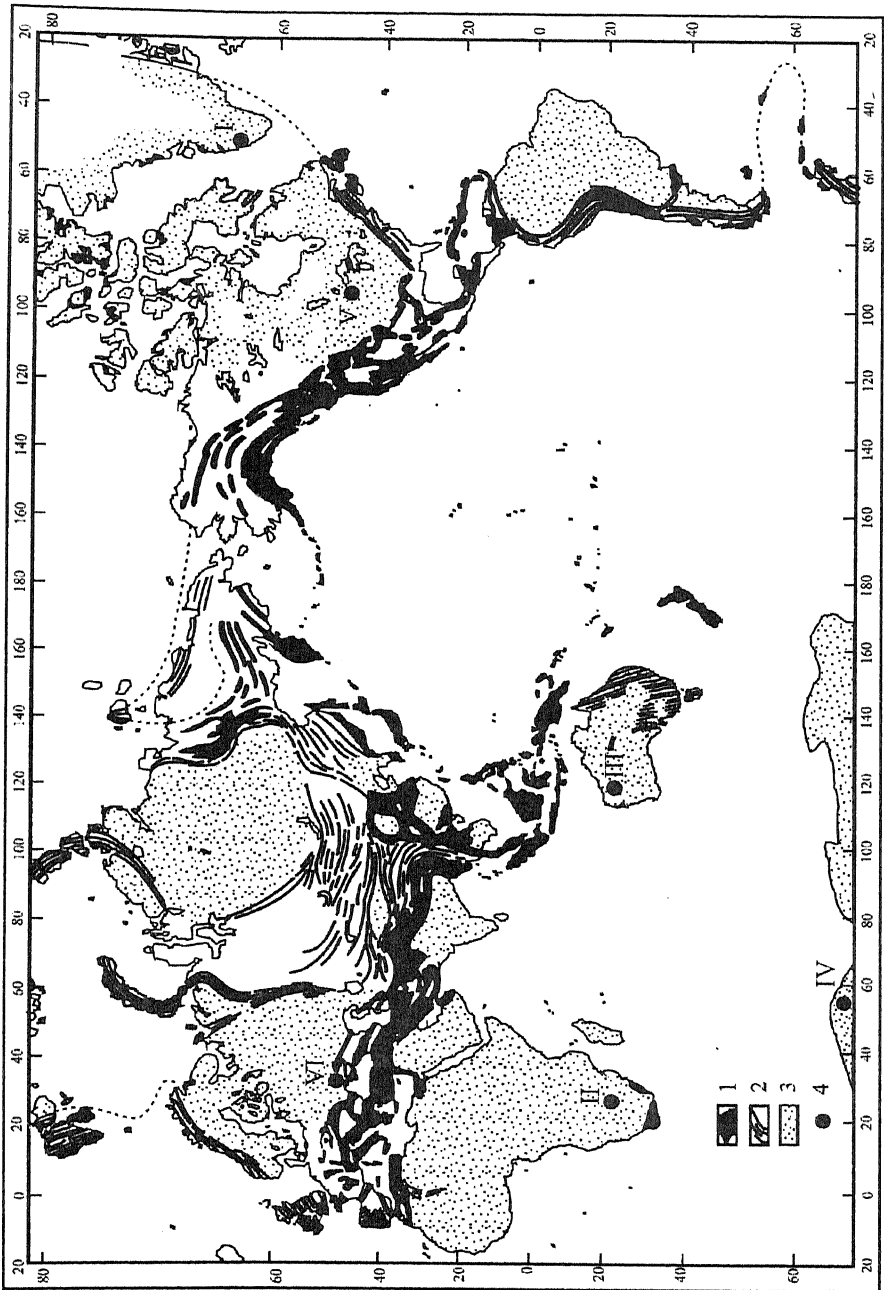


Рис. 1. Схема разделения земной коры на материковые (1), трапповые (2) и океанические (3) структуры. Цифры на рисунке – трапповые провинции Великобритании, Гренландии, Шпицбергена (Брито-Арктическая – 1), Канады (2), плато Колумбия (3), Альпалачей, край Мексиканского залива (4), Паранская (5), Западной Антарктиды (6), Восточной Антарктиды (7), Таудени (8), Каоко (9), Карру (10), запада Австралии (11), провинции Юньнань (12), севера Индостана (13), запада и востока Индостана (14), Сибири (15), Верхоянья (16). Распределение их по возрасту: пермь–триас (12–16), триас–юра (11), юра–мел (6–10), мел–палеоген (1–5).

уклон, сопровождаемый образованием необычных, богатых оливином пород, которые получили название “океаниты”. Это название символизировало представления о распространенности подобных пород в пределах всего океанического ложа. Однако систематическое бурение в океанах показало ошибочность подобных представлений, установив базальтовый состав океанской коры. Обширный материал, полученный в результате бурения в совокупности с данными по океаническим островам, позволил создать новое направление исследований – *петрологию океанов* [Маракушев, 1996].

В изучении континентов в последнее десятилетие также наметился большой прогресс. Развитие изотопной геохронологии позволило выявить



древнейшие ядра континентов с возрастом 3,8 млрд. лет. На геологической схеме (рис. II) обозначены римскими цифрами места нахождения этих древнейших эмбрионов континентов, которые находятся в пределах докембрийских формаций (кратонов), окруженных складчатыми поясами палеозойского и кайнозойского возрастов. Каждый новообразованный пояс накладывается на более древние складчатые формации, дискордантно развиваясь с их замещением в своем собственном структурном плане. В результате возникла сложная складчатая структура континентов, только в небольшой мере отражаемая схемой. На ней выражено также замещение континентальной коры вторичной океанической корой, в которой сохраняются только ее фрагменты. Развитие складчатых поясов происходило импульсно, начиная с глубокого докембрия (3,8 млрд. лет), причем эти импульсы называются фазами диастрофизма. Каждая фаза включала в себя не только формирующую пояс складчатость вулканогенно-осадочных отложений, начинающихся в геосинклиналях по окраинам континентов, но и предшествующие ей процессы разрушения континентальных окраин с образованием на них окраинных морей с глубокими геосинклинальными котловинами, отделяющими от континентов островные дуги. А на самих континентах синхронно развивались трапловые формации. Разрушение и замещение континентов вторичными океанами и их окраинными морями, наглядно выраженное на рис. II, периодически проявлялись в развитии земной коры так же грандиозно, как и образование в результате складчатости коры континентов. Однако, несмотря на деструктивные процессы, континенты, начиная с глубокого докембрия, в общем, разрастались за счет океанов. Формирование континентальной коры сопровождалось глубоким изменением подстилающей мантии с образованием так называемых корней континентов, распространяющихся в мантию на глубину 400–650 км [Jordan, 1979]. Их обнаружение раскрыло сложность петрологической модели формирования континентов, сопровождаемого глобальной мантийно-коревой дифференциацией вещества под воздействием флюидных потоков, исходящих из расплавленного земного ядра (рис. III). Его расплавленное состояние, доказанное геофизически по скоростям прохождения сейсмических волн, имеет важное петрологическое значение. Благодаря этому состоянию, Земля продолжает уже 4,6 млрд. лет оставаться эндогенно активной планетой со свойственными

Рис. II. Схема разделения земной коры на океаническую (белый фон) и континентальную, представленную складчатыми поясами – кайнозойско-мезозойскими (1), палеозойскими (2) и докембрийскими (3). В последних обозначены места нахождения древнейших гнейсовых формаций (4) с возрастом около 3,8 млрд. лет (I–Исуа и Амитсок, II–Каапвааль, Зимбабве, Лимпопо, III–Пилбара, IV–Эндерби, V–Миннесота, VI–Ново-Павловск).

ей тектоногенезом, магматизмом, метаморфизмом и рудообразованием. В этом отношении она отличается от Луны и других планет земной группы (Меркурия, Венеры, Марса), которые полностью консолидировались, потеряв в результате этого запас флюидных компонентов в своих недрах, и утратили



Рис. III. Схема строения Земли, состоящей из твердых силикатных оболочек: земной коры, образующей совместно с частью подстилающей мантии литосферу, верхней мантии, промежуточной зоны и нижней мантии, жидкого никель-железного ядра, богатого водородом и другими флюидными компонентами, и твердого никель-железного центрального субъядра, сходного по составу с алмазонасными железными метеоритами.

эндогенную активность. У Луны она продолжалась в возрастном диапазоне 4,6–3,2 млрд. лет, после чего на ее поверхности прекратились вулканические извержения, и Луна утратила собственное магнитное поле, генерируемое в планетах их расплавленными ядрами. О существовании собственного магнитного поля Луны в далеком прошлом свидетельствует остаточная намагниченность лунных образцов. По отсутствию магнитных полей можно судить об утрате эндогенной активности Меркурием, Венерой, Марсом. На Земле пульсирующий характер эндогенной активности обусловлен сложным взаи-

модействием жидкого земного ядра с твердым никель-железным субъядром, занимающим в Земле центральную позицию. Кристаллизация твердого субъядра сопровождается концентрацией легких летучих компонентов (водорода и др.) на фронте его кристаллизации, что создает восходящие потоки проводящей жидкости, генерирующие магнитное поле по принципу динамо. Кристаллизационное возрастание флюидного давления в жидком ядре периодически прерывалось импульсами его дегазации, проявляющимися усилением спрединговой активности океанов, ведущим к развитию складчатости по их периферии под боковым давлением океанических литосферных плит. Активная роль жидкого земного ядра в развитии этих процессов доказывается геофизически обнаружением воздымания его поверхности в направлении океанических структур (рис. IV), отличающихся от континентальных структур высокой тектонической активностью. Она проявляется в постоянном обновлении базальтового океанического ложа, раздвижении океанических литосферных плит в стороны от активных структур океанов (срединно-океанических хребтов), получившем название спрединга, причем с различной скоростью в разных океанах. Тихий океан относится в настоящее время к самым эндогенно активным структурам Земли, раздвижение океанических плит в нем в стороны от Восточно-Тихоокеанского хребта достигает более 10 см/год, что коррелируется с воздыманием складчатых гор на его континентальных окраинах, относимых к типу

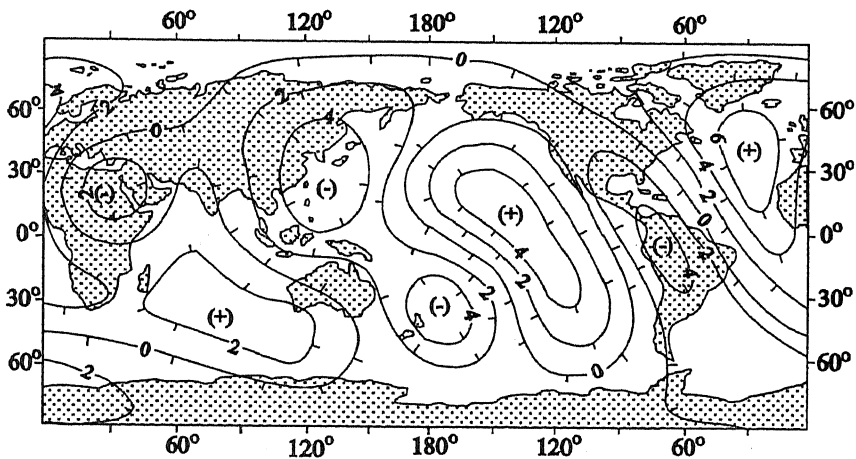


Рис. IV. Рельеф поверхности жидкого ядра Земли [Хаин, Ломизе, 1995]. Положительные значения изолиний (км) обозначают воздымания поверхности ядра (максимумы выделены знаком плюс), отрицательные значения – его погружение (обозначены знаком минус).

активных. В наиболее ярком выражении это проявляется на побережье Южной Америки, где воздымаются Анды в сопровождении взрывного (эксплозивного) вулканизма, представленного андезитами (вулканическими породами среднего состава, где $\text{SiO}_2 = 60$ мас. %). На азиатской части Тихого океана орогенный режим (свойственный активным окраинам) сохраняется в некоторой мере только на островных дугах – Курильской, Японской и др. Островные дуги – это фрагменты складчатых континентальных окраин, отделенных от континентов окраинными морями – Беринговым, Японским и др. В них господствует уже не орогенный, а рифтогенный режим, с которого начинается геосинклинальное накопление вулканогенных, а затем и осадочных пород, на пассивных геосинклинальных окраинах. Они обрамляют океаны низкой спрединг-овой активности их ложа с обновлением и раздвижением его литосферных плит в стороны от срединно-океанических хребтов со скоростью 1–2 см/год. Погружение этих плит под континенты создает на континентальных окраинах геосинклинальные прогибы, заполняемые осадками, сносимыми реками с континентов, как показано на рис. V на примере северо-американской окраины Атлантического океана. С подобными геосинклинальными отложениями на континентальных окраинах и связывалось образование складчатых поясов, возникающих под боковым давлением океанских литосферных плит в периоды диастрофизма (усиления спрединг-овой активности океанических структур). Образование складчатых поясов сопровождалось увеличением мощности коры (до 75 км под Андами) и нарушением изостазии (равновесия между корой и мантией), в результате чего начиналось воздымание складчатых сооружений – орогенез (образование горных хребтов на континентальных окраинах). Орогенез сопровождался экстенсивным широкомасштабным развитием так называемого корового гранитного магматизма и метаморфизма складчатых комплексов в глубинных зонах, а на поверхности получал развитие взрывной андезитовой вулканизм. Со временем горные сооружения подвергаются эрозии, достигающей глубины 35–40 км, и прирываются к континентам, наращивая их платформенные структуры, мощность коры которых близка к 40 км. Этот процесс называется кратонизацией. Он может осложняться разрушением (деструкцией) континентов, начинающимся в тылу горных хребтов с утонения и прогибания коры и образования окраинных морей, отделяющих горные хребты от континентов в виде островных дуг и начинающихся новый цикл геосинклинального развития земной коры.

Обрисованное в предельно упрощенном варианте циклическое развитие земной коры представляет геологическую основу петрогенезиса (образования горных пород), который в первом приближении подразделяется на орогенный и рифтогенный.

Орогенный петрогенезис охватывает складчатые пояса различной формационной принадлежности – эклогит-глаукофансланцевые и гранито-гнейсовые, эродированные на различную глубину, а также проявления андезитового вулканизма на континентальных окраинах и островных дугах.

Рифтогенный петрогенезис представлен в океанах, в эвгеосинклиналильных прогибах континентальных окраин (окраинных морей и др.) и в траптовых формациях на континентах. Рифты (структуры растяжения) проникают глубоко

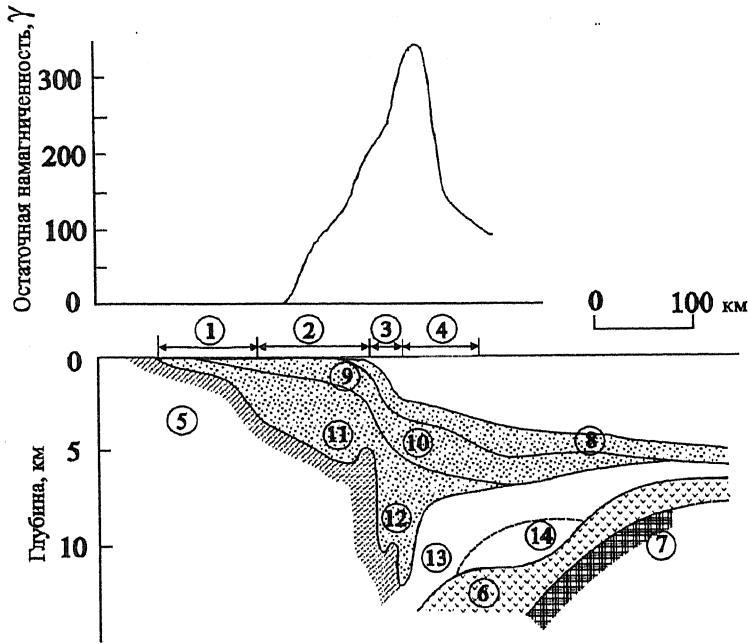


Рис. V. Геолого-геофизический разрез западной окраины Атлантического океана (шт. Нью-Джерси) [Джедс, Уоткинс, 1970; Дрейк, 1970]. Цифры в кружках: 1–4 – структурные зоны (1 – континент, 2 – шельф, 3 – континентальный склон, 4 – континентальное подножье); 5–14 – типы пород с различной скоростью прохождения сейсмических волн (в км/с): 5 – складчатая континентальная кора домезозойского возраста (5,4–6,0), 6 – океаническая базальтовая кора (7,0–7,3), 7 – ультраосновная мантия (8,0), 8 – океанические рыхлые отложения (1,6–1,7), 9 – шельфовые рыхлые отложения (2,2–2,7), 10 – осадочные породы континентального подножья (2,2–2,7), 11 – карбонатно-терригенные породы шельфа (2,0–4,3), 12 – карбонатно-терригенные породы континентального склона (4,1–4,5), 13, 14 – гипербазитовые формации (офиолиты): 13 – с преобладанием осадочного материала (5,0–5,5), 14 – вулканогенные (6,3).

в мантию, что определяет глубинный характер рифтогенного магматизма, основу которого составляют гипербазит-базитовые комплексы, циклы развития которых завершаются щелочным уклоном магматизма.

Магматизм развивается в глубинных (плутонических) и приповерхностных (вулканических) фациях. Вулканизм представляет собой внешнее проявление эндогенной активности планет. С использованием межпланетных станций развитие вулканизма в прошлом устанавливается на околосолнечных планетах земной группы и на массивных спутниках всех гигантских планет Солнечной системы – Юпитера, Сатурна, Урана и Нептуна. К открытиям века, очень важным для петрологии, относится обнаружение современной эндогенной активности массивных спутников Юпитера (Ио, Европы и Ганимеда), которая согласуется с наличием у них собственных магнитных полей и выражается в развитии вулканизма на спутнике-планете Ио и формировании оболочек водяного льда на Европе и Ганимеде. Эксплозивный современный вулканизм огромной мощности на Ио со всей очевидностью показывает, что происходило на Луне (аналоге Ио по размерам и плотности) в период 4,6–3,2 млрд. лет назад, когда она, как и Ио в настоящее время, обладала собственным магнитным полем. Отголоском сравнительно недавней вулканической активности является наличие действующих гейзеров на Тритоне – огромном спутнике Нептуна (самой внешней гигантской планете Солнечной системы), обнаруженных межпланетной станцией Вояджер-2 в августе 1989 года.

Приведенный далеко не полный обзор только крупнейших достижений последнего времени в исследованиях Земли и других планет отражает формирование современной научной основы петрологии, которая складывалась столетиями, начиная с первых представлений о Земле в трудах Аристотеля, Платона, Овидия, Леонардо да Винчи и др. Петрология (петрография) является такой же древней наукой как и сама геология. Поэтому не случайно на эмблеме международных геологических конгрессов, которые проводятся в различных странах раз в 4 года, написан девиз “*Mente et Malleo*” – “Разумом и молотком”. Молоток представляет собой инструмент для получения образцов горных пород, с которого начинается петрографическое исследование.

Начало петрографических исследований относится к глубокой древности, когда зарождалась геология. Едва ли не первыми трудами, касающимися петрографии можно считать работы М.В. Ломоносова (1711–1765). В своих главных работах “Слово о рождении металлов от трясения Земли” (публичный доклад, написанный в 1757 г. под впечатлением катастрофического землетрясения 1755 г. в Лиссабоне) и “О слоях земных” (1763 г.) он впервые рассматривает образование горных пород и руд, связывая его с эндогенными (глубинными) процессами, что отвечает и современным представлениям. Среди рудных тел он различал “рудные жилы”, “гнездовые руды”, “слои в

горах горизонтальные”, “руды, на поверхности земной находящиеся”, и показал, что жилы бывают разного возраста и неодинаковой минерализации. Образование рудных жил М.В.Ломоносов связывал с различными по масштабу и возрасту движениями (“трясениями”) Земли, обусловленными воздействием внутреннего жара планеты. Вопреки существовавшим тогда представлениям, он связывал образование металлогенных россыпей с разрушением коренных месторождений золота и сносом золота реками: “...и нигде искать столь не надежно, как по рекам, у коих на вершинах есть рудные горы...”.

На международном геологическом конгрессе в 1883 году была подчеркнута большая роль датчанина Николая Стенона (1638–1687) в создании начала научной геологии. На основе проведенных им геологических изысканий в окрестностях Тосканы в Италии Н.Стенон произвел обобщения исследований многих других геологов и получил выводы общего значения, касающиеся последовательности образования минералов и напластования пород. В те времена господствовал религиозная догма всемирного потопа и породы рассматривались исследователями в аспекте осадочного происхождения: “слои Земли в отношении места и способа происхождения сходны с теми слоями, которые отлагают бурные воды моря, а содержащиеся в них ископаемые тела похожи на части растений и животных и имеют сходное происхождение”. В этих высказываниях Н. Стенона усматриваются элементы принципа актуализма, сформулированного полтора века спустя, как подчеркивается в обзорной работе К.В.Симакова [1999].

На заре геологических исследований концепция осадочного происхождения горных пород распространялась во все более гипертрофированном выражении, что привело к формированию школы так называемых *нептунистов* (по имени морского бога Нептуна). Возглавлял ее немецкий ученый А.Г.Вернер (1749–1817), связывавший происхождение всех горных пород Земли с осадчением их в Мировом океане в ходе единого процесса последовательного понижения его уровня, определявшего эволюцию осадконакопления со временем. В последних своих работах А.Г.Вернер был склонен связывать с осадочным процессом и происхождение Земли: “Наша Земля дитя времени и росла она постепенно”. Такой предельно униформистский подход разделяли далеко не все нептунисты, из числа которых отметим Б.Мелле (1656–1738). С его именем связывается самое начало нептунистической концепции, которую он построил на основе оригинальной космогонической гипотезы, полагая, что планеты являются потухшими звездами. В настоящее время известно, что судьба настоящих звезд с атомной природой светимости иная. Они в конце своей жизни взрываются как сверхновые и порождают раскаленные газовые облака, на основе которых возникают звезды следующего поколения. Однако среди звезд есть так называемые “блуждающие звезды” – гигантские планеты типа Юпитера,

обладающие собственной светимостью тепловой природы. Они состоят из огромных водородных оболочек и небольших, сопоставимых с планетами земной группы, железокаменных ядер. Одной из таких “блуждающих звезд” была и Протоземля, обладавшая высокой собственной светимостью, значительно превышавшей светимость Юпитера. Затем она потухла, потеряв гигантскую водородную оболочку под воздействием Солнца, и превратилась в небольшую железокаменную планету – Землю [Маракушев 1992, 1999]. Гипотезу Б.Мелле в аспекте современных знаний можно отнести в разряд гениальных интуитивных догадок.

Нептунистические концепции, развиваемые во Франции, Германии и Италии, в Англии не получили распространения. В отличие от них, в работах Р.Гука (1635–1703), Т.Бернета (1635–1715) и др. развивались динамические концепции развития Земли, отражающие сложные преобразования земной поверхности с переходами суши в море и обратно. Эти работы подготовили почву для концепции *плутонизма*, названного по имени Плутона – бога подземного царства, развитой Дж.Геттоном (1726–1797). Земля, по этой концепции, уподоблялась циклично работающей машине, что объясняло дислокации земной коры, наступления на сушу и отступления океанских вод. Впервые в геологии в работах Дж.Геттона к образованию горных пород стали привлекаться плутонические (эндогенные) силы “подземного огня и жара”. Поднятая подземными силами выше уровня моря суша затем подвергалась воздействию экзогенных процессов, производящих ее медленное и неуклонное разрушение. Рыхлые материалы транспортировались к морю и накапливались для создания и разрастания будущих континентов.

Эти идеи циклического развития континентальной земной коры в дальнейшем получили воплощение в теории ее геосинклинальной эволюции, во многом определившей пути дальнейшего развития геологии. Важнейшим достижением на этом пути была разработка биостратиграфического метода, связанного с трудами В.Смита (1769–1839) и многих других исследователей. Он позволил, с одной стороны, выявить катастрофические периоды в геологической истории [Л.Агасиц (1807–1873), А.Седжвик (1785–1873), Ж.Кювье (1769–1832), А.Орбиньи (1802–1875) и др.], с другой стороны, определить эволюционное в общем развитии Земли [Ч.Ляйель (1797–1875), Ж.Б.Ламарк (1744–1829), Г.Спенсер (1820–1903), Ч.Дарвин (1809–1882), Б.Котта (1808–1879), Э.Геккель (1834–1919)].

Сосредоточенность геологии XIX века на стратиграфических исследованиях определяла развитие петрографии осадочных пород (литологии). Ее генетический аспект был направлен на анализ осадочно-временной дифференциации осадочных отложений. В результате было создано учение о фациях, в основном, в трудах А.Грессли (1814–1865), Н.А.Головикинского (1834–1897),

А.А.Иностранцева (1843–1919), Г.А.Траутшольда (1817–1902) и И.Вальтера (1860–1937).

На рубеже XIX и XX веков в практику петрографических исследований был введен поляризационный микроскоп, что коренным образом изменило статус петрографии, которая помимо ее вспомогательной функции в геологии, стала приобретать самостоятельное значение в качестве науки о горных породах, стало формироваться ее генетическое (петрологическое) направление.

В развитии петрологии (петрографии) XX века в разное время доминировали различные подходы, создаваемые крупными учеными, развивались петрографические школы, крепили связи петрографии с другими науками о Земле. Наиболее крупная школа мирового значения была создана немецким ученым Розенбушем (1836–1914), которого, по-существу, можно назвать основателем петрографической науки, создавшим генетическую классификацию горных пород первого порядка, с разделением их на изверженные (магматические), метаморфические и метасоматические. Магматические породы были подразделены им на вулканические (приповерхностные), жильные (промежуточные) и плутонические (глубинные). В фундаментальных работах Г.Розенбуша впервые получило детальное микроскопическое описание огромное разнообразие горных пород перечисленных выше генетических групп (в русском переводе они были изданы в 1934 году под названием “Описательная петрография” под редакцией и с комментариями В.Н.Лодочникова).

Основателем американской петрографической школы можно считать Н.Л.Боуэна, посвятившего свои исследования эволюции изверженных горных пород [Bowen, 1928]. Особенно важными для петрологии стали проводимые в этой школе экспериментальные исследования силикатных расплавов под водным давлением, начало которых было положено опытами Р.У.Горансона [Goranson, 1936]. Они выявили понижение под влиянием водного давления температуры кристаллизации расплавов на несколько сотен градусов, определившие принципиальное различие между вулканической (высокотемпературной, 1000–1400°C) и плутонической (низкотемпературной, 700–800°C) фациями магматизма. Эти эксперименты хорошо согласуются с современными данными минералогической термометрии [Перчук, Рябчиков, 1976] и структурными особенностями минералов вулканических и плутонических горных пород.

Образование петрографических школ в России было связано с именами Ф.Ю.Левинсон-Лессинга (1861–1939), В.Н.Лодочникова (1887–1942), А.Н.Заварицкого, Д.С.Коржинского (1899–1985) и многих других исследователей. Настоящее учебное руководство по петрологии основано на синтезе достижений по-существу всех зарубежных и отечественных научных на-

правлений. Объединив в своих трудах петрологию и химическую термодинамику, Д.С.Коржинский разработал *физико-химическую основу анализа парагенезисов минералов*, целью которого является выявление условий образования горных пород эндогенного происхождения в отношении глубинных параметров (температуры, давления, геохимической обстановки), под воздействием которых осуществляются петрогенетические процессы. Это имеет такое же значение, как учение о фациях для осадочных пород. Главными объектами петрологических исследований являются парагенезисы минералов (их ассоциации, составляющие горные породы). В этом состоит отличие петрологических исследований от минералогических, объектами которых служат отдельно взятые минералы. Однако *минералогия* относится к наиболее близким к петрологии смежным наукам. Особенно важно знание породообразующих минералов (полевых шпатов и фельдшпатоидов, оливина, пироксенов, амфиболов, слюд, простых и сложных оксидов), диагностике которых посвящается первый том предлагаемого учебника.

Другой смежной с петрологией наукой является *учение о рудных месторождениях*, объекты которого (руды) сложены рудными минералами (сульфиды, оксиды, самородные минералы и др.), отличающимися от петрогенных минералов тем, что из них возможно промышленное извлечение металлов. Рудные минералы (в основном сульфиды и оксиды) в горных породах содержатся в виде примеси и являются аксессуарными (лат. *accessories* – придаточный, дополнительный), их содержание редко достигает первых процентов. Однако с повышением их содержания горные породы могут приобретать значение руды и использоваться промышленностью для извлечения металлов. Примером может служить гора Качканар на Урале (вблизи г. Нижний Тагил), сложенная магматическими породами – клинопироксенитами, которые состоят преимущественно из клинопироксена $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$, но они содержат такую значительную примесь богатого титаном магнетита (Fe_3O_4), которая позволила разрабатывать эти породы в качестве руды для извлечения железа. Другим примером могут служить метасоматические породы – грейзены, состоящие из кварца, белой слюды (мусковита) и аксессуарного *касситерита* (SnO_2). Его содержание может возрастать с превращением грейзена во вкрапленную руду на олово. Приведенными примерами подчеркивается условность в ряде случаев разделения руда – порода. Близки также и теоретические аспекты рассматриваемых наук. Важным направлением является разработка петрологических моделей рудообразования, отражающих связи между рудными месторождениями и конкретными типами горных пород. На этом основаны петрографические критерии, широко используемые при поисках рудных месторождений. Важную роль на этом пути играют ис-

следования метасоматических пород, теория образования которых была разработана Д.С.Коржинским.

Важно подчеркнуть также тесные связи петрографии с *геофизикой*, особенно в части выявления распространенности петрографических объектов на глубину. Например, огромные плутоны гранитов, выявляемые геологическим картированием на земной поверхности, на заре петрографических исследований рассматривались в аспекте неограниченного распространения их на глубину. Однако геофизические исследования (особенно сейсмика) выявили подошвы этих плутонов на глубинах в несколько километров, что принципиально изменяло концепцию формирования гранитных плутонов. Они формировались большей частью на месте складчатых вулканогенно-осадочных толщ (содержат их ксенолиты), и механизм их формирования рассматривался на основе гипотезы обрушения кровли. Согласно этой гипотезе, поступающая из глубины гранитная магма занимала место складчатых формаций путем обрушения и погружения их блоков на бесконечную глубину. Обнаружение геофизическими исследованиями подошвы гранитных плутонов на умеренной глубине естественно исключило подобные представления. Стало ясно, что в ходе формирования гранитных плутонов гранитная магма замещала вулканогенно-осадочные толщи, геологическое доказательство чего было получено при изучении ксенолитов вулканогенно-осадочных пород. Оказалось, что они находятся в гранитах на месте своего первоначального залегания, обрисовывая первичную складчатую структуру вулканогенно-осадочных толщ, замещенных гранитными плутонами. Теория магматического замещения, разработанная Д.С.Коржинским, хорошо объясняет выявленные геофизикой особенности строения гранитных плутонов, имеющих ограниченную распространенность на глубину. Согласно этой теории, внедрение в слоистые толщи поднимающихся из глубины магм происходит в сопровождении потоков фильтрующихся через расплавы флюидов, названных трансмагматическими. Они насыщались компонентами внедряющейся магмы и растворяли с их выносом главным образом избыточные по отношению к ней компоненты. Этим они способствовали продвижению магм во вмещающие породы (их интрузии) и селективному усвоению магмой компонентов замещаемых слоистых толщ. Этот процесс наглядно выражен в образовании мигматитов – промежуточных пород, в которых сохраняется еще много материала субстрата, замещаемого гранитной магмой с образованием сложных инъекций, послойных и жилковидных внедрений. При этом замещаемый гранитной магмой субстрат подвергается метаморфическим преобразованиям с изменением исходного состава в направлении приближения к составу внедряющегося гранита под воздействием трансмагматических флюидов. Эта тенденция метаморфического приближения к граниту состава самых различ-

ных вулканогенно-осадочных складчатых пород послужила основанием для введения термина “гранитизация”, имеющего широкое значение с охватом не только замещения пород гранитной магмой (“гранитизация как магматическое замещение”, согласно Д.С.Коржинскому), но и аллохимических метаморфических преобразований пород, сопровождающих этот процесс. На так называемых активных континентальных окраинах, характеризующихся высокой сейсмичностью, андезитовым взрывным вулканизмом и экстенсивной гранитизацией на глубине в стадию орогенного вздымания новообразованных складчатых поясов, огромные их объемы замещаются мигматитами и гранитами так называемого “корового” типа. Их глубокие эрозионные срезы достигают глубины 35–40 км и обнажаются в древних щитах и кристаллических массивах, выделяясь на региональных геологических картах красным цветом, отражающим обилие гранитов в этих глубинных складчатых комплексах. Эти гранитизированные части складчатых поясов образуют гранитный слой континентальной коры, нижняя граница которого (поверхность Конрада) прослеживается геофизически в пределах платформ на глубинах 15–20 км. Ниже его залегают основные кристаллические сланцы (“базальтовый слой”, по терминологии геофизиков), которые приближаются к поверхности только в орогенных структурах почти полной эрозии верхнего гранитного слоя. Основные породы нижней части земной коры в основном недоступны для их прямого петрографического исследования, как и породы мантии (ультраосновного субстрата, подстилающего земную кору). О них можно судить только по геофизическим данным, определяющим их относительно высокую плотность. Особенно резкий скачок плотности определяет переход от земной коры к подстилающей ее ультраосновной мантии (поверхность Мохоровичича, граница М). В океанах она залегает на глубинах порядка 10 км, а на континентах на глубинах 40–50 км под платформами (кратонизированными областями) и на более значительных глубинах (до 75 км) под молодыми складчатыми поясами (Центральные Анды на Тихоокеанском побережье Южной Америки). Эти утолщения коры, свойственные молодым складчатым поясам, получили название “корней гор”, они вдаются в плотный мантийный субстрат, нарушая изостазию (равновесие между корой и мантией) и способствуя вздыманию горных сооружений, сопровождаемому их глубокой эрозией. В оценке глубины эрозии важную роль играет исследование метаморфических горных пород.

Структуры противоположного типа, которым свойственно утонение складчатой континентальной коры (с приближением границы М к поверхности), отвечают вулканогенным прогибам континентальной земной коры (депрессиям) на платформах (формации траппов) и континентальных окраинах (формации окраинных морей – Берингова, Охотского, Японского и др.). Свой-

ственное им утонение континентальной коры приводит к ее полному уничтожению в глубоких геосинклинальных прогибах и распространяется на окружающие части континентов и островные дуги, в которых мощность коры понижается до 20–25 км. Образование этих структур обусловлено замещением сиалической складчатой континентальной коры основными и ультраосновными магмами в ходе процессов ее ультрабазификации и базификации, по существу противоположных гранитизации. В результате континентальная кора замещается вторичной океанической корой. Образование прогибов завершается установлением геосинклинального режима накопления вулканогенно-осадочных отложений на так называемых пассивных континентальных окраинах, с которых начинаются новые циклы геосинклинального развития земной коры. Это развитие вновь включает в себя формирование континентальной земной коры в результате складчатости и метаморфических преобразований геосинклинальных отложений, орогенного воздымания, гранитизации складчатых поясов и их глубокой эрозии (кратонизации).

Рассмотрение горных пород в связи с эволюцией земной коры (по этапам и циклам ее развития в различных геоструктурных зонах) составляет существо *формационного анализа*, относящегося к важному итоговому разделу петрологии. В этом разделе наиболее полно проявляется геологический аспект петрологической науки, ее роль в познании эволюции земной коры. Важным является и распространение формационного анализа на космические объекты (лунные породы, метеориты) с целью освещения происхождения Земли и этапа самого раннего (“догеологического”) ее развития, который не находит своего отражения в горных породах, составляющих современную земную кору.

Эффективность развития каждой науки зависит от методических и аппаратных возможностей изучения ее объектов. В развитии петрологии главную роль в этом отношении сыграло введение в практику петрографических исследований поляризационного микроскопа, определяющего ее успехи на протяжении всего XX века. В современной петрологии достаточно успешно сочетаются классические методы исследования горных пород, в основе которых лежит использование поляризационного микроскопа, и новейшие электронно- (ионно-) зондовые методы, позволяющие определять химический состав минерала практически в точке ($\sim 3 \times 3$ мкм²). Однако работа на этих установках предполагает детальное предварительное исследование материала с помощью поляризационного микроскопа. Характеристика этого метода, играющего важную роль в петрографии, составляет основное содержание первого тома настоящего руководства.

Часть I.

Изучение прозрачных шлифов пород под поляризационным микроскопом

Глава 1. ОСНОВЫ КРИСТАЛЛООПТИКИ

1.1. История развития кристаллооптики

Кристаллооптический метод исследования минералов и горных пород имеет солидный возраст, отмечая сегодня уже 150 лет с момента выхода в свет первой публикации, посвященной изучению минералов под микроскопом в поляризованном свете (Г.К.Сорби, 1850). Этот метод не теряет своей значимости и при введении в арсенал аналитических исследований таких замечательных методов, как рентгеновский микроанализ.

Несколько раньше, в 1848 году, Смит (Smith) и Бек (Beck) опубликовали работу, посвященную поляризационному микроскопу, а Джон Квикетт (John Quekett) издает “Трактат о микроскопе”, первое в Британии пособие по применению ахроматического микроскопа. Квикетт дает подробное описание объектов, пригодных для изучения под поляризационным микроскопом. Там же есть фраза о том, что гранит под микроскопом в поляризованном свете становится разноцветным.

Но прежде чем дойти до этой ступени кристаллооптики, учеными пройден огромный путь длиной почти в две с половиной тысячи лет. Уже в IV в. до н. э. Аристотель отмечал преломление света, проходящего через стеклянную линзу.

К началу XV века стали уже хорошо известны очки, т. е. производство линз достигало весьма высокого уровня. Идею комбинирования линз блестяще реализовал великий Галилей, создавший в 1609 г. впервые линзовые телескопы – рефракторы. В 1612 году он конструирует первый микроскоп, позволяющий исследовать тонкие срезы объектов в проходящем свете, микроскоп, по схеме которого пользуются приборами до настоящего времени биологи, медики и др. Показатель преломления света находится в прямой зависимости от длины волны. Поэтому переход белого света (светового луча) из одной среды в другую сопровождается его разложением в спектр, т. е. на различные

цветовые составляющие. Это явление, имеющее место при преломлении, дифракции и интерференции света, было открыто Ньютоном в 1666 году и получило название дисперсии, т.е. рассеянное разложение.

В 1669 году Эразм Бартолин, датский профессор математики и медицины Копенгагенского университета, устанавливает двупреломление в кальците. Христиан Гюйгенс (1629–1695) – голландский физик, а позже Огюст Френель (1788–1827) – французский физик, создатель волновой теории света, разработали теорию двупреломления. Л.Эйлер – швейцарский математик и физик, член Петербургской Академии Наук, в 1770–1771 годах разработал методы расчета оптических систем и создания ахроматических микроскопов.

В 1808 году устанавливается явление поляризации света, и Э.Л. Малос вводит понятие поляризованного луча. В 1828 году, Уильям Николь (1768–1851) – английский физик, профессор Эдинбургского университета – конструирует призму, дающую поляризованный свет. В 1834 г. Фокс Талбот (Fox Talbot) впервые описал применение призмы Николя, приложенной к оптической системе обычного микроскопа – так появился *поляризационный микроскоп*, которым мы пользуемся и в настоящее время.

В производстве препаратов для микроскопических исследований большую роль сыграл лондонский оптик Эндрю Причард (Andrew Pritchard), еще раньше прославившийся как человек, первый изготовивший линзы для микроскопа из алмаза. Он также изготавливал и продавал микроскопы, снабженные сапфировыми линзами, которые были лучше стеклянных. В 1835 г. Э. Причард издает “список двух тысяч микроскопических объектов”, в котором упоминаются первые шлифы с канадским бальзамом* и поднят вопрос о применении поляризационных призм Николя, приложенных к микроскопу, описанных Ф. Талботом.

В 1843 году публикуются работы J. Pereira “Лекции о поляризованном свете”, а в 1848 г. появляется “A familiar introduction to the study of polarized light” [C. Woodward, London, 1848], где автор описывает использование микроскопа для наблюдений в сходящемся свете.

Рубежом кристаллооптических исследований минералов и горных пород в шлифах под поляризационным микроскопом принят 1858 год – год выхода монографии Г. Сорби (Henry Clifton Sorby) по кристаллооптическому описанию прозрачных породообразующих минералов, где он показал также возможность использования жидких включений в минералах для определения температуры их образования, т.е. это *истоки термометрии* по включениям в минералах. Ему же принадлежит разработка технологии применения *кварцевого клина*. Поляризационный микроскоп получил права гражданства в геологических исследованиях.

*Канадский бальзам – это клей для шлифов, который вначале изготовлялся из сосновой смолы в Канаде, откуда и пошло это название.

А.А.Иностранцев в 1867 г. впервые в России применил метод микроскопического исследования горных пород. А.П.Карпинский в 1869 г. защитил диссертацию “Об авгитовых породах деревни Мулдакаевой и горы Качканар на Урале” также с использованием поляризационного микроскопа.

Мишель–Леви Огюст (Michel–Levy A., 1844–1911) – французский петрограф, совместно с другим петрографом Ф. Фуке, составил сводку оптических свойств минералов. Кроме того, Мишель–Леви вычерчивает номограмму для упрощения определения силы двупреломления минералов по их интерференционным окраскам под поляризационным микроскопом.

Бертран и Лазо вводят в систему микроскопа дополнительные линзы, получившие имена авторов, позволяющие вести наблюдения и определение осности и оптического знака минералов в сходящемся свете.

Владимир (Вартан) Никитович Лодочников (1887–1942) устанавливает наличие дисперсионного эффекта у бесцветных минералов на их границе при малых значениях разницы показателей преломления. Это свойство минералов в кристаллооптике закрепилось термином “*дисперсионный эффект Лодочникова*”.

1891 год явился годом начала нового этапа развития кристаллооптических исследований минералов. Наш соотечественник, крупнейший кристаллограф, Евграф Степанович Федоров (1853–1919) сконструировал на основе двух теодолитов прибор, устанавливаемый на плоский столик микроскопа и позволяющий придать любой наклон шлифу, т. е. получить любую нужную ориентировку минерала для его целенаправленного изучения. Этот прибор впоследствии получил имя изобретателя и всему миру геологов стал известен как *столлик Федорова*, позволяющий определять состав полевых шпатов по их оптическим свойствам и ряд кристаллооптических констант любых минералов.

В 1930 году создан электронный микроскоп.

Одним из направлений кристаллооптики минералов является определение их показателей преломления как важнейших констант, характеризующих минералы. Показатели преломления определяются на *рефрактометрах* и *иммерсионным методом*.

Принцип определения на рефрактометрах уже следует из самого названия приборов (*рефракция* – преломление). В этих приборах используется принцип полного внутреннего отражения световых лучей на границе двух сред, обладающих разными показателями преломления.

Существуют кристалл-рефрактометры, в которых на полусферу прибора с известным показателем преломления устанавливается исследуемый минерал полированной поверхностью, и показатель преломления определяется по предельному углу полного внутреннего отражения по равенству $\alpha_0 = \arcsin(1/n)$, где α_0 – угол преломления, n – показатель преломления. Для облегчения работы

существуют специальные таблицы, связывающие углы полного внутреннего отражения и показатели преломления.

Жидкостные рефрактометры используют тот же принцип и предназначены для определения показателей преломления жидкостей.

Иммерсионный метод – метод определения показателя преломления исследуемого вещества погружением в жидкость с известным показателем преломления (*immersio* – погружаю). Для оптически изотропных сред (например, минералов кубической сингонии и всех аморфных веществ) подбирается одна жидкость с показателем преломления равным показателю преломления исследуемого вещества. Анизотропным минералам средних сингоний, т.е. оптически одноосным и обладающим двумя показателями преломления (n_e и n_o), уже нужен подбор двух жидкостей с соответствующими показателями преломления. Для минералов низших сингоний, обладающих тремя показателями преломления (n_g , n_m , n_p), нужен подбор соответственно трех жидкостей для трех главных оптических направлений в кристалле.

1.2. Природа света

В кристаллооптике свет рассматривается как одна из форм лучистой энергии, как поперечное гармоническое колебательное движение, распространяющееся волнами во все стороны от светящегося тела.

Современная физика рассматривает свет как *электромагнитные колебания* с определенными длинами волн. При этом природа света двойственна. С одной стороны, это пучок частиц энергии – фотонов, с другой – волновые колебательные движения. В некоторых явлениях на первое место выступает строение света как пучка фотонов (люминесценция), в других – ясно проявляется волновая природа света (светопреломление, интерференция, отражение света).

При гармоническом колебательном движении скорость распространения электромагнитных колебаний в пустоте около 300000 км/сек. В любых других средах скорость света меньше, что и определяет величины показателей преломления всех веществ, большие единицы.

К области видимого света относятся электромагнитные колебания с длинами волн приблизительно от 380 нм до 780 нм. Длины волн, меньшие 380 нм имеют невидимые ультрафиолетовые лучи, переходящие при еще меньших длинах волн в рентгеновские лучи. Длины волн, большие 780 нм, характеризуют область невидимых инфракрасных лучей, а длинноволновые электромагнитные волны используются в радиосвязи.

Белый свет представляет собой смесь световых колебаний всего спектра видимых волн. Если по какой-либо причине некоторые волны определенной длины, входящие в состав белого света, будут усилены или ослаблены, или в результате явлений интерференции вообще выпадут из светового спектра, свет

Таблица 1
Приближенные значения длин волн в воздухе для характерных спектральных цветов

Цвет	Длина волны в нм
Фиолетовый	400–430
Синий	430–480
Голубой	480–500
Зеленый	500–530
Зелено-желтый	530–570
Желтый	570–590
Оранжевый	590–630
Красный	630–760

будет восприниматься уже не белым, а цветным. Свет какой-либо одной длины волны называется простым или монохроматическим. Приближенные значения длин волн в воздухе для характерных спектральных цветов приведены в таблице 1.

Если два колебательных движения распространяются по одному направлению и обладают одинаковой длиной волны, они взаимодействуют между собой, т. е. происходит их *интерференция*. Результат этого взаимодействия зависит от того, в каких относительных фазах интерферируют колебания этих двух лучей. Возможны три варианта. Первый – оба колебания совпадают по фазе, амплитуда результирующего колебательного движения равняется сумме амплитуд слагаемых движений, т. е. если обе амплитуды равны, то конечная амплитуда колебаний при этом удваивается, а интенсивность света учетверяется. Второй вариант – оба луча обладают колебаниями в противофазе. Естественно, что в этом случае происходит взаимовычитание амплитуд, ведущее к ослаблению света, а при равенстве амплитуд – к полному погасанию. Третий вариант – колебания света двух лучей происходят с некоторым смещением по фазе одного луча по отношению к другому, что приводит либо к усилению, либо к ослаблению света, но при этом не достигаются максимальные и минимальные значения конечных амплитуд первых двух вариантов.

Прямые, по которым происходит распространение колебаний, т. е. распространение света, называются *световыми лучами*.

1.3. Поляризация света кристаллами

Распространение любого светового луча происходит за счет последовательной передачи возбуждений колебательных движений, происходящих в плоскости, перпендикулярной направлению распространения луча. Однако эти колебания не одинаковы. Если колебания совершаются в плоскости, перпендикулярной к распространению светового луча, но во всех направлениях в этой плоскости, то такой свет называется *рассеянным* (рис. 1а). Если колебания совершаются в плоскости, перпендикулярной к рас-

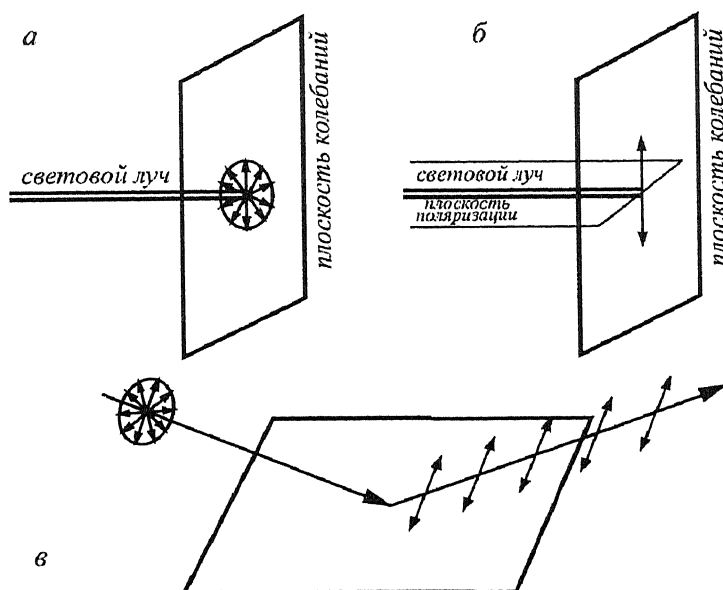


Рис. 1. Направления колебаний для лучей рассеянного (а), поляризованного (б) света и поляризация света при отражении от плоскости (в).

пространению светового луча, но только в одном направлении в этой плоскости, то такой луч называется **поляризованным** (рис. 1б). В окружающей нас природе преобладает рассеянный свет. Однако с явлениями частичной поляризации света мы сталкиваемся буквально на каждом шагу, т. к. рассеянный свет, падающий на любую плоскость, отражается от последней частично поляризованным (рис. 1в). Это свет, отраженный от поверхности стола, подоконника, зеркала, водной глади и т.д.

В 1808 г. Этьен Луи Маллюс (Etiene Lous Malus, 1775–1812) – французский инженер и физик, с 1810 г. член Парижской Академии Наук, открыл явление поляризации света отражением от стекла и при прохождении света через кристалл исландского шпата. Оба световых луча, которые возникают за счет рассеянного света, входящего в кристалл, располагаются взаимно перпендикулярно и оказываются поляризованными соответственно также во взаимно перпендикулярных плоскостях. Маллюс ввел в кристаллооптику термин “**поляризованный свет**”.

Поляризация света происходит во всех кристаллах средних и низших сингоний. Во всех случаях, когда в кристалле по одному направлению идут две световые волны, скорости которых различны, обе эти волны полностью поляризованы во взаимно перпендикулярных направлениях.

1.4. Устройство призмы Николя

Все ранние модели поляризационных микроскопов оснащались *призмами Николя* или просто *николями*, получившими название по имени их изобретателя. Предназначение призмы Николя – получение в микроскопе поляризованного света. В микроскопе используются два аналогичных николя: *поляризатор* (нижний) и *анализатор* (верхний). В современных моделях микроскопов довольно объемные призмы Николя заменены более компактными – *поляроидами*, работающими по тому же принципу, что и призма Николя*. Для создания призмы Николя был использован исландский шпат (кальцит), обладающий очень высоким двупреломлением: $n_e = 1,486$ и $n_o = 1,658$. В призме использован принцип полного внутреннего отражения на границе двух сред с разными показателями преломления. Для создания такой границы кристалл кальцита разрезан по короткой диагонали и склеен по этой же плоскости канадским бальзамом, имеющим показатель преломления $1,536 \pm 0,002$, больший, чем n_e кальцита, но значительно меньший, чем n_o (рис. 2).

Луч света, обладающий колебаниями по всем направлениям в плоскости, перпендикулярной направлению распространения этого луча, входит в кристалл кальцита, где распадается на два луча с взаимно перпендикулярными колебаниями – N_e с показателем преломления по этому направлению $n_e = 1,516$ и N_o , имеющий, как луч обыкновенный, постоянный показатель преломления по всем направлениям в кристалле $n_o = 1,658$.

Луч N_o подходит к слою канадского бальзама под углом $69^\circ 59'$, но угол полного внутреннего отражения на границе двух сред с показателями преломления $1,658$ и $1,540$ равен $68^\circ 12'$, а поэтому луч N_o не пройдет границу склеивания кристалла, испытав полное внутреннее отражение, и будет поглощен корпусом николя. Луч N_e , обладая показателем преломления меньше канадского бальзама, пресечет границу раздела при любых углах подхода к этой границе. В результате из призмы выйдет только один луч N_e с одним направлением колебаний, т. е. луч поляризованного света.

1.5. Поверхности показателей преломления и принципы построения индикатрисы

Индикатрисой называется поверхность, построенная на величинах показателей преломления, отложенных в направлении колебаний электромагнитных волн. Эта поверхность позволяет связать два свойства минералов: их показатели преломления и колебания световых волн, пропускаемых

* В самых лучших микроскопах поляризатор представляет собой призму Николя, а анализатор – поляроид, из-за искажения цвета естественной окраски минералов окраской поляроида.

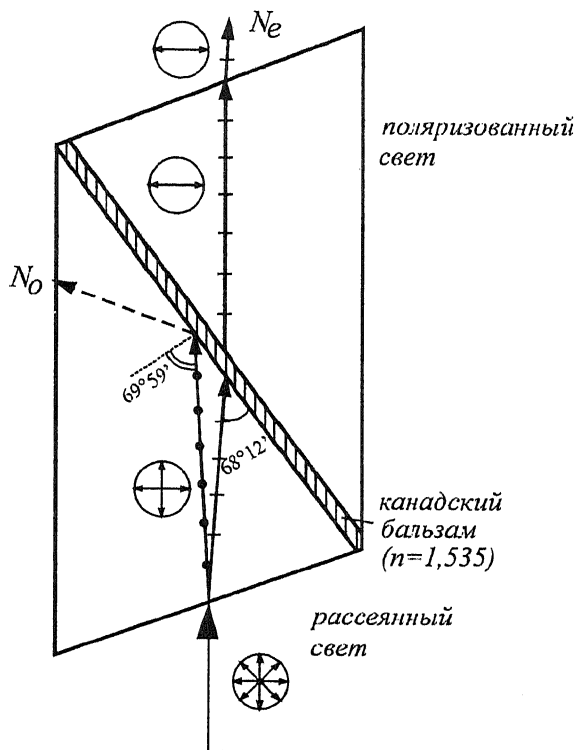


Рис. 2. Схема прохождения света через призму Николя.

минералом, и это весьма важно для кристаллооптических исследований, т. к. при изучении минералов под микроскопом мы имеем дело не с направлениями распространения световых лучей (по которым строится поверхность показателей преломления), а с направлениями колебаний, совершающихся перпендикулярно направлению распространения. Индикатриса минералов, как и *поверхность их показателей преломления*, имеет различную форму для минералов высшей, средней и низшей сингоний.

Минералы высшей сингонии – кубической – характеризуются одинаковой скоростью распространения в них световых лучей по всем направлениям, и показатель преломления минералов кубической сингонии неизменен в разных направлениях. Минералы, имеющие постоянный показатель преломления по всем направлениям, называются *оптически изотропными*. Их объемная поверхность показателей преломления имеет форму шара с радиусом, равным величине показателя преломления. Например, для флюорита этот радиус будет равным 1,4448. К оптически изотропным веществам, кроме кристаллов

кубической сингонии, относятся также аморфные вещества: опал, вулканические стекла, обычное техническое стекло, а также бальзам и эпоксидная смола, с помощью которых изготавливаются шлифы.

Индикатриса для всех оптически изотропных сред будет иметь форму шара, как и поверхность их показателей преломления, т. к. при построении индикатрисы постоянный показатель преломления во всех точках откладывается перпендикулярно распространению светового луча, а это естественно даст ту же объемную фигуру – шар.

К минералам средних сингоний – тригональной, тетрагональной и гексагональной – относятся такие широко распространенные минералы как кварц, карбонаты, апатит, циркон, турмалин и другие. Для определения показателей преломления по всем направлениям в минералах этой категории необходимо выпилить параллелепипед или куб так, чтобы одна из его граней была перпендикулярна кристаллографической оси высшего порядка. Определение показателя направления по всем направлениям в различных плоскостях кристалла средней категории показывает, что в плоскости третьего пинакоида имеются два показателя преломления, постоянные по всем направлениям в этой плоскости. Например, для кварца это будут показатели преломления $n_1 = 1,553$ и $n_2 = 1,544$. Однако в плоскостях, параллельных кристаллографической оси высшего порядка, эти два показателя преломления ведут себя неодинаково в различных направлениях. Один показатель преломления сохраняет свое постоянство и равен по величине одному из показателей преломления третьего пинакоида (001) или (00 $\bar{1}$); другой показатель – переменный (рис.3), и его величина изменяется либо от максимального значения до величины меньшего показателя преломления (n_1 до n_2), либо от минимального значения до большего показателя преломления (n_2 до n_1).

Луч света, который распространялся по всем направлениям в кристаллах средней категории с одинаковой скоростью, т. е. имеет постоянный показатель преломления, называется *лучом обыкновенным*, и показатель преломления для этого луча обозначается n_o (“o” – от французского слова *ordinare* – обыкновенный), а луч света, имеющий переменную скорость и, соответственно, показатель преломления, называется *лучом необыкновенным* и обозначается n_e (“e” – от французского *extraordinaire* – необыкновенный). Следовательно, на рис. 3а $n_1 \rightarrow n_o$ а $n_2 \rightarrow n_e$, тогда как на рис. 3б $n_1 \rightarrow n_e$, а $n_2 \rightarrow n_o$. Почти по всем направлениям показатели преломления имеют неравную величину, создавая разницу $n_1 - n_2$ или $n_e - n_o$. Эта разность показателей преломления называется *двойным лучепреломлением* или *двупреломлением*, или *силой двупреломления*.

Минералы, обладающие двупреломлением, называются *оптически анизотропными*.

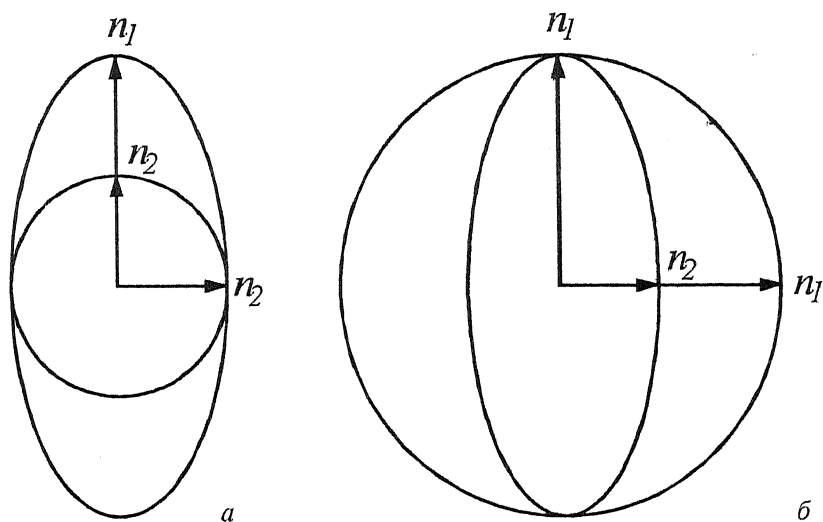


Рис. 3. Изменения показателей преломления для кристаллов средних сингоний.

В кристаллах средних сингоний есть одно направление, в котором отсутствует дупреломление, где величины обоих показателей преломления сравниваются, что хорошо видно на рис. 3. Направление в кристалле, в котором отсутствует двойное лучепреломление, называется *оптической осью* (*о.о.*). В кристаллах средней категории имеется только одно такое направление и, следовательно, только одна оптическая ось, а потому все минералы средних сингоний относятся к *оптически одноосным*. Оптическая ось в кристаллах средней категории всегда совпадает с кристаллографической осью высшего порядка.

Возможны два случая соотношения n_e и n_o для определения оптического знака минерала. Если $n_e - n_o > 0$, т. е. величина положительная, оптический знак считается положительным ($n_e > n_o$). Если $n_e - n_o < 0$, т. е. величина отрицательная, оптический знак принимается отрицательным ($n_e < n_o$). Например, у кварца $n_e = 1,553$, $n_o = 1,544$; $n_e > n_o$, т. е. кварц – минерал оптически положительный.

Таким образом, минералы средних сингоний обладают двойным лучепреломлением, являются оптически анизотропными, одноосными и либо оптически положительными, либо оптически отрицательными.

Поверхность показателей преломления может быть построена на основе двух главных сечений, рассмотренных выше. Так как в сечении, параллельном кристаллографической оси высшего порядка, есть только одно единичное направление, в виде одной оптической оси, к тому же совпадающей с единичным кристаллографическим направлением, то это сечение мы можем вращать вокруг оптической оси, не нарушая заданного условия сохранения

единичного направления. При вращении около оптической оси сечений, изображенных на рис. 3, получаются двuosные эллипсоиды вращения либо описанный вокруг шара (а), либо вписанный в шар (б).

Полученная объемная поверхность показателей преломления математически может быть описана выражением x^4+y^4 и не может быть использована непосредственно при кристаллооптическом изучении минералов, а потому необходимо перейти от поверхности показателей преломления, построенной на их величинах, отложенных в направлении распространения светового луча, к другой поверхности, отражающей направления колебаний электромагнитных волн – к *индикатрисе*.

При построении индикатрисы минералов средних сингоний рассматривается сечение поверхности показателей преломления, параллельное оптической оси. Принимается жесткое условие, отвечающее кристаллооптическим свойствам вещества – в лобных точках кристалла луч, отвечающий n_e , всегда имеет колебания в одном направлении, а луч отвечающий n_o , всегда перпендикулярен к n_e .

В рассматриваемом сечении (рис. 4 а) луч, отвечающий n_o ($n_o=1,544$ у кварца), распространяется с одинаковой скоростью по всем направлениям в плоскости рисунка. Чтобы сохранить взаимную параллельность колебаний для луча n_o , распространяющегося по всем направлениям, естественно можно выбрать лишь одно направление колебаний – перпендикулярно к плоскости рис. 4 а, и тогда вектор, связывающий величину показателя преломления n_o и направление колебаний для этого луча, будет направлен к нам в глаз – вектор N_o . Исходя из того, что колебания для n_e и n_o не только перпендикулярны к направлению распространения этих двух лучей, но и всегда взаимно перпендикулярны, то для луча N_e остается лишь одно возможное направление колебаний – вертикальное в плоскости чертежа, перпендикулярное к направлению распространения световых лучей n_e и n_o .

Оптическая ось, которая была расположена вертикально в сечении поверхности показателей преломления (рис. 4 а), при графических перепостроениях естественно не может изменить своей ориентировки, т. к. это реально существующее направление в кристалле, и поэтому оптическая ось и в новом полученном сечении (рис. 4 в), уже сечении индикатрисы, сохранит свое вертикальное положение, играя и здесь роль единичного направления. Исходя из свойства единичного направления, мы можем вращением постоянного нового сечения около этого единичного направления, т.е. оптической оси, получить объемную фигуру с осями N_e и N_o , которые называются *осями индикатрисы*.

Ось индикатрисы N_e всегда совпадает с оптической осью и с кристаллографической осью высшего порядка $L_{3,4,6}$, но в оптически положительных кристаллах ось N_e является наибольшей осью (рис. 4 в), а в отрицательных – наименьшей (рис. 4 з).

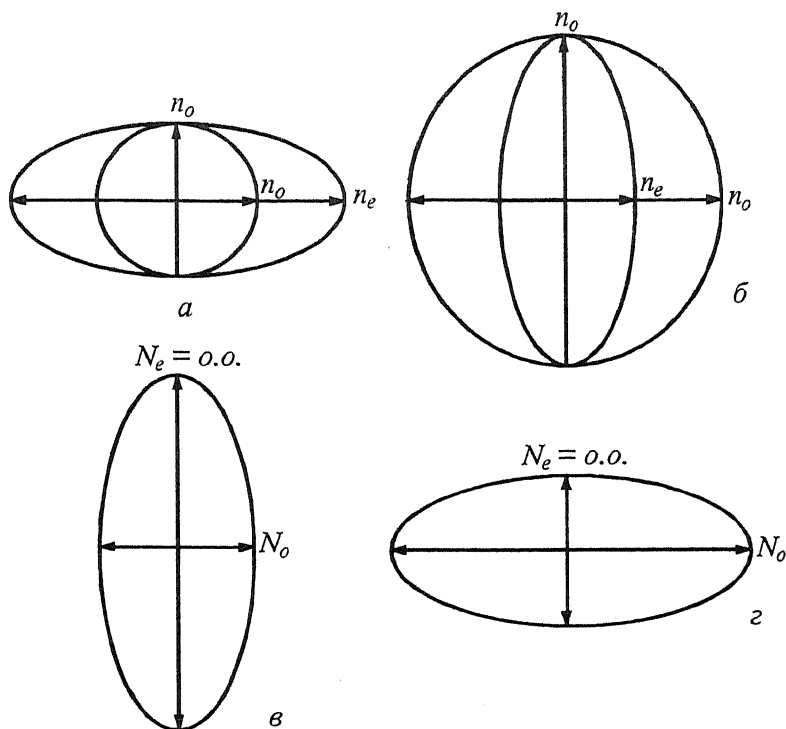


Рис. 4. Сечения поверхностей показателей преломления (а, б) и оптической индикатрисы (в, з) для положительного (а, в) и отрицательного (б, з) кристаллов средних сингоний.

Объемная фигура индикатрисы оптически одноосных минералов средней сингонии представляет собой двухосный эллипсоид вращения, в котором ось индикатрисы N_e всегда совпадает с оптической осью, а ось N_o всегда перпендикулярна к оптической оси и лежит в круговом сечении индикатрисы.

Математически индикатриса описывается выражением $x^2 + y^2$, т. е. уменьшилась сложность конфигурации поверхности, которая характеризовала показатели преломления, и индикатриса совместила последние с направлением колебаний электромагнитных волн. Оптическая симметрия индикатрисы выше, чем симметрия кристаллографическая, т. к. в индикатрисе вместо $L_{3,4,6}$ направление оптической оси соответствует симметрии L_{∞} .

К минералам низших сингоний – ромбической, моноклинной и триклинной – относятся главнейшие породообразующие минералы: минералы группы оливина, пироксенов, амфиболов, слюд, полевых шпатов. Если выпилить куб из кристалла этой категории и определить показатели преломления на трех гранях,

расположенных взаимно перпендикулярно, то выясняется, что на каждой грани один показатель преломления ведет себя как постоянный и изображается графически окружностью, а другой – как переменный, изображаемый эллипсом, отражающим пределы колебания данного показателя преломления, при этом на двух гранях эллипсы и окружности не соприкасаются друг с другом, в отличие от минералов средних сингоний, а на одной грани они пересекаются (рис. 5 а–в).

На всех трех гранях круговые сечения имеют разный радиус и, следовательно, отвечают трем различным показателям преломления. Если на одной грани один из этих показателей преломления обладает как будто бы свойством обыкновенного луча, то на двух других гранях этот же показатель характеризуется свойствами необыкновенного луча, изменяя свою величину в зависимости от направления. Таким образом, все три показателя преломления изменяются подобно необыкновенным лучам. Для их различия английс-

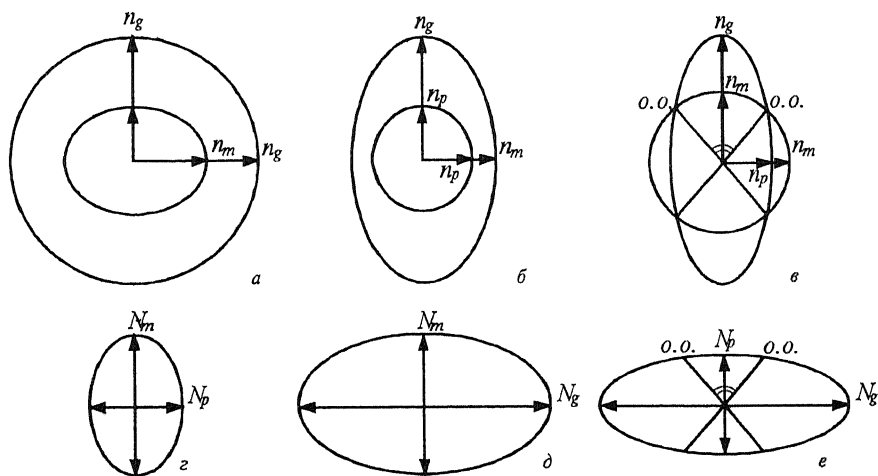


Рис. 5. Схематическая ориентировка трех главных сечений поверхности показателей преломления (а–в) и оптической индикатрисы (г–е) в кристалле низшей сингонии.

ким физиком Френелем, введшим понятие оптической индикатрисы, было предложено обозначать наибольший показатель преломления через n_g (от французского *grand* – большой), средний – n_m (*medium* – средний) и наименьший n_p (*petit* – маленький).

В справочниках и научных работах встречаются и иные обозначения* этих трех показателей преломления:

*Нередко встречается неправильное обозначение через N , т.к. заглавная N принята для обозначения осей индикатрисы, а для показателей преломления – строчная n .

$$n_g = n_\gamma = \gamma, \quad n_m = n_\beta = \beta, \quad n_p = n_\alpha = \alpha.$$

Анализируя три главных сечения поверхности показателей преломления минералов низшей категории, нетрудно заметить, что в двух сечениях мы имеем двупреломления по всем направлениям, а в третьем пересечение окружности с эллипсом дает 4 точки (рис. 5 в), в которых двупреломление равно нулю – эти точки соответствуют двум направлениям, по которым отсутствует двойное лучепреломление, т. е. это – направления двух оптических осей.

Следовательно, минералы низших сингоний являются минералами *оптически двуосными*. Плоскость, в которой лежат оптические оси, называется *плоскостью оптических осей*, а угол между ними *углом оптических осей*, который может быть острым, тупым и прямым, и ему дано обозначение $2V$ т. к. угол между оптической осью и биссектрисой угла оптических осей обозначается через “V”.

При наличии двух единичных направлений, которыми являются оптические оси, объемную фигуру поверхности показателей преломления нельзя получить путем вращения какого-либо главного сечения, как это делается для минералов средних сингоний. Для оптически двуосных минералов три рассмотренных главных сечения интерполяцией дорабатываются до объемной фигуры, которая представляет собой весьма сложную поверхность.

Из анализа сечений поверхности показателей преломления минералов средних сингоний следует, что *минералы этой группы являются оптически анизотропными, двупреломляющими, оптически двуосными, могут быть оптически положительными, отрицательными и нейтральными*.

Величина двупреломления изменяется в зависимости от сечения поверхности показателей преломления и достигает максимального значения в плоскости оптических осей, обозначаемой разностью показателей преломления $n_g - n_p$ (в некоторых справочниках Δn).

По величинам показателей преломления определяется и оптический знак минерала: если $n_g - n_m > n_m - n_p$, то кристалл оптически положительный, а если $n_g - n_m < n_m - n_p$ – кристалл оптически отрицательный, а при $n_g - n_m = n_m - n_p$ – оптически нейтральный.

Индикатриса двуосных минералов строится по тому же принципу, что и одноосных, на основе главных сечений поверхности показателей преломления.

Все круговые сечения на рис. 5 а–в, отражающие постоянные показатели преломления для одной какой-либо грани, характеризуют световой луч, имеющий направление колебаний, перпендикулярное к плоскости рисунка. На рис. 5 а перпендикуляром к плоскости чертежа будет ось N_g ; на рис. 5 б – ось N_p и на рис. 5 в – ось N_m . Далее рассматриваем только эллиптические сечения,

при этом зная, что все три направления колебаний в кристалле по осям N_g , N_m и N_p взаимно перпендикулярны.

В эллиптическом сечении на рис. 5 а показатель преломления меняется от n_p до n_m . По горизонтальному направлению распространяются лучи с показателями преломления n_g и n_m ; колебания для обоих этих лучей совершаются в плоскости, перпендикулярной направлению распространения светового луча, к тому же оси N_g и N_m взаимно перпендикулярны. Так как луч с n_g , характеризующийся круговым сечением, имеет направление колебаний (по оси N_g), перпендикулярное к плоскости рисунка, то для колебаний, характеризующих луч n_m , возможно только одно направление – вертикальное.

Рассматривая вертикальное направление рис. 5 а, нетрудно увидеть, что для луча с показателем преломления n_p возможно только горизонтальное положение оси индикатрисы N_p , т.е. горизонтальное направление колебаний. В итоге мы получаем эллиптическое сечение индикатрисы с осями N_m и N_p (рис. 5 з). Аналогичным образом отстраиваются и два главных сечения с осями N_g и N_m (рис. 5 д) и N_g и N_p (рис. 5 е). При построении сечения индикатрисы N_g-N_p при переходе от соответствующего сечения поверхности показателей преломления ориентировка оптических осей не может изменяться, т.к. это реально существующие направления в кристаллах, не зависящие от графических построений.

В плоскости оптических осей всегда лежат оси индикатрисы N_g и N_p , занимая положение биссектрис углов оптических осей. Если ось индикатрисы лежит в остром углу оптических осей, то она называется *острой биссектрисой*, если в тупом – *тупой*. По положению биссектрис определяется и оптический знак минерала (рис. 6): если острой биссектрисой является ось N_g , то кристалл оптически положительный (а), если острая биссектриса – ось N_p , то – оптически отрицательный (б). Если угол оптических осей равен 90° , то кристалл считается оптически нейтральным. Ось индикатрисы N_m всегда перпендикулярна к плоскости оптических осей и поэтому называется также *оптической нормалью*.

Объемная фигура индикатрисы двuosных минералов, как и поверхности показателей преломления, отстраивается путем интерполяции на основе трех главных сечений, расположенных взаимно перпендикулярно (см. рис. 5 з-е).

Индикатриса минералов низшей категории представляет собой трехосный эллипсоид, построенный на осях N_g , N_m , N_p , отражающих, соответственно для трех лучей, направление колебаний и величину показателей преломления n_g , n_m , n_p .

В оптической индикатрисе выделяются три главных сечения: N_g-N_p – *плоскость оптических осей*, характеризующаяся максимальным дву-преломлением, и сечения, перпендикулярные к биссектрисам углов оптических осей: N_g-N_m и N_p-N_m .

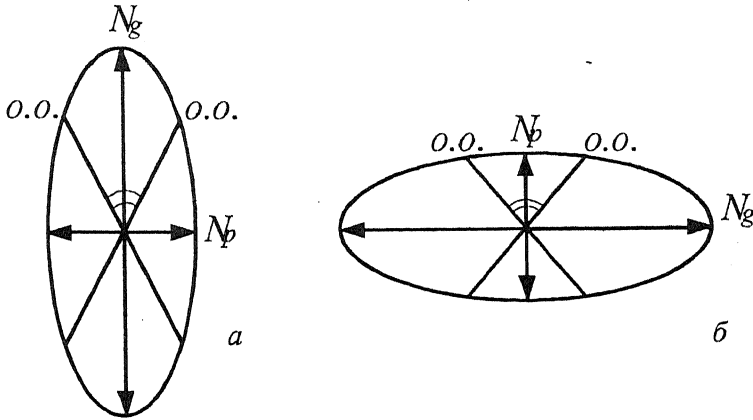


Рис. 6. Сечения индикатрисы в плоскости оптических осей для оптически положительного (а) и отрицательного (б) кристаллов.

Независимо от оптического знака кристалла, величина двупреломления в сечении, перпендикулярном к тупой биссектрисе, больше величины двупреломления в сечении, перпендикулярном к острой биссектрисе. Для двух главных сечений индикатрисы всегда можно определить величину двупреломления в третьем главном сечении, пользуясь следующим уравнением: $(n_g - n_m) + (n_m - n_p) = n_g - n_p$.

С геометрической точки зрения трехосный эллипсоид характеризуется тремя взаимно перпендикулярными осями симметрии второго порядка, тремя плоскостями симметрии и центром симметрии, т. е. $3L_2$, $3P$ и C . Этот набор элементов симметрии соответствует максимальному сочетанию элементов симметрии в кристаллах ромбической сингонии. В кристаллах ромбической сингонии все три оси индикатрисы совпадают с кристаллографическими осями, что обуславливает прямое погасание во всех трех главных сечениях оптической индикатрисы.

В кристаллах моноклинной сингонии только одна ось индикатрисы совпадает с кристаллографической осью b . Две другие оси индикатрисы образуют с кристаллографическими осями некоторые углы, обычно характерные для определенных минералов.

В кристаллах триклинной сингонии все оси индикатрисы образуют углы с кристаллографическими осями. Эти углы различны для разных минералов и подчас являются определяющими диагностическими константами минерала.

1.6. Прохождение света в системе поляризатор – кристалл – анализатор

При прохождении света в этой системе свет испытывает неоднократное преломление и разложение световых лучей. Если под микроскопом помещен оптически изотропный препарат, т. е. либо минерала кубической симметрии, либо аморфного вещества – опала, вулканического стекла, бальзама, – то свет, вышедший с одним направлением колебаний из поляризатора, не изменяя своего направления, пройдет через препарат и, сохраняя направление колебаний, войдет в анализатор и будет поглощен последним, т. к. в положении скрещенных николей свет, вышедший из поляризатора, не пропускается анализатором. Через окуляр мы увидим поле зрения темным.

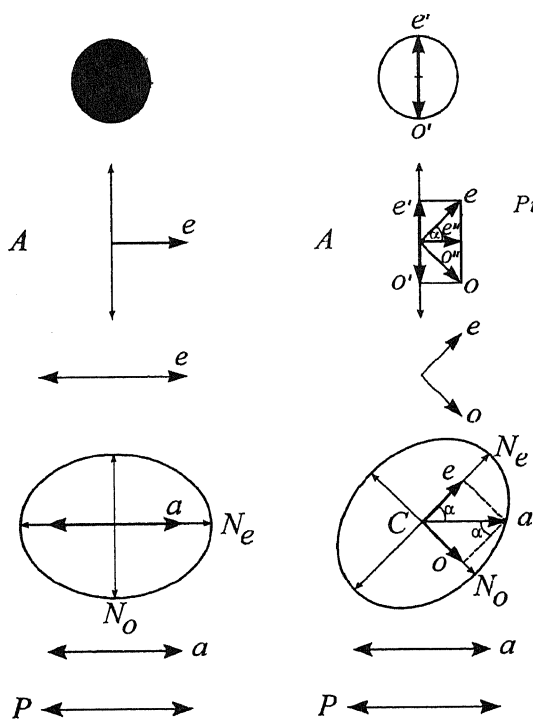


Рис. 7. Схема прохождения света в системе "поляризатор (P) – анизотропный кристалл – анализатор (A)" в случаях совпадения (слева) и несовпадения (справа) осей индикатрисы с направлениями колебаний света в николях. o – обыкновенный луч, e – необыкновенный луч.

Если под микроскопом помещен анизотропный минерал, то возможны два крайних случая. В первом случае оси индикатрисы кристалла совпадают с направлениями колебаний света, пропускаемых анализатором и поляризатором (рис. 7, слева). В этом положении прохождение света через кристалл

аналогично прохождению света через оптически изотропное вещество. Луч "а" входит в кристалл, совпадая с направлением одной из осей индикатрисы, в нашем случае с N_e , и, не изменяя, естественно, направления колебаний, проходит через кристалл и гасится (поглощается) анализатором. Поле зрения – темное.

Во втором случае оси индикатрисы кристалла располагаются под углом 45° к направлениям колебаний, пропускаемых A и P (рис. 7, справа).

Луч "а", вошедший в кристалл параллельно колебаниям, пропускаемым поляризатором, должен разложиться в кристалле по правилу параллелограмма на два луча: луч "е" по направлению N_e и луч "о" по оси индикатрисы N_o . Эти два луча "е" и "о", с приобретенными новыми направлениями колебаний входят в анализатор. Но так как они оба оказываются под углом к плоскости пропускания света анализатором, то каждый из них должен в анализаторе разложиться опять, как и в кристалле, по правилу параллелограмма. Луч "е" разлагается на "е'" и "е''". Луч "е'" располагается перпендикулярно к плоскости пропускания анализатора (A) и вследствие этого будет поглощен анализатором. Луч "е'", совпадая с плоскостью пропускания A , пройдет через A и выйдет в окуляр. То же самое происходит и с лучом "о": луч "о'" поглощается A , а луч "о''" – проходит. Векторы прошедших через A лучей "е'" и "о'" направлены в противоположные стороны, а это значит, что два взаимно перпендикулярных луча, обладающие колебаниями, направленными под углом к плоскости пропускания A , *сводятся анализатором (A) в одну плоскость, но в противоположных фазах*. Физический смысл этого заключается в том, что луч "е'" в момент выхода из анализатора имеет колебания, направленные в противоположную сторону по отношению к началу колебаний, как и луч "о'", независимо от величины отставания их друг от друга за счет разных скоростей прохождения кристаллической среды (рис. 7, справа). Более того, абсолютные величины векторов "е'" и "о'" равны между собой. Принимаем вектор луча, вышедшего из поляризатора, как величину a ; угол, под которым входит луч a в кристалл по отношению к осям индикатрисы кристалла N_e и N_o , обозначим через α , и $\alpha = 45^\circ$, а вершину угла α обозначим через C .

Определяем величину вектора e . В треугольнике aCe вектор $e = a \cdot \cos \alpha$, т. е. \cos прилежащего угла. Вектор $o = a \cdot \sin \alpha$, т. е. \sin противолежащего угла.

В анализаторе $e' = e \cdot \sin \alpha$; т. к. $e = a \cdot \cos \alpha$, то $e' = a \cdot \cos \alpha \cdot \sin \alpha$; соответственно $o' = o \cdot \cos \alpha$; т. к. $o = a \cdot \sin \alpha$, то $o' = a \cdot \sin \alpha \cdot \cos \alpha$, и, таким образом, устанавливаем равенство: $e' = o'$.

Физически это выражается в том, что если два луча имеют одинаковую скорость и одновременно выходят из анализатора, то, имея противоположные фазы колебаний, они в результате интерференции волн, взаимно уничтожаясь, дадут нулевую амплитуду колебаний (рис. 8 а). Это возможно лишь в

случае оптически изотропных тел и по направлению оптической оси в анизотропных кристаллах.

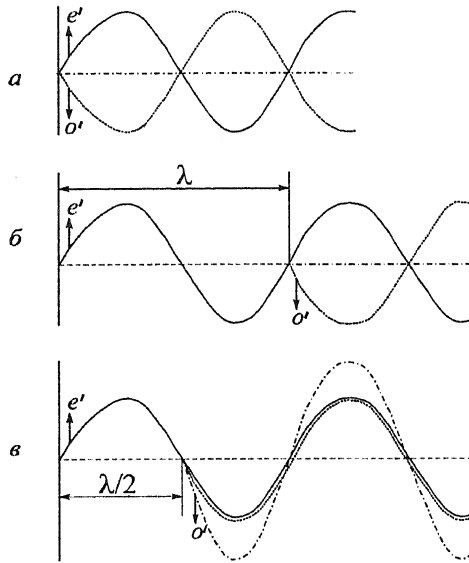


Рис. 8. Интерференция колебаний для двух лучей e' и o' при одновременном (а) их выходе из анализатора и сдвигании на длину волны (б) и половину длины волны (в).

Если один луч отстает от другого на целую волну или на любое целое число волн, то результат интерференции колебаний будет тот же самый (рис. 8 б).

При отставании одного луча от другого на полволны или на любое нечетное число полволн к моменту выхода луча o' из анализатора, колебания e' уже изменятся на обратный знак и окажутся в одной фазе с колебаниями луча o' , что приведет к сложению их колебаний, и суммарная амплитуда колебаний возрастет (рис. 8 в).

Конечная амплитуда света (A), выходящего из анализатора, выражается уравнением:

$$A^2 = a^2 \cdot \sin^2 2\alpha \cdot \sin^2 \frac{\pi}{\lambda} R,$$

где a – первоначальная амплитуда или интенсивность света, идущего от осветителя; α – угол между направлениями осей индикатрисы и направлением колебаний света, вышедшего из поляризатора; $\pi = 180^\circ$; λ – длина волны света, используемого для работы с микроскопом; R – разность хода, равная произведению силы двупреломления минерала на толщину кристаллической пластинки (шлифа) – $d \cdot (n_e - n_o)$ или $d \cdot (n_g - n_p)$.

Анализируя эту формулу, можно вывести условия максимальной освещенности кристалла и его максимальной темноты, погасания.

Условия максимальной освещенности. Все части произведения отвечают максимальным значениям.

a^2 – величина, отражающая интенсивность потока света, идущего от осветителя. Естественно, чем ярче свет осветителя, тем лучше освещен кристалл.

$\sin^2 2\alpha$ – максимальное значение при $\sin 2\alpha=1$; т. к. $\sin 90^\circ=1$, то $\alpha=45^\circ$.

Следовательно, максимальная освещенность кристалла должна наблюдаться при расположении осей индикатрисы кристалла под углом 45° по отношению к направлениям колебаний, пропускаемых анализатором и поляризатором (см. рис. 7, *справа*). Эта установка кристалла называется *положением максимальной освещенности* или короче *положением 45°* :

$\sin^2 \frac{\pi}{\lambda} R = 1$. Отсюда $\frac{\pi}{\lambda} R = \frac{2n+1}{2} \pi$ и $R = (2n+1) \frac{\lambda}{2}$ или $R = n \lambda + \frac{1}{2} \lambda$, т. е. максимальная освещенность кристалла будет при отставании одной волны от другой на полволны или на любое нечетное число полуволн (рис. 8 *в*).

Условия максимальной темноты кристалла. $a^2=0$. Не включено освещение. $\sin^2 2\alpha=0$ при $\sin 0^\circ$ и $\sin 180^\circ$, а это означает, что угол α должен быть равен соответственно 0° и 90° , т. е. оси индикатрисы совпадают с направлениями колебаний, пропускаемых анализатором и поляризатором. Кристалл в этом положении становится темным – гаснет (см. рис. 7, *слева*), $\sin^2 \frac{\pi}{\lambda} R = 0$.

Эта величина может быть равна нулю, во первых, если $R=0$. В формуле $R=d(n_e-n_o)$ или $d(n_g-n_p)$, если $d=0$, то, значит, нет кристалла (α – толщина шлифа), а двупреломление равно нулю в случае оптически изотропных сред и в сечениях, перпендикулярных оптической оси анизотропных кристаллов.

Следовательно, темными (черными) в скрещенных николях при всех поворотах столика микроскопа будут оптически изотропные вещества (минералы кубической сингонии и аморфные вещества) и анизотропные минералы в сечениях, перпендикулярных к оптической оси.

Кроме того, максимальная темнота наступит при условии, когда $\frac{\pi}{\lambda} R = n \pi$. Сокращая “ π ” в левой и правой частях уравнения мы получим $R=n\lambda$, где n – любое целое число (0, 1, 2 и т. д.), а λ – длина волны используемого света.

Отсюда следует, что кристалл будет максимально темным при разности хода, т. е. отставании луча o' от луча e' , на целое число волн (см. рис. 8 *б*).

Все разобранное нами относится к монохроматическому свету с какой-то одной длиной волны видимой части спектра. Обычные петрографические и минералогические исследования подмикроскопом проводятся в белом свете

либо естественного, либо искусственного освещения. Белый свет представляет собой смесь всех цветов видимой части спектра от длинноволновых красных лучей до коротковолновых лучей фиолетового цвета.

Из поляризатора в кристалл входит белый свет и таким же он выходит из кристалла, что хорошо видно по бесцветным минералам при выключенном анализаторе. Но стоит включить анализатор, как бесцветные подмикроскопом минералы, такие как мусковит, скаполит, оливин и другие, расцветаются всеми цветами радуги. Причина появления цветного окрашивания при включении анализатора лежит в явлениях интерференции, т.е. сложения колебаний света, проходящего через анализатор после кристалла, где лучи уже приобретают определенную разность хода, преобразуемую анализатором в различные цвета, получившие название *интерференционных окрасок*, которые в результирующей амплитуде света, выходящего из анализатора,

определяются величиной $\sin^2 \frac{\pi}{\lambda} R$.

Если в монохроматическом свете эта величина может иметь нулевое значение для анизотропных кристаллов (в разобранных выше случаях), то в белом свете полной темноты анизотропного кристалла в положении 45° быть не может, т.к. разность хода R никогда не будет равна целому числу всех длин волн, составляющих белый свет. Для каждой определенной разности хода только волны определенной длины будут отвечать $R=n\lambda$, что приведет к выпадению соответствующего цвета из белого света, который только при этом приобретает цветное окрашивание. Этот эффект будет усиливаться также за счет увеличения амплитуды тех волн, которые при этой же разности хода будут отвечать $R=n\lambda + \frac{\lambda}{2}$, т.е. их цвет в общем спектре света будет максимально усилен.

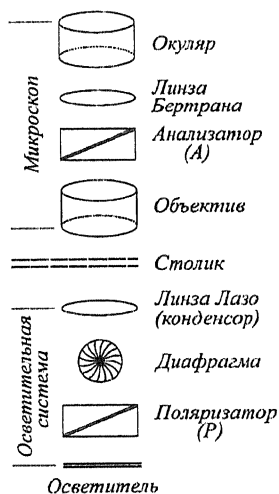
Глава 2. ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЙ МИКРОСКОП И ЕГО

ПРИМЕНЕНИЕ В ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

2.1. Устройство микроскопа

Для изучения оптических свойств и диагностики минералов в шлифах, представляющих собой тонкие полированные срезы горных пород ($d = 0,03$ мм), наклеенные на стекло с помощью канадского бальзама или специальной эпоксидной смолы, применяется *поляризационный микроскоп*, отличающийся от обычного микроскопа наличием поляризатора, анализатора и некоторых дополнительных вспомогательных приспособлений.

Любой микроскоп состоит из системы линз, разделенной на две части. Первая часть этой системы – *объектив* – дает увеличенное, перевернутое действительное изображение исследуемого объекта. Это изображение рассматривается при помощи второй части – *окуляра*. Общее увеличение микроскопа определяется произведением увеличений объектива и окуляра. Современные микроскопы могут давать увеличение до $2000\times$ и позволяют наблюдать предметы размером около $0,15$ мкм. Что касается поляризационных микроскопов, то их увеличение не превышает $700-800\times$, и этого вполне достаточно для проведения петрографических исследований. Рассмотрим устройство поляризационного микроскопа сверху вниз по схеме на рисунке 9.



Окуляр предназначен для непосредственного наблюдения глазом и содержит круглую стеклянную пластинку с нанесенным на ней тонким крестом или же крест внутри пластинки натянут из двух проволок. Крест находится в плоскости изображения, поэтому его изображение проектируется в поле зрения микроскопа. Окуляр с крестом нитей вставляют в тубус микроскопа и закрепляют с помощью фиксатора так, чтобы одна из нитей лежала точно в плоскости симметрии микроскопа, а другая – перпендикулярно к ней.

Рис. 9. Принципиальная оптическая схема поляризационного микроскопа.

Наиболее часто используемый окуляр имеет увеличение $8\times$. Кроме простого окуляра с крестом нитей, в комплекте к каждому микроскопу обычно присутствуют дополнительные окуляры-микрометры. В них вложены стеклянные пластины с нанесенной на них либо градуированной линейной шкалой, либо квадратной сеткой. Такие окуляры обычно используются для точного определения размеров и площади зерен минералов.

Между окуляром и анализатором находится *линза Бертра*на, представляющая собой слабый объектив с большим полем зрения. Эта линза применяется для наблюдения в сходящемся свете (раздел 2.5.), а в других случаях она должна быть отключена. Некоторые модели микроскопов содержат диафрагму линзы Бертра

на (полевую диафрагму), лежащую в плоскости изображения под окуляром и применяемую для уменьшения поля наблюдения при коноскопическом изучении мелких зерен.

Далее идет *анализатор* (верхний николю), который находится в тубусе микроскопа между окуляром и объективом. Анализатор может выдвигаться из тубуса и тем самым выключаться из оптической системы микроскопа.

Ниже располагается *объектив*. В микроскопах новых и некоторых старых моделей применяется револьверная система (с объективами различного фокусного расстояния и увеличения, обычно от $2,5\times$ до $60\times$), вращение которой позволяет легко менять рабочий объектив. Объективы самых больших увеличений используются для получения коноскопических фигур. Каждый объектив в револьверной системе является автономным, поэтому его центрировка производится отдельно с помощью специальных центрировочных винтов (раздел 2.2.).

Столик поляризационного микроскопа имеет круглую форму и может вращаться. Для измерения углов поворота по краю столика нанесены деления, обычно через 1° . Сбоку столика имеются нониусы, позволяющие брать отсчеты с точностью до десятых частей градуса, и винт, закрепляющий столик в нужном положении. На поверхности столика имеются отверстия с резьбой для крепления дополнительных приспособлений (препаратоводителя, интеграционного столика, столика Федорова и др.). У большинства современных моделей микроскопа фокусировка объекта исследования производится путем вертикального перемещения столика с помощью винтов грубой и тонкой фокусировки.

Под столиком находится *осветительная система*, которая при работе с микроскопом должна быть поднята. Она состоит из *линзы Ла*зо (конденсора), необходимой для получения сходящегося света, *апертурной (ирисовой) диафрагмы* и *поляризатора* (нижнего николя). Поляризатор в большинстве микроскопов может вращаться в своей обойме вокруг вертикальной оси. По краю обоймы обычно нанесены деления. Вращая поляризатор, можно приводить николи в скрещенное, параллельное или любое другое положение.

Обычно главным рабочим положением является то, при котором николи скрещены.

2.2. Поверки микроскопа перед работой

Прежде чем начать работу с любым микроскопом, необходимо:

- Обеспечить освещение.
- Установить микроскоп в удобном для работы положении.
- Проверить скрещенность николей.
- Определить направление колебаний света, выходящего из поляризатора.
- Проверить перпендикулярность нитей креста окуляра.
- Проверить совпадение направлений нитей окуляра с направлением световых колебаний, пропускаемых николями.
- Проверить центрировку объективов.

Проверка скрещенности николей. В микроскопе направление колебаний света, выходящего из поляризатора (P), должно быть перпендикулярным направлению колебаний света, пропускаемого анализатором (A). Это положение называется положением скрещенных николей. Для его установки после получения максимальной равномерной освещенности поля зрения (без шлифа) включаем анализатор: если поле зрения стало черным, то николи скрещены. Если поле зрения стало светло-серым или осталось светлым, то проверяется положение поляризатора: на микроскопах “*Opton*” и “*Полам*” – включить поляризатор до фиксированного положения, а если и после этого не наступает полной темноты, это означает, что свернут анализатор, и требуется вмешательство мастера.

Определение направлений колебаний света, выходящего из поляризатора. Для этого в шлифе под микроскопом выбирается кристалл биотита с наиболее четко выраженными трещинами спайности, с резким изменением собственной окраски минерала (плеохроизмом) при вращении столика микроскопа. При выключенном анализаторе вращается столик микроскопа до получения максимальной густоты окраски биотита, и в этом положении трещины спайности показывают направление колебаний света, выходящего из поляризатора.

При отсутствии шлифа с биотитом определение можно провести по анализатору, используя частичную поляризацию любого отраженного светового пучка. Но применение этого метода для начинающих возможно только под руководством преподавателя во избежание поломки микроскопа.

Проверка перпендикулярности креста нитей окуляра. В шлифе выбирается зерно любого минерала с прямолинейными хорошо выраженными трещинами спайности, лучше всего биотита. Затем: (1) выбранное зерно помещается в центр поля зрения; (2) вращением столика микроскопа трещины

спайности устанавливаются точно параллельно одной из нитей креста окуляра, и по лимбу столика микроскопа берется отсчет; (3) вращением столика микроскопа (в любую сторону) совмещаются эти же трещины спайности с другой нитью, и опять берется отсчет по лимбу.

Разница между отсчетами должна составлять $90 \pm 1^\circ$. Если она отклоняется от 90° , то требуется вмешательство мастера для исправления креста нитей окуляра.

Проверка совпадения креста нитей окуляра с направлениями колебаний света, пропускаемого анализатором и поляризатором. В шлифе выбирается зерно биотита с тонкими трещинами спайности и ставится на центр поля зрения. Затем: (1) включается анализатор; (2) столик микроскопа вращается до максимального погасания биотита (наиболее точная установка максимального погасания достигается путем небольших вращений столика с переводом через темноту и повторным возвратом к ней); (3) при максимальном погасании трещины спайности должны совпасть с направлением одной из нитей креста окуляра, с допустимым отклонением в 1° ; если несовпадение составляет больший угол, то нужно проверить положение окуляра (а) если фиксатор (шпенец) окуляра не вошел в прорезь тубуса микроскопа, то поворотом окуляра поставить последний в фиксированное положение, (б) если окуляр находится в фиксированном положении, а направление нити не совпадает со спайностью, то требуется вмешательство мастера).

Центрировка объектива. У микроскопов часто происходит несовпадение центра вращения поля зрения с оптической осью микроскопа. Оно проявляется в том, что любое зерно, любая точка шлифа, поставленная точно на перекрестье нитей окуляра, при вращении столика микроскопа уходит из центра, иногда даже за пределы поля зрения. Это происходит из-за перекоса или расцентрирования объектива. Объектив может быть не доведен до фиксированного положения (микроскопы "Opton" и "Полам") или неправильно вставлен, что легко определяется по несимметричному положению центрировочных винтов по отношению к зажимным щипцам объектива в микроскопах со съемными объективами (МИН-10). Для исправления центрировки самого объектива в шлифе выбирается любая приметная точка и устанавливается на перекрестье нитей окуляра. При вращении столика точка уходит из центра и описывает окружность. Необходимо мысленно фиксировать центр вращения и с помощью центрировочных колец или винтов совместить его с перекрестьем нитей окуляра. Для контроля точности центрирования нужно, перемещая шлиф руками, выбранное зерно снова поставить на центр и повторить все предыдущие операции.

2.3. Наблюдения без анализатора

Для минералов можно провести под микроскопом определение целого ряда их свойств в плоскопараллельном свете, не включая анализатор: разме-

ры, форму, цвет минерала и плеохроизм, характер спайности, угол между трещинами спайности, рельеф, шагреньевую поверхность и примерную величину показателя преломления.

2.3.1. Определение размеров и формы минералов

Определение размера зерен. Размер зерен определяется в зависимости от характера исследований либо приблизительно, либо точно с использованием

Таблица 2

Диаметры поля зрения для микроскопов “Opton” и “Полам” при различных увеличениях

Для микроскопа “Opton”		Для микроскопа “Полам”	
Увеличение	Диаметр поля зрения, мм	Увеличение	Диаметр поля зрения, мм
2,5 ^x	7,2	2,5 ^x	5
10 ^x	1,8	10 ^x	1,28
40 ^x	0,46	40 ^x	0,50
		40 ^x	0,31
		60 ^x	0,21

препаратоводителя (салазок) или соответствующих окуляров с линейкой или сеткой. Для приблизительных замеров предварительно определяется диаметр поля зрения при определенных увеличениях (табл. 2). Точный замер с помощью микрометренного окуляра позволяет определить размеры с точностью до тысячных долей мм, но предварительно необходимо провести градуировку микрометренного окуляра, т. е. определить цену делений окуляра при каждом используемом в работе объективе. Для градуировки линейки окуляра используется объект-микрометр, представляющий собой металлическую пластинку, в центре которой вставлено стекло с нанесенной линейной шкалой, длиной в 1 мм и разделенной на 100 делений, т. е. цена каждого деления 0,01 мм. Микрометр устанавливается на столик микроскопа как обычный шлиф. В тубус микроскопа вместо обычного окуляра вставляется окуляр с линейкой. Устанавливается объектив самого меньшего увеличения и фокусируется на шкалу объект-микрометра, при этом шкала микрометренного окуляра должна быть четко видна (окуляры обладают автономной фокусировкой). Перемещая руками объект-микрометр, совмещаем начало обеих шкал. Отмечаем, скольким делениям шкалы (линейки) окуляра соответствует шкала объект-микрометра и вычисляем цену деления окуляра. Например: для объектива 9^x (микроскопа МИН-10) 100 делений шкалы объект-микрометра, т. е. вся линейка, соответствует 54 малым делениям шкалы окуляра. Отсюда 1 малое деление линейки окуляра равно $1 \text{ мм} : 54 = 0,0185 \text{ мм}$, а вся линейка окуляра 5^x имеет длину $0,0185 \cdot 100 = 1,85 \text{ мм}$. Для объективов большей кратности в поле зрения видна лишь часть шкалы объект-микрометра. В этом случае, подсчитав число делений шкалы объект-микрометра, приходящихся на всю

линейку шкалы окуляра, делим их на 100, т. е. на число делений шкалы окуляра, и получаем цену малого деления шкалы окуляра.

Для замеров площади сечений минералов используется планиметрическая сетка, которая нанесена на круглом стекле, как и линейная шкала, и также вставляется в окуляр вместо стекла с линейной шкалой. Градуировка проводится так же, как и линейной шкалы. Определение размеров зерен с помощью препаратаводителя (“салазок”) проводится передвижением одной из планок “салазок”. Вращением винта “салазок” зерно подводится одним краем к перекрестью нитей окуляра и на линейке “салазок” берется отсчет с использованием нониуса. Тем же винтом переводим зерно через перекрестье, подведя к нему противоположный край зерна, и вновь на линейке “салазок” берем отсчет. Разница в отсчетах и даст нам размер зерна в мм. При определении размеров кристаллов, имеющих удлиненную форму, необходимо проводить два замера – по длинной стороне и по короткой, отношение которых дает коэффициент удлинения минерала, нередко имеющий важное генетическое значение.

Определение формы минерала возможно: (1) по степени идиоморфизма – а) идиоморфные – полностью ограненные, б) гипидиоморфные – частично ограненные, в) ксеноморфные – лишённые граней, обладающие неправильной формой; (2) по изометричности (соотношению размеров по разным направлениям) – а) изометричные – размеры по всем направлениям одинаковы или близки, б) удлиненные, вытянутые; (3) по контурам кристаллов – а) для идиоморфных определяется число граней и их взаиморасположение, что нередко дает возможность определять сингонию, к какой группе минералов относится исследуемый минерал, или иногда сам минерал. Для кристаллов призматической формы определяется коэффициент удлинения L (длина/ширина), по которому выделяются широкопризматические при $L < 2$, призматические при $L = 2-4$, узкопризматические при $L = 5-10$ и игольчатые при $L > 10$, б) для ксеноморфных отмечается характер контура: ровный, зубчатый, лапчатый, занозистый и т. д.

Каждый минерал необходимо изучать в разных его сечениях. Это относится и к форме: сопоставление формы разных сечений кристаллов дает возможность воссоздать его объемную форму.

2.3.2. Цвет минералов, плеохроизм и его типы

Для окрашенных минералов необходимо определять цвет. Большинство минералов в шлифе имеют менее густую окраску, чем в образце, что связано, главным образом, с тонким срезом. Цвет минерала обычно указывается из двух частей, причем на второе место ставится основной цветовой тон, а на первое – оттенки или интенсивность цвета (например, сине-зеленый, светло-коричневый и т. п.).

Плеохроизм называется способность минерала неодинаково поглощать свет разных частей спектра по различным направлениям. Выделяется 3 типа плеохроизма, когда от смены направлений изменяется: (1) только густота окраски, т. е. в пределах одной части спектра; (2) изменяется цвет, но примерно равной густоты; (3) изменяется и цвет, и густота окраски.

Для определения плеохроизма необходимо знать: в микроскопе – направление колебаний света, выходящего из поляризатора; в минерале – ориентировку осей индикатрисы. Для оптически одноосных минералов (средних сингоний) определяем цвет в двух направлениях по N_e и N_o . Для оптически двуосных минералов (низших сингоний) определяем цвет по трем направлениям – по N_g , N_m и N_p .

Записав цвет по осям индикатрисы, составляем *схему абсорбции*, т. е. схему поглощения света. Например, окраска по N_e – темно-зеленая, по N_o – светло-зеленая, следовательно, по N_e более интенсивное поглощение света, чем по N_o , и схема абсорбции будет соответственно $N_e > N_o$. Или (для двуосных минералов): окраска по N_g – зеленая, по N_p – светло-розовая, по N_m – синяя. Схема абсорбции $N_g = N_m > N_p$. При очень резком различии в густоте окраски и в схеме абсорбции можно усилить обозначение – $N_e \gg N_o$ и т. п.

Для определения плеохроизма используют следующую последовательность действий:

1. Выбор зерна. Для минералов средней категории: тригональной, тетрагональной и гексагональной сингоний (оптически одноосных) – выбирается зерно с максимальной интерференционной окраской (никколи скрещены), с наиболее резко изменяющейся при вращении столика микроскопа собственной окраской (при одном николе) и четко выраженным каким-либо кристаллографическим направлением (призматические грани выгнутых кристаллов; тонкие и четкие трещины спайности в одном направлении). Это сечение характеризует окраску минерала по обеим осям индикатрисы: N_e и N_o (но сечение одноосного минерала с минимальной интерференционной окраской является перпендикулярным к оптической оси, а поэтому – оптически изотропно и характеризует цвет минерала по N_o).

Для минералов низшей категории: ромбической, моноклинной и триклинной сингоний (оптически двуосных) – необходимы два ориентированных сечения минералов, чтобы охарактеризовать его окраску по всем трем направлениям – N_g , N_m и N_p . Одно зерно с максимальной интерференционной окраской, с наиболее резко изменяющейся собственной окраской при вращении столика микроскопа и наличием четкого кристаллографического направления – это сечение характеризует окраску по осям N_g и N_p . Другое зерно – с минимальной интерференционной окраской и с практически не изменяющейся при вращении столика собственной окраской – это сечение перпендикулярно к оптической оси минерала и характеризует окраску по N_m .

2. Выбранное зерно устанавливаем на перекрестье нитей окуляра, включаем анализатор (A) и вращением столика гасим кристалл, т. е. добиваемся максимальной его темноты, совмещая при этом определяемое направление с направлением колебаний света, выходящего из поляризатора (P).

3. Выключаем (A) и записываем наблюдаемую собственную окраску минерала для выбранного направления.

4. Снова включаем (A) и поворачиваем столик микроскопа на 90° , т. е. опять гасим кристалл, но уже в новом положении, при котором второе направление в кристалле, перпендикулярное к первому, совмещено с направлением колебаний света, выходящего из (P).

5. Выключаем (A) и отмечаем наблюдаемую собственную окраску минерала для второго направления.

6. Для минералов нижней категории второе выбранное зерно, которое не изменяет собственной окраски при вращении столика микроскопа с выключенным (A), должно оставаться темным при вращении столика микроскопа с включенным (A). Так как это сечение кристалла перпендикулярно оптической оси, то в плоскости шлифа располагается круговое сечение индикатрисы с осью N_m , а отсюда следует, что в этом сечении при любом повороте столика микроскопа с (P) всегда совмещается ось N_m , и окраска, наблюдаемая без (A) в этом сечении, характеризует направление N_m .

7. Определив окраску по всем главным направлениям в кристалле (N_e и N_o – в одноосных; N_g , N_m и N_p – в двуосных), записываем схему абсорбции, т. е. поглощения света, соотношения плотности окраски по разным направлениям: N_e и N_o (например, $N_e > N_o$) или N_g , N_m и N_p (например, $N_g > N_m \geq N_p$).

Для вытянутых кристаллов с учетом плотности окраски вдоль удлинения и перпендикулярно к последнему выделяются *биотитовая* и *турмалиновая* схемы абсорбции: по биотитовой схеме минерал более густо окрашен вдоль удлинения, а по турмалиновой – более густая окраска по короткой стороне, перпендикулярно вытянутости кристалла.

2.3.3. Спайность

Характер спайности является важным диагностическим признаком минералов и иногда – решающим. По степени совершенства спайности под микроскопом, как и макроскопически, выделяют минералы со спайностью: (1) весьма совершенной, (2) совершенной, (3) несовершенной, и (4) без спайности.

Несовершенная спайность никогда не дает прямолинейных трещин, которые к тому же обычно прерывисты, а если даже и прослеживаются непрерывно через все зерно, то изгибы и излом трещин спайности все равно выдают ее несовершенство. Типичными минералами с несовершенной спайностью являются минералы группы оливина.

Совершенная спайность характеризуется прямолинейностью трещин, и трещины располагаются не ближе 0,01 мм друг от друга. К минералам, обладающим подобной спайностью, относятся пироксены, амфиболы, полевые шпаты, карбонаты.

Весьма совершенная спайность характеризуется тоже прямолинейными, но близко расположенными друг к другу трещинами, расстояние между которыми может быть до 0,004 мм, протягивающимися в большинстве своем непрерывно через весь кристалл. Такая спайность у всех слюды и слюдоподобных минералов.

В минералах может быть спайность не только в одном, но и в двух, трех и более направлениях. В этом случае, наряду с характером спайности, определяют угол между трещинами спайности. Угол между трещинами спайности подчас характеризует целые группы главных породообразующих минералов. Так по углу между трещинами спайности в сечении кристаллов по третьему пинакоиду (001) однозначно отделяется группа амфиболов, имеющих угол 56° , от группы пироксенов, имеющих на том же срезе угол $87-89^\circ$. Многие минералы группы карбонатов характеризуется совершенной спайностью по ромбоэдру {100} с углом между трещинами $73-75^\circ$.

Для определения угла между трещинами спайности:

1. Выбираем кристалл (зерно) с двумя системами четких и тонких трещин спайности.
2. Одна система трещин спайности устанавливается параллельно вертикальной нити креста нитей окуляра. По лимбу столика берется отсчет.
3. Вращением столика микроскопа совмещаем с той же вертикальной нитью окуляра вторую систему трещин спайности. Вновь по лимбу столика берется отсчет.

Разница отсчетов и дает нам величину угла между трещинами спайности. Для удобства сравнения величины углов обычно приводятся к значениям менее 90° . При получении тупого угла берется дополнительный до 180° угол.

2.3.4. Показатель преломления и связанные с ним рельеф и шагреньевая поверхность

Шагреньевая поверхность -- от французского *chagrin* -- мягкая шероховатая кожа, выделяемая из шкур животных. Этот эффект шероховатости поверхности минералов в шлифах возникает в результате явлений преломления лучей света на границе двух сред с разными показателями преломления. В шлифах, где поверхность минералов заливается "канадским" или пихтовым бальзамом и закрывается покровным стеклом, одной из таких сред является бальзам с известным показателем преломления равным 1,536.

Поверхность минералов в шлифах не идеально гладкая, а шероховатая, т. е. представляет собой комбинацию огромного числа бугорков и ямок, что и

предопределяет ход лучей света, пересекающих границу минерала или вулканического стекла с бальзамом. Поскольку нижняя поверхность исследуемых объектов только усложняет ход лучей, практически не изменяя конечного эффекта на их выходе из шлифа, то мы рассматриваем лишь ход лучей на верхней границе минерал (вулканическое стекло)* – бальзам.

Эффект шагреновой поверхности резче проявляется при прикрытой апертурной диафрагме, создающей условия большей параллельности лучей света, входящих в минерал. Если показатель преломления минерала будет равен показателю преломления бальзама, то, естественно, создается оптически однородная среда минерал–бальзам, в которой на реальной границе двух сред лучи не будут испытывать преломления, поэтому поверхность минерала будет освещена равномерно (рис. 10 а)

Если показатель преломления минерала больше, чем у бальзама, то возникает иная картина. В точках, где лучи подходят перпендикулярно к границе раз-

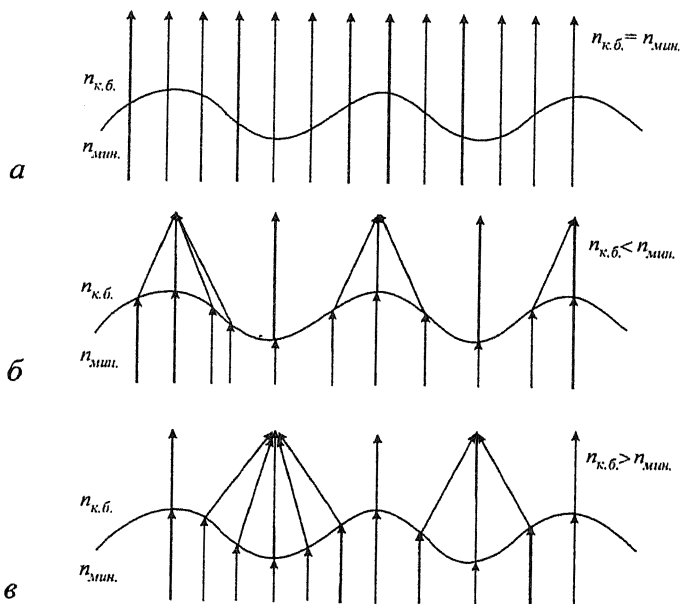


Рис. 10. Схема прохождения лучей света через границу минерала и канадского бальзама. а – показатели преломления минерала ($n_{мин.}$) и канадского бальзама ($n_{к.б.}$) равны; б – показатель преломления минерала выше, чем у канадского бальзама; в – показатель преломления минерала ниже, чем у канадского бальзама. Шагреновая поверхность появляется в случаях б и в.

*Далее при использовании термина “минерал” в этом разделе подразумевается и вулканическое стекло, как один из компонентов горной породы.

дела двух сред, а это – вершины бугорков и перегиба дна ямок, лучи не испытывают преломления при любых разностях показателей преломления. На склонах бугорков лучи пересекают границу раздела под углом и преломляются, отклоняясь в сторону более плотной среды, т. е. с большим показателем преломления, и фокусируются над вершинами бугорков, создавая ярко освещенную точку. По отношению к ямкам свет рассеивается, ослабляя их освещенность (рис. 10 б) Этот контраст разноосвещенных точек и воспринимается нашим глазом как эффект шероховатости. Чем больше разница показателей преломления минерала и бальзама, тем резче проявляется этот эффект.

Если же показатель преломления минерала меньше, чем у бальзама, то ярко освещенные точки будут над ямками, а бугорки – затемнены (рис. 10 в). Эффект шероховатости будет восприниматься нашим глазом, как и в предыдущем случае, в зависимости от абсолютной разности показателей преломления двух сред, независимо от их знака. Однако для диагностики минерала важно знать знак разности показателей преломления минерал–бальзам, что определяет знак рельефа минерала. *Рельефом* минерала называется относительная выпуклость или вогнутость минерала на фоне бальзама. Опытный глаз различает рельеф *положительный*, когда показатель преломления минерала значительно больше, чем показатель преломления окружающей среды–бальзама, зерно кажется выпуклым, выше общей поверхности шлифа; рельеф *отрицательный*, когда показатель преломления минерала меньше показателя преломления бальзама, т. е. зерно кажется ниже общей поверхности шлифа. Однако такое восприятие является сугубо субъективным и может быть ошибочным. Объективно знак рельефа определяется с помощью *световой полоски Бекке*.

Появление подвижной световой полоски на границе двух сред впервые было установлено О.Машке (O. Mascke) в 1880 г., описавшим также возникновение дисперсионного эффекта на такой границе в некоторых случаях. Однако в практику минералого-петрографических исследований горных пород и минералов под микроскопом метод использования световой полоски вошел лишь после повторного открытия этого явления Ф.Бекке (F. Bekke) в 1893 г., и световая полоска была названа его именем. Появление световой полоски обязано свойству световых лучей испытывать полное внутреннее отражение на границе двух сред с разными показателями преломления. На рисунке 11 показан ход лучей, падающих на границу раздела двух сред, для которых принимаем условие, что $n_1 > n_2$.

Луч 1, падающий на границу раздела со стороны с меньшим показателем преломления, пересечет границу и войдет в среду с большим показателем преломления. И все другие лучи из n_2 будут всегда преломляться в сторону более плотной среды n_1 , т. к. в этой комбинации при любых углах падения не произойдет полного внутреннего отражения.

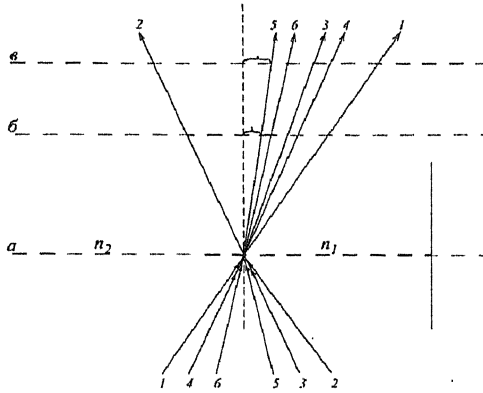


Рис. 11. Ход лучей, падающих на границу раздела двух сред с различными показателями преломления. Линии *а*, *б* и *в* отражают последовательный подъем фокальной плоскости и смещение полоски Бекке в сторону среды с большим показателем преломления (n_1).

Луч 2, падающий на границу раздела со стороны среды с большим показателем преломления с углом падения меньше предельного, пересечет границу и войдет в среду n_2 , испытав при этом преломление, отклоняясь от прямолинейного пути в сторону к более плотной среде n_1 (см. рис. 11, луч 2).

Лучи 3, 5 на этом же рисунке падают под углом больше предельного и поэтому испытывают полное внутреннее отражение от границы со средой, обладающей меньшим показателем преломления. Таким образом, лучи 1, 3, 4, 5, 6 выходят из минерала с n_1 , создавая более яркий пучок света со стороны среды с большим показателем преломления.

Если объектив микроскопа точно сфокусировать на минерал, то светлая полоска совместится с реальной границей рассматриваемых двух сред (рис. 11, плоскость *а*). При подъеме фокальной плоскости, т. е. при увеличении фокусного расстояния между объективом и препаратом, световая полоска будет перемещаться в сторону среды с большим показателем преломления (см. рис. 11, плоскости *б*, *в*).

Если фокальная плоскость опускается ниже препарата, то световая полоска Бекке перемещается в сторону среды с меньшим показателем преломления, что обязано фиксации мнимого изображения светового пучка, реально уходящего вверх от препарата.

Чтобы четче наблюдалась световая полоска, необходимо отсекай лучи, падающие на границу раздела под большим углом. На рисунке 11 лучи 1 и 2 могут ослаблять эффект световой полоски, а поэтому мы прикрываем диафрагму, уменьшая диаметр светового пучка света, идущего в шлиф. Чем мень-

ше разница по показателям преломления между сравниваемыми двумя средами, тем больше следует закрывать диафрагму.

Все три свойства минералов: шагреновая поверхность, рельеф и показатель преломления – жестко взаимосвязаны, что позволяет по первым двум свойствам определять примерную величину показателя преломления, а зная последний, легко предположить ожидаемые рельеф и шагреновую поверхность.

Взаимозависимость этих свойств сведена в таблицу 3, а их определение проводится следующим образом:

1. Находим зерно изучаемого минерала на границе с бальзамом.
2. Выключаем (A) и наблюдаем шагреновую поверхность (для минералов, обладающих плеохроизмом, при наблюдении шагреновой поверхности нужно ставить кристалл в положение минимальной плотности собственной окраски).
3. Прикрываем диафрагму (над поляризатором) и снова фиксируем характер шагреновой поверхности. Делаем вывод о рельефе.
4. Изменяем фокусировку, поднимая и опуская фокальную плоскость (микрометренным винтом фокусировки либо винтом грубой фокусировки), и наблюдаем за движением полоски Бекке.

Если световая полоска Бекке при подъеме фокальной плоскости идет с бальзама на минерал, то у минерала показатель преломления больше, чем у бальзама и, следовательно, знак рельефа будет положительный. Если наоборот – знак рельефа отрицательный. Это вытекает из *правила*: при подъеме фокальной плоскости световая полоска Бекке перемещается в сторону среды с большим показателем преломления; при опускании фокальной плоскости полоска Бекке перемещается в сторону среды с меньшим показателем преломления.

На границе двух соприкасающихся бесцветных минералов, обладающих близкими показателями преломления, возникает явление подкрашивания минералов в зеленоватые и розоватые тона. Это явление у минералов, погруженных в иммерсионную жидкость, наблюдал еще в 1872 г. О. Мапке, но в петрографии эта методика закрепилась после работ В. Н. Лодочникова (1887–1943) под названием *дисперсионного эффекта Лодочникова*. Бесцветный минерал, имеющий более высокий показатель преломления, в контакте с другим бесцветным минералом, более низко преломляющим, приобретает (без анализатора) светло-зеленоватую окраску. Бесцветный минерал с низким показателем преломления в окружении более высоко преломляющих минералов приобретает (без анализатора) розоватую окраску. Умение видеть эти оттенки особенно важно при наблюдении включений очень мелких зерен одного минерала в другом, например мелких вростков плагиоклаза в калиевом полево шпате (пертипы) или, наоборот, калиевого полевого шпата в плагиоклазе (антипертипы). Помогает эта методика и в некоторых случаях тонких сростаний кварца с полевым шпатом.

Таблица 3
Взаимосвязь показателя преломления, рельефа и шагреновой поверхности [Фенюгенов, 1997]

Показатель преломления, n	Рельеф	Шагреновая поверхность с открытой диафрагмой	Шагреновая поверхность с прикрытой диафрагмой	Восприятие шагреновой поверхности (с прикрытой диафрагмой)	Эталонный минерал
менее 1,47	средний отрицательный	слабая или отсутствует	ясная	подобна поверхности фирна, мелкой ряби на воде, бесконечному лабиринту	флюорит
1,47–1,536	низкий отрицательный	отсутствует	отсутствует или слабая	если есть, то ее можно сравнить с шероховатостью ватмана	микроклин ортоклаз кварц плагиоклаз
1,6–1,7	средний положительный	слабая или отсутствует	ясная	аналогично группе с $n < 1,47$	апатит
1,7–1,8	высокий положительный	ясная	резкая	подобна грубой наждачной бумаге	авгит
более 1,8	очень высокий положительный	резкая	очень резкая	“шероховатость” еще резче, чем в группе с $n = 1,7-1,8$, вокруг минерала появляется черная кайма	титанит циркон

2.4. Наблюдения с анализатором

При скрещенных николях для минералов определяются: двойное лучепреломление (для одноосных n_e-n_o и для двуосных n_g-n_p); направление световых колебаний в кристалле; наименование направлений световых колебаний, т. е. ориентировка осей индикатрисы в кристалле; угол погасания; знак главной зоны или знак удлинения.

2.4.1. Интерференционная окраска минералов и причины ее появления

Все минералы средних и низших сингоний являются оптически анизотропными и, следовательно, обладают *двупреломлением*, т. е. обладают разностью показателей преломления n_e-n_o (для одноосных минералов) или n_g-n_p (для двуосных минералов).

При наблюдении минералов в белом свете разность хода лучей с разными показателями преломления при прохождении через кристалл может быть равна $n\lambda$, при которой наступает полное угасание только для отдельных лучей спектра, а все остальные лучи, для которых $R=n\lambda+x$ (где $x<\lambda/2$), будут в той или иной степени ослаблены или усилены (см. рис. 8). В результате кристалл сохраняет свое освещение и лишь приобретает ту или иную окраску в зависимости от разности хода R : $R=d(n_g-n_p)$ или $R=d(n_e-n_o)$.

Длины волн белого света имеют всевозможные значения в интервале приблизительно 380–780 нм (см. табл. 1). Получающаяся в кристалле разность хода для лучей одной длины волн будет равна четному, для других – нечетному числу полуволн. Поэтому волны одной длины, соответствующие одному цвету, входящему в состав белого света, будут при интерференции уничтожаться, а другие, наоборот, усиливаться. В результате отношение интенсивностей различных цветов будет иным, чем в белом свете, и кристалл будет казаться окрашенным. Каждой разности хода, таким образом, соответствует определенная *интерференционная окраска*. Интерференционные окраски не являются чистыми монохроматическими спектральными цветами, но представляют собой смесь в различных пропорциях всех цветов, входящих в состав белого, кроме тех, которые уничтожаются при данной разности хода.

В скрещенных николях при $R=0$ кристалл будет казаться темным. Очень малые разности хода ($R<100$ нм) для всех лучей составляют лишь небольшую часть длины световой волны. Поэтому ни один цвет из входящих в состав белого не будет совершенно погашен. Все цвета будут иметь весьма малую интенсивность, и кристалл будет казаться серым.

При $R>>100-150$ нм в сером цвете появляется слабый синеватый оттенок, так как в этом случае разность хода приближается уже к половине длины фиолетовых и синих лучей.

При дальнейшем увеличении разности хода до 200–250 нм в аналогичных условиях оказываются длины волн зеленых, желтых и отчасти красных лучей – цвет кристалла будет приближаться к белому. Правда, при этом фиолетовые и синие лучи ($\lambda \gg 400\text{--}500$ нм) находятся в условиях наибольшего усиления, т. к. для них $R \gg 1/2\lambda$, но это не скажется на окраске вследствие вообще малой чувствительности нашего глаза к этим лучам.

При $R=300$ нм максимально усилены желтые лучи ($\lambda=600$ нм), вследствие чего интерференционная окраска будет желтой.

$R=530$ нм приблизительно равна $3/2\lambda$ фиолетового цвета, λ зеленого и $2/3\lambda$ красного. Условия интерференции наиболее благоприятны для фиолетовых лучей, несколько менее – для красных и неблагоприятны для зеленых и желтых. В то же время наш глаз гораздо чувствительнее к красным лучам, чем к фиолетовым. Поэтому мы увидим яркую красную окраску с фиолетовым оттенком и т. д.

Разность хода зависит от величины двупреломления ($n_g - n_o$ или $n_g - n_p$) и толщины (d) кристаллической пластинки, т. е. кристалла. Чем толще будет пластинка (d) (т. е. чем толще будет шлиф) при одном и том же двупреломлении, тем больше разность хода (R) и тем будет выше интерференционная окраска.

2.4.2. Определение силы двупреломления

Цвета интерференционных окрасок повторяются, и для различия они разделены на порядки. I-ый порядок начинается с серого цвета, сменяется белым, затем желтым, оранжевым и красным. II-ой порядок начинается синим цветом, сменяется зеленым, потом желтым и красным. Во всех последующих порядках цвета сменяются аналогично II-ому, но их оттенки с каждым порядком становятся все более нежными.

Порядок интерференционной окраски можно определить по скошенному на клин краю зерна. В таком зерне по всей его площади двупреломление остается постоянным, а толщина (d) пластинки изменяется от максимальной в середине зерна до минимальной – на краю. А если изменяется толщина пластинки, то изменяется и разность хода R , которая будет минимальной в краю зерна и максимальной в середине, т. к. если толщина зерна (d) будет стремиться к 0, то и R будет стремиться к 0, согласно уравнению $R=d(n_g - n_p)$.

Следовательно, на самом краю скошенного на клин зерна интерференционная окраска будет минимальной – серой, которая по мере утолщения клина по направлению от края к середине зерна, сменяется белой, потом желтой, красной и т. д. окрасками в зависимости от силы двупреломления (рис. 12).

Двупреломление может быть: 1) очень слабое, 2) слабое, 3) умеренное, 4) сильное (табл. 4). Некоторые исследователи выделяют еще и чрезвычайно

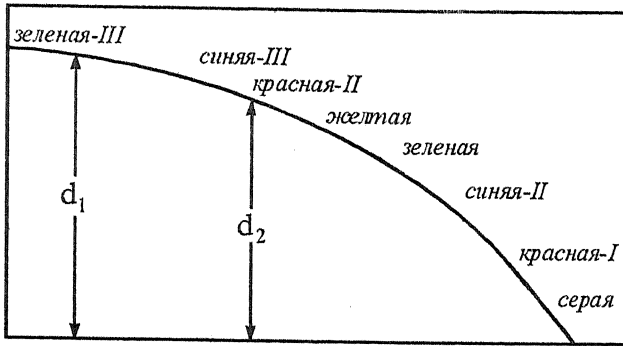


Рис. 12. Распределение интерференционных окрасок на краю скошенного на клин зерна. I, II, III – порядки интерференционной окраски.

сильное, но в этом случае две последние группы ($>0,100$ до $0,200$ и более $0,200$) практически неразличимы по интерференционным окраскам.

Граница двупреломления $0,030$ хорошо устанавливается по отсутствию повторяющихся окрасок в скошенных на клин краях.

Интерференционные окраски, характеризующие сильное двупреломление, еще определяются по порядкам в пределах номограммы двупреломления, тогда как при очень сильном двупреломлении порядок окраски практически не устанавливается.

Определение двупреломления минерала в шлифе обычно проводится с помощью цветной номограммы Мишель-Леви (см. вкладку). 1. Находим зерно с максимальной интерференционной окраской и определяем порядок пос-

Таблица 4

Интерференционные окраски минералов в зависимости от двупреломления

Двупреломление	Интерференционные окраски в шлифах стандартной толщины ($d = 0,03$ мм)	Характерные минералы
очень слабое $< 0,005$	серая, светло-серая	апатит, нефелин
слабое $- 0,005-0,010$	белая, светло-желтая	кварц ($0,009$), полевые шпаты
умеренное $- 0,011-0,030$	желто-оранжевая, красная I порядка до желто-зеленой II порядка	роговая обманка, авгит, канкринит
сильное $- 0,031-0,100$	желтая II порядка до V порядка	оливин, биотит, циркон
очень сильное $> 0,100$	перламутровые, бело-розовые окраски высших порядков – VI порядок и выше	карбонаты, титанит, рутил, ксенотим

ледней. 2. На номограмме Мишель–Леви по горизонтальной линии, отвечающей толщине взятого шлифа, доходим слева направо до определенной нами интерференционной окраски. 3. Из полученной точки по наклонной линии, пересекающей взятую горизонталь, поднимаемся вверх направо и считываем на конце наклонной линии числовое значение двупреломления.

Например, минерал имеет белую интерференционную окраску (толщина шлифа стандартная – 0,03 мм). По горизонтали, отвечающей толщине шлифа

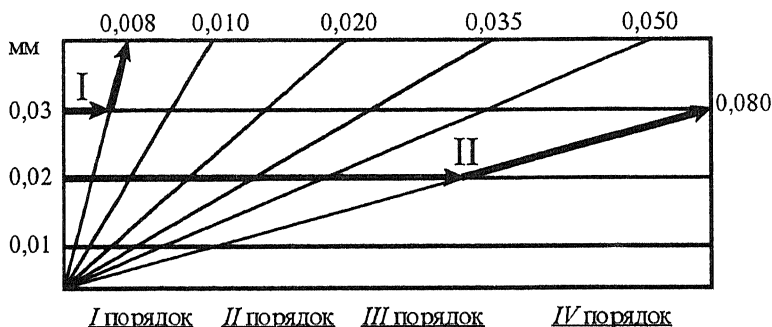


Рис. 13. Схема определения двойного лучепреломления по номограмме Мишель–Леви (см. цветную вкладку).

0,03 мм, доходим слева направо до белой окраски (рис. 13, I), по наклонной линии поднимаемся вверх направо и определяем двупреломление, равное 0,008.

Другой пример. Минерал имеет розовую интерференционную окраску III порядка при толщине шлифа, меньшей стандартной, например, 0,02 мм. По горизонтали 0,02 мм доходим слева направо до карминово-пурпурной окраски III порядка (рис. 13, II) и по наклонной линии поднимаемся вверх направо. Получаем двупреломление, равное 0,080.

Если двупреломление изменяется в зависимости от длины волны применяемого света, то в белом свете возникает дисперсия двупреломления. Чем сильнее дисперсия, тем больше цвета интерференции отклоняются от нормальных и, когда для отдельных лучей определенной длины волны двупреломление оказывается равным нулю, интерференционные окраски становятся аномальными.

Аномальными интерференционными окрасками называются окраски, цвета которых отсутствуют в цветной номограмме Мишель–Леви: это фиолетовые, ржаво-бурые, индигово-синие, коричневато-зеленые. Аномальные окраски очень характерны, но при отсутствии опыта их можно принять за нормальные. Чтобы избежать подобной ошибки, нужно внимательно просматривать каймы минерала. Например, при наличии нормальной синей интерфе-

ренционнй окраски II порядка зерно будет иметь цветную кайму – от середины зерна к его краю синяя окраска сменится красной, потом желтой, белой и на самом краю серой. В случае аномальной синей интерференционной окраски подобная цветная кайма на скошенных краях зерна отсутствует.

2.4.3. Компенсатор, его устройство и применение

Компенсатор представляет собой пластинку в металлической или пластмассовой оправе. Пластинка может быть изготовлена из кварца, гипса, слюды (мусковита) и других материалов. Наиболее распространенными являются кварцевые компенсаторы.

К их устройству предъявляются два главных требования. Во-первых, пластинки должны иметь строго определенную толщину, что задает фиксированную разность хода. Для кварцевых и гипсовых компенсаторов эта величина составляет обычно $R \gg 560$ нм, соответствуя красно-фиолетовой окраске, пограничной между первым и вторым порядками. Иногда при изготовлении пластинки оказываются несколько тоньше и имеют красную окраску в скрещенных николях. Это обстоятельство необходимо учитывать, хотя практически оно существенного значения не имеет. Во-вторых, пластинка вставляется в оправу таким образом, чтобы меньшая ось индикатрисы кристалла, из которого она изготовлена, была ориентирована параллельно длинной стороне компенсатора. На большинстве современных компенсаторов ориентировка осей индикатрисы показана графически.

Наряду с такими пластинками реже встречаются компенсаторы, изготовленные обычно из мусковита и дающие разность хода, равную четверти длины волны какого-либо определенного монохроматического света ($1/4\lambda$). Такая пластинка предназначена для некоторых специальных определений, которые здесь не рассматриваются, но может оказаться полезной для определения знака удлинения ряда кристаллов (раздел 2.4.4.).

Применение компенсатора основано на сложении или вычитании разностей хода лучей света, проходящих через систему “поляризатор – кристалл – компенсатор – анализатор”. Прошедший через кристалл пучок света получит определенную разность хода (R_m), а пройдя через компенсатор – R_k . Если и в компенсаторе, и в минерале совпадут одноименные оси индикатрисы, то разности хода в минерале и в компенсаторе сложатся $R_{\Sigma} = R_m + R_k$, если совпадут разноименные оси индикатрисы, то произойдет вычитание разностей хода $R_{\Sigma} = R_m - R_k$. В первом случае суммарная разность хода увеличится на одну и ту же величину R_k , и, соответственно, интерференционная окраска минерала повысится (на цветной диаграмме Мишель–Леви сместится вправо), во втором случае произойдет уменьшение суммарной разности хода на ту же самую величину R_k и понижение интерференционной окраски (смещение влево на диаграмме

Мишель–Леви). Поэтому, зная разность хода, созданную минералом, и суммарную разность хода после введения компенсатора, устанавливают, совпали ли одноименные (N_p минерала и N_p компенсатора) или разноименные (N_g минерала и N_p компенсатора) оси индикатрисы.

Во избежании сомнений относительно повышения или понижения суммарной интерференционной окраски, целесообразно использовать следующее правило: если интерференционная окраска минерала выше, чем компенсатора, то суммарную интерференционную окраску нужно сравнивать с интерференционной окраской минерала, а если ниже, то с интерференционной окраской компенсатора. Кроме того, всегда необходимо помнить, что каким бы высоким двууплощением ни обладал минерал, на краю его зерен из-за малой толщины будут наблюдаться самые низкие интерференционные окраски (серые, белые, желтые). Поэтому наблюдая самые внешние части зерен, мы всегда можем безошибочно решить вопрос о совпадении осей индикатрис минерала и компенсатора. В случае совпадения одноименных осей окраска станет синей или зеленой и, наоборот, если совпадут разноименные оси, каймы минерала окрасятся в желтые или оранжевые цвета интерференции.

В процессе диагностики минералов компенсатор используется для определения ориентировки осей индикатрисы в кристалле (раздел 2.4.4.) и для определения оптического знака минерала в сходящемся свете (разделы 2.5.3.–2.5.4.).

2.4.4. Определение наименования осей индикатрисы в кристалле, знака удлинения (главной зоны) и угла погасания

Углом погасания называется угол между каким-либо кристаллографическим направлением (спайностью, гранью) и какой-либо осью индикатрисы (N_e , N_o , N_g , N_m , N_p).

Погасание может быть: 1) прямое, 2) косое, 3) симметричное.

Погасание считается *прямым*, если ось индикатрисы (N) совпадает с кристаллографическим направлением, т. е. угол погасания равен 0° . Косым называют погасание в том случае, если ось индикатрисы (N) образует угол с кристаллографическим направлением. Наконец в случае *симметричного* погасания оси индикатрисы (N) занимают положение биссектрис по отношению к двум кристаллографическим направлениям. Симметричное погасание определяется в зернах с двумя кристаллографическими направлениями, чаще всего с двумя системами спайности.

Угол погасания является характерной константой для многих минералов.

Для определения угла погасания нужно выбрать зерно с четким кристаллографическим элементом (спайностью или гранью, параллельной выпянутости кристалла) в одном направлении (в большинстве случаев зерно должно обладать максимальной интерференционной окраской). Выбранное

зерно необходимо поставить так, чтобы спайность (или грань) стояла параллельно вертикальной нити креста окуляра. В этом положении берется по лимбу столика микроскопа отсчет и записывается. Если при включении анализатора минерал стал максимально темным, т. е. погас, то угол погасания равен 0° , и погасание прямое. Для контроля максимальной темноты (погасания) минерала нужно столик микроскопа повернуть немного вправо-влево и снова установить вращением столика микроскопа минерал в положение максимальной темноты и, если при этом отсчет по лимбу совпадает с первым отсчетом, то погасание действительно прямое. Если при включении анализатора зерно сохраняет освещенность (в любой степени), то вращением столика гасим минерал (лучше гасить в сторону меньшего угла). В положении погасания вновь берем отсчет по лимбу столика микроскопа. Разность первого и второго отсчетов даст величину угла погасания. Это погасание косое. В момент погасания оси индикатрисы совпадают с направлениями колебаний в

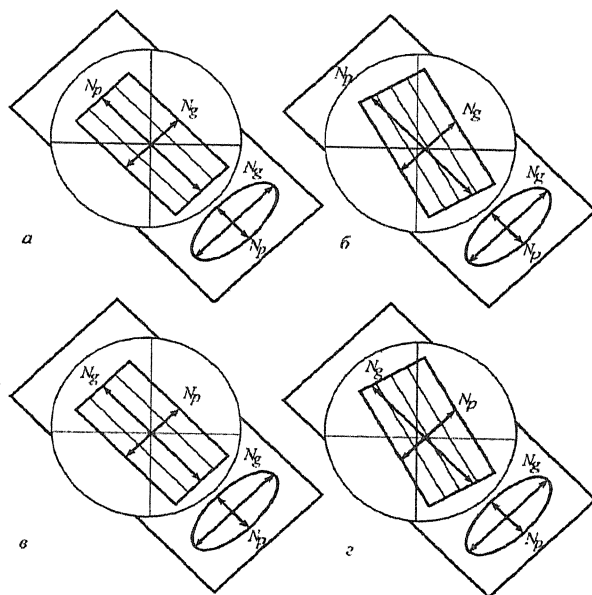


Рис. 14. Схематическая зарисовка ориентировок осей индикатрисы минерала и компенсатора в случаях прямого (а, в) и косого (б, г) погасания. а, б – удлинение отрицательное; в, г – удлинение положительное.

николях, т. е. располагаются параллельно нитям креста нитей окуляра. Далее определяем, с какой осью индикатрисы замерен угол погасания. Для этого из положения погасания вращаем столик микроскопа (не сдвигая шлифа!) на 45° против часовой стрелки (рис. 14).

Этим вращением на 45° против часовой стрелки ось индикатрисы, с которой мы замерили угол погасания, совмещается с прорезью в тубусе для компенсатора. Если при введении компенсатора интерференционная окраска повысится, то совпадают одноименные оси индикатрисы компенсатора и минерала: N_p с N_p и N_g с N_g (рис. 14 а, б); если интерференционная окраска минерала понизится, то совпадают разноименные оси индикатрисы компенсатора и минерала: N_p компенсатора с N_g минерала и N_g компенсатора с N_p минерала (рис. 14 в, г).

Определение знака главной зоны или знака удлинения. Удлинением минерала называется вытянутость его в одном направлении. Удлинение может быть:

1) положительным “+”, 2) отрицательным “-”, 3) положительно-отрицательным “±”, 4) неопределенным (нейтральным).

Положительным удлинением минерал обладает, если ось индикатрисы N_g совпадает или образует угол менее 45° с удлинением кристалла (рис. 15 а). Удлинение отрицательно, если ось индикатрисы N_p совпадает или образует угол менее 45° с удлинением кристалла (рис. 15 б). Положительно-отрицательным удлинением “±” обладает минерал, если с удлинением кристалла совпадает ось индикатрисы N_m (рис. 15 в).

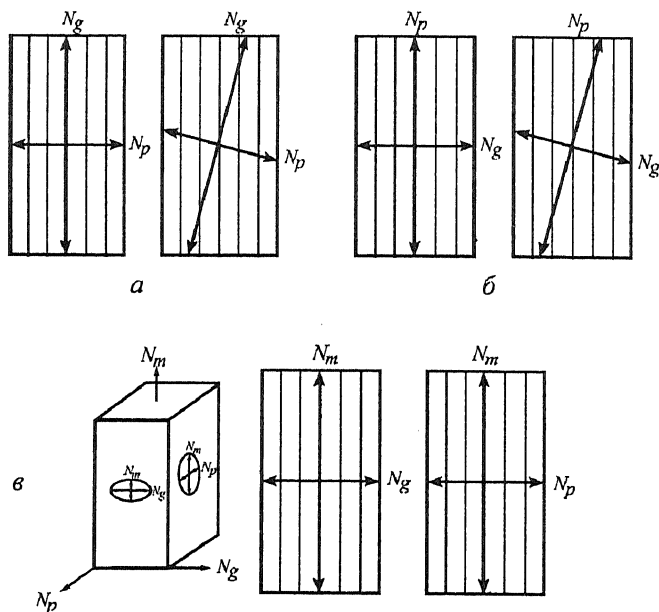


Рис. 15. Ориентировка осей индикатрисы в кристаллах с положительным (а), отрицательным (б) удлинением и удлинением “±” (в).

На одной грани кристалла параллельно удлинению располагается N_m , а перпендикулярно – N_g . В этом сечении N_m ведет себя как наименьшая ось (по сравнению с N_g), т. е. как N_p , и, следовательно, удлинение будет отрицательным. Параллельно другой грани с удлинением также будет совпадать N_m , а перпендикулярно – N_p (рис. 15 в). В этом сечении N_m ведет себя как большая ось (по сравнению с N_p), т. е. как N_g , и, следовательно, удлинение будет положительным. Таким образом удлинение минерала в зависимости от сечения то “+”, то “–”. Неопределенным или нейтральным удлинением обладает минерал с косым погасанием, если угол погасания равен $45 \pm 1^\circ$.

2.5. Наблюдения в сходящемся свете

В сходящемся свете или методом коноскопии для минералов определяются: осьность (одноосный или двуосный кристалл), оптический знак, угол оптических осей, дисперсия оптических осей, а также проверяется точность ориентировки сечений минералов – параллельно и перпендикулярно к оптической оси или плоскости оптических осей.

2.5.1. Принцип метода и получение коноскопических фигур

При сходящемся свете световые волны имеют вид шаровых поверхностей, а лучи расходятся пучком из одного места. Для получения подобного света в большинстве моделей микроскопов в оптическую систему вводится двояковыпуклая линза – линза Лазо, располагающаяся над поляризатором. В некоторых случаях сходящийся свет получают выведением из системы нижнего конденсора, располагающегося ниже поляризатора.

Пучок сходящегося света, падающий на исследуемый объект в шлифе, имеет форму конуса, а поэтому и метод получил название *коноскопического* или *коноскопа*.

Оптические фигуры, возникающие под микроскопом, соответственно называются *коноскопическими*, а так как их появление связано с явлениями интерференции световых волн, то эти фигуры еще называются *интерференционными*.

Для установки сходящегося света необходимо провести следующие операции:

- Найти зерно нужного сечения* минерала при объективе $2,5^\times$ или 10^\times ($3,5^\times$ или 9^\times) увеличения и установить зерно на центр креста нитей окуляра.
- Поставить объектив 40^\times или 60^\times . Перед фокусировкой этих объективов необходимо проверить положение шлифа. Шлиф должен лежать на столике микроскопа обязательно покровным стеклом вверх, т. к. фокусное расстояние этих объективов (40^\times , 60^\times) меньше толщины предметного стекла и при попыт-

*либо \perp , либо \parallel оптической оси или биссектрисе.

ке сфокусировать их на минерал в шлифе, положенном покровным стеклом вниз, шлиф будет раздавлен, а объектив испорчен.

– Сфокусировать объектив (40^x , 60^x). Фокусное расстояние этих объективов очень маленькое. Чтобы не раздавить шлиф и не испортить объектив, начинающим целесобразнее вначале подводить объектив к покровному стеклу, глядя сбоку на объектив при опускании его или при подводке столика микроскопа к объективу, потом вращением микрометрического винта тонкой фокусировки поднять тубус или опустить столик микроскопа до четкой видимости зерна.

- Центрировать объективы 40^x или 60^x .
- Проверить точность установки определяемого минерала в центре поля зрения.
- Включить анализатор.
- Включить линзу Лазо.
- Включить линзу Бертрана.
- Повернуть столик микроскопа. Наблюдаем интерференционную или коноскопическую фигуру.

Существует и другой метод получения коноскопической фигуры, так называемый *метод Лазо*. После включения линзы Лазо следует вынуть окуляр и наблюдать фигуру коноскопии. Метод Лазо более эффективен при недостаточной освещенности шлифа и с использованием “дырочной” диафрагмы.

2.5.2. Коноскопическая фигура изотропных сред

Как было сказано выше, поверхность показателей преломления изотропных сред имеет форму шара, и такой же формой обладает индикатриса этих сред, что обуславливает бесконечное множество направлений световых колебаний в таких средах.

В сходящемся свете при любом положении кристалла кубической сингонии или аморфного вещества всегда найдутся направления колебаний, совпадающих с плоскостями поляризации поляризатора и анализатора, т.е. в двух взаимно перпендикулярных направлениях, что ведет к появлению полос полного погасания, соответствующего скрещенности николей, в форме размытого креста. Эта фигура очень похожа на коноскопическую фигуру одноосных минералов с низким двупреломлением, подобных апатиту. Чтобы отличить изотропное вещество от одноосных минералов в сечениях, перпендикулярных к оптической оси, достаточно в систему коноскопа ввести компенсатор. Если это изотропное вещество, то с компенсатором все поле зрения с крестообразной коноскопической фигурой окрасится в малиновый цвет – цвет интерференционной окраски компенсатора, т.к. изотропное вещество не обладает двупреломлением, а поэтому не может интерферировать с двупреломляющим компенсатором. Коноскопическая фигура одноосного кристалла с компенсатором приобретает разные цвета, симметрично расположенные по квадрантам коноскопической фигуры – креста.

2.5.3. Коноскопическая фигура одноосного минерала

Для одноосных минералов характерны два сечения:

1. Разрез, параллельный оптической оси, характеризующийся максимальной интерференционной окраской.

2. Разрез, перпендикулярный к оптической оси, характеризующийся минимальной интерференционной окраской. В этом сечении минерала определяется его осьность и оптический знак.

Сечение, перпендикулярное оптической оси.

В сходящемся свете при объективах $40\times$ и $60\times$ возникает характерная коноскопическая фигура в форме темного креста, который не меняет своего положения при вращении кристалла (рис. 16 а).

Если сечение через минерал проходит не точно перпендикулярно к оптической оси, а под некоторым углом, то центр креста не совпадает с центром поля зрения и описывает окружность (рис. 16 б). В этом сечении колебания N_e

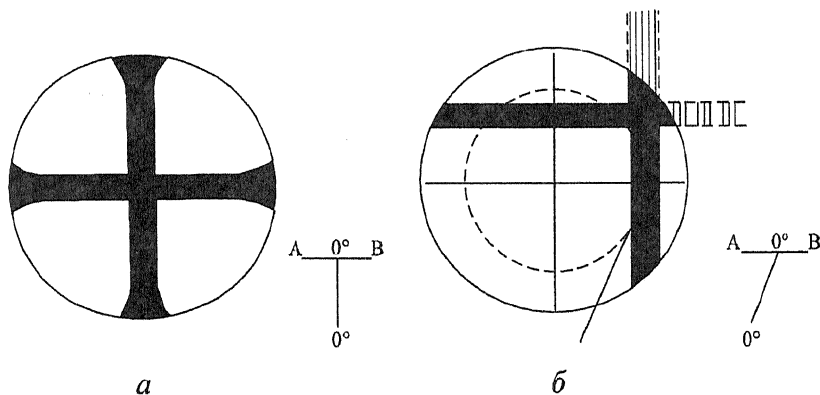


Рис. 16. Коноскопическая фигура одноосного минерала. а – сечение, перпендикулярное оптической оси; б – косое сечение.

располагаются по радиусам от центра темного креста, т. е. от точки выхода оптической оси, а колебания N_o – перпендикулярно N_e в любой точке.

В точке пересечения ветвей темного креста (в точке выхода оптической оси) $n_e - n_o = 0$. Чем дальше по радиусу от выхода оптической оси, тем больше величина $n_e - n_o$ и тем больше R (разность хода). В результате нарастания R у минералов с большой силой двупреломления вокруг центра креста появляются концентрические цветные интерференционные (изохроматические) кольца, количество которых прямо зависит от силы двупреломления минерала и толщины кристаллической пластинки.

Для определения оптического знака необходимо определить, является ли ось индикатрисы N_e больше или меньше оси N_o . Получив коноскопическую фигуру – темный крест, вводим компенсатор.

Если во II и IV квадрантах креста появятся желтые, красные окраски, т. е. наблюдается понижение интерференционной окраски по отношению к ком-

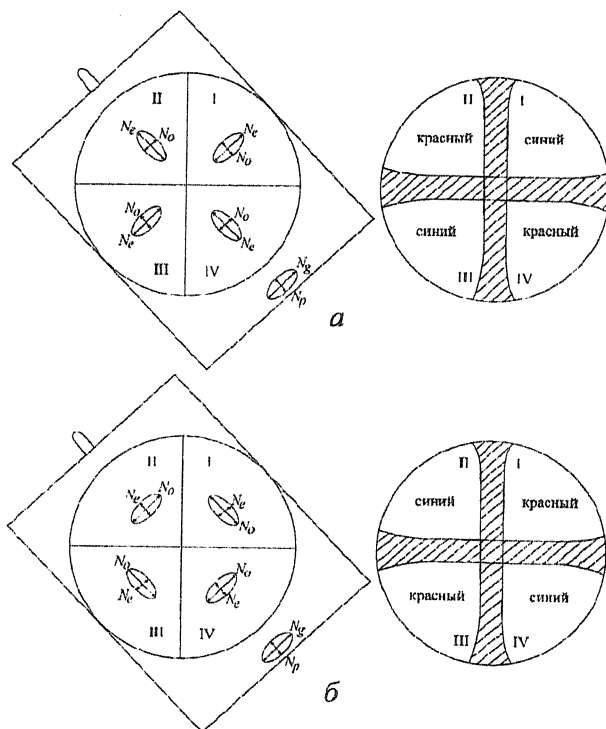


Рис. 17. Ориентировка осей индикатрисы кристалла и компенсатора и распределение окрасок в квадрантах коноскопических фигур оптически положительного (а) и отрицательного (б) одноосных минералов.

пенсатору, то N_e соответствует наибольшей оси, и оптический знак минерала положительный (рис. 17 а). В I и III квадрантах интерференционные окраски соответственно повысятся и вместо серых (без компенсатора) появятся синие (с компенсатором), т. к. в этих квадрантах совпадают одноименные (по относительным величинам) оси индикатрисы минерала и компенсатора.

Если во II и IV квадрантах креста при введении компенсатора вместо серых и белых окрасок появятся синие и зеленые окраски, т. е. интерференционная

окраска повысится, то значит, что по этому направлению совпали одноименные оси минерала и компенсатора, и N_e минерала соответствует наименьшей оси, а оптический знак, следовательно, отрицательный ($n_e < n_o$) (рис. 17 б).

В случае косо́го сечения определение оптического знака и осности допустимо только при условии, что центр темного креста не выходит за пределы поля зрения. Перед введением компенсатора крест нужно установить так, чтобы большая часть поля зрения была занята II-ым или IV-ым квадрантом и далее вести определение, как описано выше.

Сечение, параллельное оптической оси.

В кристалле, срезанном параллельно оптической оси, оптическая ось расположена в плоскости шлифа, и, следовательно, это сечение будет характеризоваться максимальной интерференционной окраской, а для окрашенных минералов и максимальной резкостью плеохроизма, т. к. в этой плоскости лежат обе оси индикатрисы, отражающие максимальный и минимальный показатели преломления, оси N_e и N_o , дающие максимальное значение величины $n_e - n_o$ с интерференционными окрасками, отвечающими $R = d(n_e - n_o)$.

В сходящемся свете это сечение дает два гиперболовидных темных пятна, которые при вращении кристалла сходятся и расходятся подобно изограм в сечениях, перпендикулярных тупой или острой биссектрисам при коноскопии двусосных минералов (2.5.4.). Чем выше двупреломление минерала, тем четче гиперболовидные пятна, по форме практически не отличимые от изогир сечений, перпендикулярных к биссектрисам двусосных минералов.

Рассматриваемое сечение в сходящемся свете характеризуется также наличием симметричной расцветки поля зрения, при этом вдоль оптической оси от середины к ее концам происходит понижение интерференционной окраски, а по перпендикулярному направлению — повышение, что связано с неодинаковым изменением разности хода по этим направлениям.

Рассматривая ход лучей в кристалле в поперечном разрезе пластинки в шлифе, можно видеть, что разные лучи пучка света, проходящего через кристалл, проходят в нем разные расстояния. Центральный луч (I на рис. 18 а) пробегает самый короткий путь, но в точке выхода луча I наблюдается максимальное двупреломление $n_e - n_o$ и $R = d_1(n_e - n_o)$. По мере увеличения угла между лучом и нормалью к оптической оси увеличивается путь луча, т. е. величина d , но, т. к. в то же самое время направление луча приближается к параллельности с оптической осью, то $(n_e' - n_o)$ стремится к нулю, ибо вдоль оптической оси отсутствует двупреломление, т. е. $(n_e' - n_o) = 0$. Но если $n_e - n_o$ стремится к нулю, то и разность хода R в пределе стремится к нулю. Следовательно, интерференционная окраска от луча I к лучу X будет понижаться.

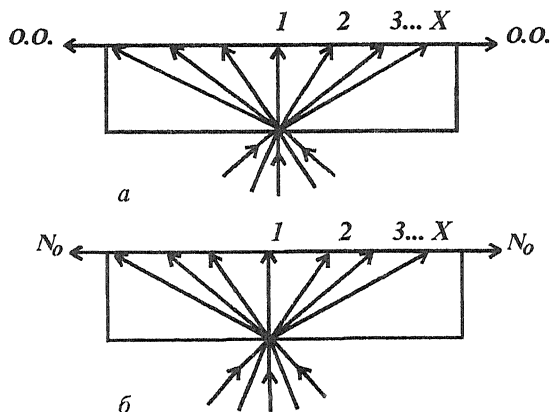


Рис. 18. Изменение интерференционной окраски вдоль оптической оси (а) и вдоль оси N_o (б) в поперечном разрезе кристаллической пластинки.

Рассмотрим изменение интерференционной окраски по направлению N_o также в поперечном разрезе кристаллической пластинки (рис. 18 б). Оптическая ось располагается перпендикулярно к плоскости рисунка и направлена на нас (от нас). Для луча 1 в точке $R = d_1(n_e - n_o)$, т. е. будет наблюдаться та же интерференционная окраска, что и в первом случае. Сечение $N_o - N_o$ представляет собой круговое сечение и, следовательно, $n_e - n_o$ в этом сечении — величина постоянная, а путь, проходимый лучами 1, 2, 3... X будет непрерывно возрастать от 1 к X, и разность хода также будет возрастать.

2.5.4. Коноскопическая фигура двусосного минерала

Для двусосных минералов характерными являются 4 сечения:

- 1) Сечение, перпендикулярное биссектрисе острого угла.
- 2) Сечение, перпендикулярное биссектрисе тупого угла.
- 3) Сечение, перпендикулярное оптической оси, характеризующееся минимальной интерференционной окраской (черной, темно-серой), не изменяющейся при вращении столика микроскопа.
- 4) Сечение, параллельное плоскости оптических осей, характеризующееся максимальной интерференционной окраской.

Сечение, перпендикулярное острой биссектрисе.

Это сечение в сходящемся свете дает коноскопическую фигуру в виде двух изогип, которые при вращении столика микроскопа сходятся в крест (рис. 19 а) и расходятся на максимальное расстояние при повороте столика на 45° (рис. 19 б). При схождении изогип в крест узкая балка указывает след плоскости оптических осей, а широкая балка креста соответствует направлению оси N_m .

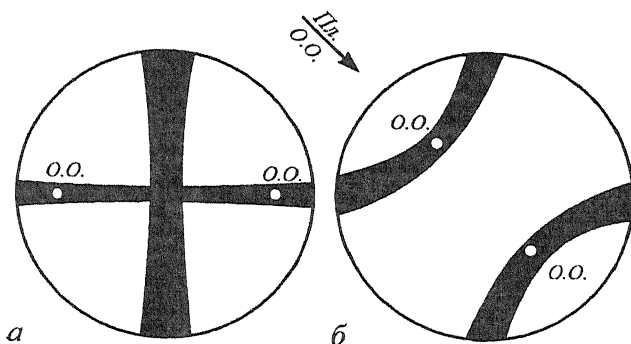


Рис. 19. Общий вид коноскопической фигуры двуосного минерала в сечении, перпендикулярном острой биссектрисе. *a* – оптические оси располагаются на прямой, параллельной горизонтальной нити окуляра, *б* – оптические оси располагаются в положении 45°.

Наблюдаемая коноскопическая фигура в сечении, перпендикулярном к острой биссектрисе, возникает в результате интерференции световых волн при прохождении световых лучей в системе поляризатор – кристалл – анализатор. Направления колебаний электромагнитных волн для любой точки двуосного кристалла определяется правилом Френеля, по которому колебания в каждой точке направлены по биссектрисе угла, составленного прямыми, соединяющими данную точку с выходами оптических осей (рис. 20).

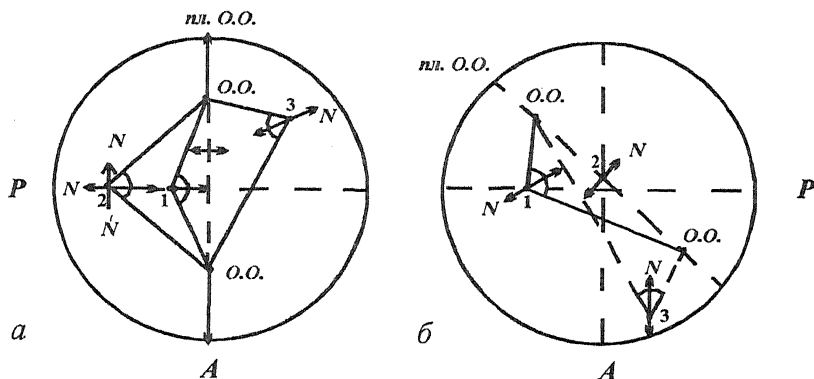


Рис. 20. Схема колебаний в разных точках при совпадении плоскости оптических осей с плоскостями поляризации анализатора (*A*) и поляризатора (*P*) (*a*) и при повороте плоскости оптических осей на 45° (*б*).

На этих схемах хорошо видно, что если плоскость оптических осей совпадает с направлениями колебаний, пропускаемых поляризатором или анализатором, то любая точка на горизонтальной линии (рис. 20 *a*) является вер-

шиной равнобедренного треугольника (точки 1, 2) с основанием на плоскости оптических осей. Биссектриса вершинного угла совпадает с плоскостью поляризатора, что и дает полное погасание по этому направлению. Вторая ветвь креста располагается по линии плоскости оптических осей, т. к. точки между выходами оптических осей дают развернутый угол в 180° , и все колебания перпендикулярны к этой плоскости. В точке 3 световые колебания в кристалле не совпадают с P или A , и точка остается освещенной.

При повороте кристалла крест распадается на две гиперболы, удаляющиеся друг от друга на максимальное расстояние при повороте на 45° . При дальнейшем увеличении угла поворота гиперболы вновь сходятся в крест в тот момент, когда плоскость оптических осей совпадает с плоскостью поляризатора и анализатора. Эти гиперболы получили название “*изогирь*”.

Ветвь креста, отвечающая плоскости оптических осей, более узкая, чем ветвь, соответствующая направлению оптической нормали (см. рис. 19 а), т. е. оси индикатрисы N_m . Узкая ветвь связана с большей скоростью увеличения двупреломления с удалением от плоскости оптических осей, где эффект интерференции дает $n_g' - n_p'$, тогда как широкая ветвь по N_m зависит от двупреломления $n_m' - n_p'$ или $n_g' - n_m'$.

Чем больше угол оптических осей ($2V$), тем дальше расходятся изогирь. Если при объективах $40\times$ или $60\times$ изогирь при максимальном расхождении останавливаются на краях поля зрения, то это соответствует, приблизительно, $2V=50^\circ$, если расстояние между изогирями равно половине диаметра поля зрения, то это отвечает, примерно, $2V=25^\circ$. На фоне перемещающихся изогирь у минералов, обладающих высоким двупреломлением, появляются цветные фигуры: кольца и восьмеркообразные цветные линии, которые не меняют своей формы, хотя и вращаются вместе с вращением кристалла. Эти цветные фигуры представляют собой изолинии, соединяющие точки с одинаковым двулучепреломлением, они получили название *лемнискаты* (рис. 21). Возникновение цветных изолиний связано с ростом двупреломления по мере удаления от выходов оптических осей. Если в коноскопической фигуре одноосных минералов это приводит к образова-

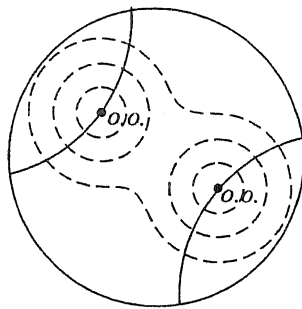


Рис. 21. Сечение индикатрисы, перпендикулярное к острой биссектрисе. Пунктиром показаны лемнискаты.

нию только концентрических колец вокруг одной оптической оси, то в двусосных минералах встречное нарастание двупреломления ведет к переходу от концентрических колец к восьмеркообразным фигурам подобно изогипсам двуворшинного холма на топографических картах. Так как при вращении кристалла расстояние между выходами оптических осей естественно не изменяется, то и интерференционная фигура, отображающая распределение точек с одинаковым двупреломлением, сохраняют постоянство своей формы независимо от движения изогипр.

Точки выхода оптических осей всегда расположены в вершинах гипербол, а сами гиперболы своими вершинами, т. е. выпуклыми частями обращены в сторону острой биссектрисы.

Для определения оптического знака минерала нужно развести изогипры на максимальное расстояние в направлении прорези для компенсатора (СЗ–ЮВ). Если при введении компенсатора окраска между изогипрами повысится, то оптический знак минерала будет положительным, т. к. в горизонтальной плоскости лежит ось N_p , а острой биссектрисой, направленной нам в глаз, является ось N_g (рис. 22 а).

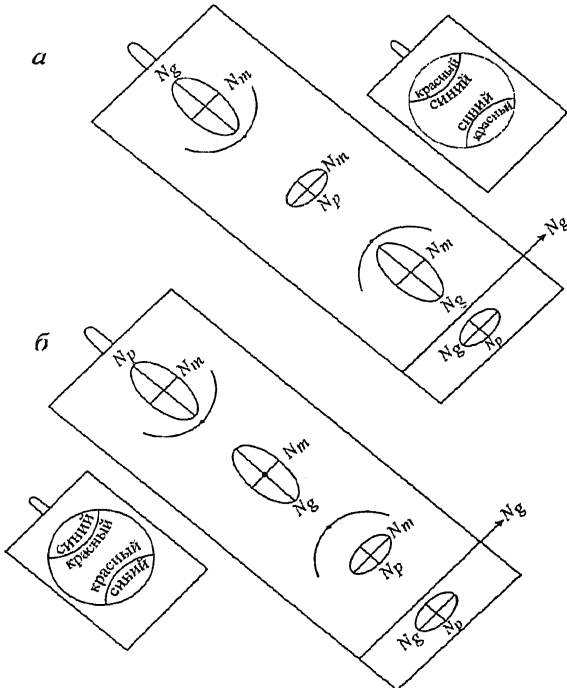


Рис. 22. Определение оптического знака двусосного кристалла. а – минерал оптически положительный; б – минерал оптически отрицательный.

Свогнутой стороны изогир интерференционная окраска понизится (красная, желтая, что ниже малиновой окраски самого компенсатора), т. к. при переходе через выход оптической оси направления колебаний света по N_g и N_p меняются на обратные по сравнению с их ориентировкой между изогирями (см. рис. 22).

Это естественно, т. к. между оптическими осями в сечении В–В, перпендикулярном к острой биссектрисе в коноскопической фигуре оптически положительного кристалла (рис. 23), нам в глаз направлена ось N_g , а ось N_p является проекцией тупой биссектрисы. В этом же сечении (В–В), справа от оптической оси, в глаз наблюдателю уже направлена ось N_p' , а проекция острой биссектрисы N_g' принимает горизонтальное положение.

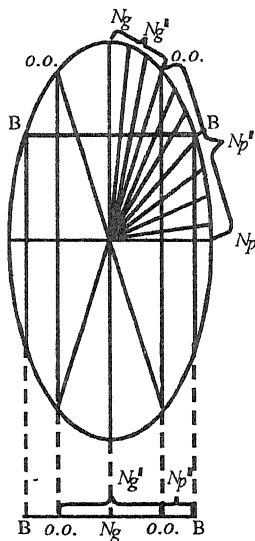


Рис. 23. Схема смены ориентировки осей индикатрисы N_g и N_p при переходе через выход оптической оси от острой биссектрисы к тупой биссектрисе для оптически положительного кристалла. В–В – сечение, перпендикулярное N_g .

На рисунке 22 б показаны ориентировка осей индикатрисы и распределение интерференционных окрасок при введенном компенсаторе в случае оптически отрицательного минерала.

На разрезе, перпендикулярном острой биссектрисе, можно определять $2V$ и оптический знак для минералов, у которых величина $2V$ не превышает 60° . При больших значениях $2V$ уже становится почти невозможным отличить сечение, перпендикулярное острой биссектрисе, от сечения, перпендикулярного к тупой биссектрисе, если заведомо не известен оптический знак минерала.

Сечение, перпендикулярное тупой биссектрисе.

Коноскопическая фигура в сечении, перпендикулярном тупой биссектрисе, такая же, как и для острой биссектрисы, но изогирь расходятся на большем расстоянии и уходят за пределы поля зрения. Использовать это сечение для наблюдений можно только при уже известном оптическом знаке минерала.

Если минерал имеет $2V$ больше 50° (т. е. на разрезе, перпендикулярном острой биссектрисе, при вращении столика микроскопа изогирь уходят за

пределы поля зрения), то величину $2V$ и оптический знак нужно определять на разрезе, перпендикулярном оптической оси.

Сечение, перпендикулярное оптической-оси.

Это сечение характеризуется отсутствием двупреломления. При скрещенных николях зерна либо черные, либо темно-серые, не изменяющие интерференционной окраски при вращении столика микроскопа. Если минерал окрашен, то в этом сечении он не имеет плеохроизма.

Разрез, перпендикулярный оптической оси, близок к случаю сечения, перпендикулярного острой биссектрисе, а потому расположение осей индикатрисы будет аналогичным (см. рис. 19, 22). Определение оптического знака также аналогично определению в сечении, перпендикулярном острой биссектрисе (рис. 24). Величина угла $2V$ определяется по степени изогнутости изогирь: чем больше изгиб, тем меньше угол $2V$ (рис. 25). Для определения изогнутости изогирь ее нужно установить перпендикулярно или параллельно прорези для компенсатора. Если же изогиря будет поставлена параллельно горизонтальной или вертикальной нити креста окуляра, то, независимо от величины $2V$, изогиря всегда будет представлена прямой балкой, по которой начинающие нередко устанавливают ошибочно угол $2V=90^\circ$.

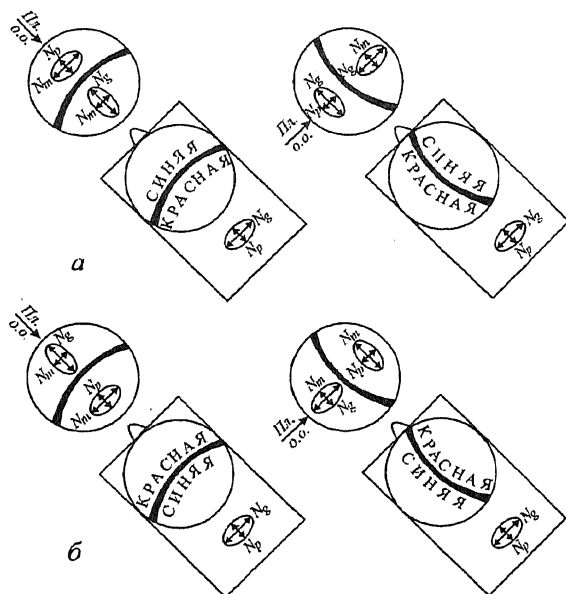


Рис. 24. Определение оптического знака минерала в сечении, перпендикулярном оптической оси, в случаях положительного (а) и отрицательного (б) кристаллов.

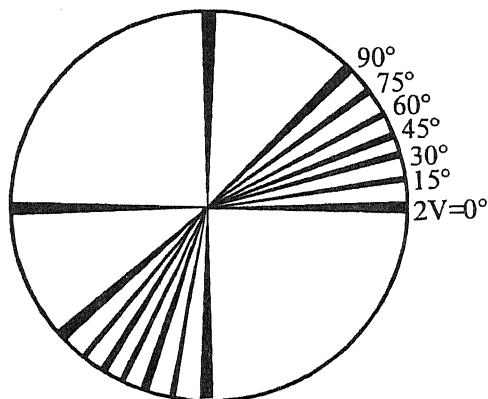


Рис. 25. Определение угла оптических осей $2V$ в сечении, перпендикулярном оптической оси, по кривизне изогриы.

Сечение, параллельное плоскости оптических осей.

Это сечение характеризуется в параллельном свете при скрепленных николях максимальной интерференционной окраской, т. к. в этой плоскости располагаются оси N_g и N_p . В сходящемся свете для этого сечения характерно симметрично окрашенное поле зрения, на фоне которого при вращении столика микроскопа видны два гиперболовидных пятна (иногда довольно отчетливые гиперболы), сходящиеся в центре поля зрения и уходящие за его пределы.

Это сечение нужно для точного определения максимального двупреломления минерала, а для окрашенных минералов в этом сечении определяется плеохроизм по N_g и N_p . Оно относится к одному из трех главных сечений индикатрисы двuosных минералов. Так как в этой плоскости всегда лежат оси индикатрисы N_g и N_p , отражающие максимальный (n_g) и минимальный (n_p) показатели преломления, то и величина двупреломления здесь будет максимальная. В сходящемся свете это сечение будет характеризоваться наличием двух гиперболовидных пятен, сходящихся и расходящихся подобно изогриам в сечении, перпендикулярном острой биссектрисе, при вращении кристалла. Кроме того, это сечение при интерференционных окрасках выше первого порядка, обладает симметрично окрашенным полем зрения в коноскопе (без компенсатора). Чем лучше проявлена симметричность окраски, тем ближе к максимальной параллельности сечения к плоскости оптических осей. Начинаящим исследователям наиболее нагляднее всего это явление наблюдать в шлифах у мусковита и оливина.

Практическая значимость наблюдений таких сечений заключается в проверке точности положения сечения параллельно плоскости оптических осей.

Если подобная картина наблюдается для найденного кристалла, то это означает, что найденное зерно обладает максимальной интерференционной окраской, а следовательно, и максимальным двупреломлением для данного минерала в данном шлифе.

2.5.5. Определение дисперсии угла оптических осей

Дисперсия угла оптических осей зависит от дисперсии показателей преломления. Некоторые минералы имеют изменяющиеся показатели преломления в зависимости от длины волны монохроматического света. Если при этом изменении показателей преломления изменяется и соотношение показателей преломления n_m с показателями преломления n_g и n_p , то возникает дисперсия угла оптических осей: угол оптических осей ($2V$) для света разной длины волны будет различен.

У одних минералов угол $2V$ для красных лучей (длинноволновая часть спектра) больше, чем для фиолетовых лучей (коротковолновая часть спектра), у других минералов – наоборот. Эта дисперсия в коноскопической фигуре проявляется в подкрашивании краев изогирь с вогнутой и выпуклой сторон в синеватые и красноватые оттенки.

Дисперсия оптических осей определяется без компенсатора и никак не влияет на определение оптического знака с помощью компенсатора. Появление цветных оттенков около изогирь объясняется следующим образом. В точке выхода оптической оси для красных лучей красная часть спектра белого света будет погашена, т. к. оптическая ось – это направление, по которому отсут-

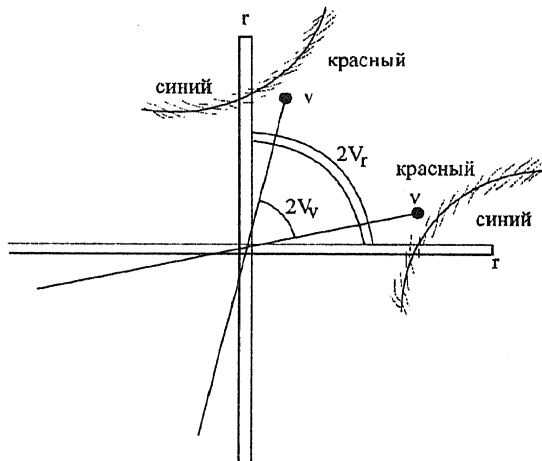


Рис. 26. Соотношение точек выхода оптических осей $г$ и v с цветными оттенками около изогирь для случая $g > v$.

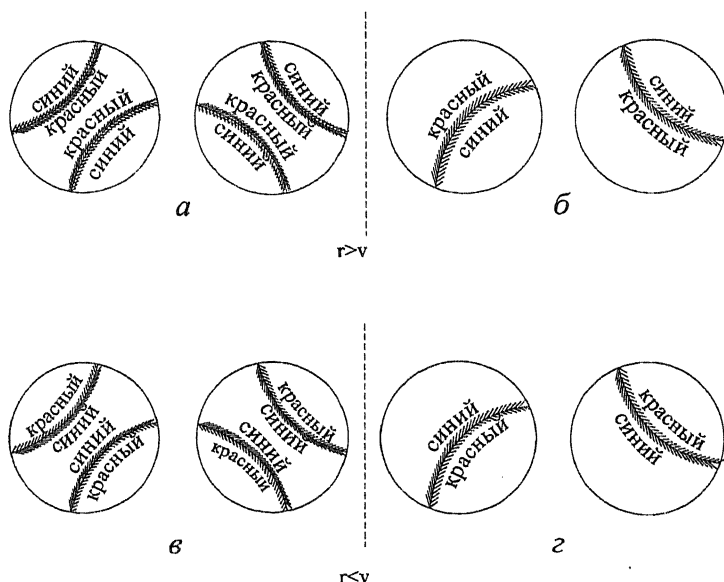


Рис. 27. Распределение оттенков, подкрашивающих изогир в случаях $r > v$ (а, б) и $r < v$ (в, г) на разрезах, перпендикулярных к острой биссектриссе (а, в) и оптической оси (б, г).

ствует двупреломление (в данном случае для красных лучей), а синяя часть спектра в этой точке будет проявлена максимально (рис. 26). В точке выхода оптической оси для фиолетовых лучей будет погашена синяя часть спектра белого света, а красная часть спектра будет проявлена максимально.

Распределение цветовых оттенков, подкрашивающих изогир, показано на рисунке 27 для случая $r > v$ (а) и $r < v$ (б).

Между крайними точками выходов оптических осей для фиолетовых и красных лучей около одной изогир располагается бесчисленное множество точек, отвечающих выходам оптических осей для каждой длины волны от фиолетовых до красных лучей.

Появление цветных оттенков около изогир возможно только при использовании белого света, а при монохроматическом свете будет видна лишь черная изогир.

По интенсивности цветного окрашивания изогир определяется дисперсия оптических осей:

- слабая – цветные каймы слабо заметны;
- ясная – цветные каймы видны четко;
- сильная – каймы четкие и широкие;

очень сильная – черной изогри не видно, наблюдается непрерывный переход от красных окрасок к синим;

чрезвычайно сильная – черной изогри нет, цвета разных длин волн резко разграничены.

В случае, когда дисперсия у одной оптической оси меньше, чем у другой, такая дисперсия называется *наклонной* (рис. 28). Подобная дисперсия характерна для геденбергита.

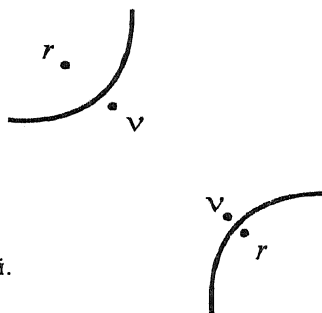


Рис. 28. Наклонная дисперсия оптических осей.

У кристаллов триклинной сингонии может наблюдаться несовпадение выходов оптических осей и биссектрис по отношению к кристаллографическим направлениям, что вызывает появление *асимметричной* дисперсии оптических осей, а во всех сечениях кристалла угол погасания для различных цветов, т. е. различных длин волн, различен – это уже *дисперсия биссектрис*, которая проявляется и в минералах моноклинной сингонии. Примером проявления дисперсии биссектрис у моноклинных минералов может служить представитель щелочных амфиболов – арфведсонит.

Часть II.

Породообразующие минералы

Глава 3. ОРТОСИЛИКАТЫ И ОСТРОВНЫЕ СИЛИКАТЫ

3.1. Группа оливина

Группа оливина (Ol), $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$, представляет полный изоморфный ряд между ромбическими форстеритом (Fo) Mg_2SiO_4 и фаялитом (Fa) Fe_2SiO_4 , с промежуточными, условно выделяемыми хризолитом, гялосидеритом, гортонолитом и феррогортонолитом. Эти названия сейчас почти не употребляются. Выделяются форстерит, фаялит и оливины конкретной железистости или магнезиальности.

Названия происходят: от оливково-зеленого цвета (оливин) и зеленого (хризолит), в честь ученых Дж. Форстера и Гортона, и по местности первого описания (о-в Фаяль, Азорские острова). Гялосидерит – от греч. *hyalos* – стекло и *sideros* – железо. Кристаллическая структура оливина состоит из кремне-кислородных тетраэдров, соединенных друг с другом посредством атомов магния и железа, каждый из которых окружен 6 атомами кислорода. Атомы кислорода располагаются слоями параллельно (100).

Оливины представлены зернистыми массами и идиоморфными кристаллами среди других минералов, имея размеры от долей миллиметра до 15 см (фенокристаллы в базальтах).

Химический состав оливинов очень прост (табл. 5), наиболее значительные примеси (до нескольких десятых мас.%) представлены MnO, CaO и NiO.

Оптические свойства крайних членов ряда приведены в таблице 6. Состав и свойства промежуточных членов меняются почти линейно (рис. 30). Форстеритом считаются оптически положительные оливины (до 10 мол.% Fa), фаялитом – Ol₉₀₋₁₀₀. Оливины отличаются высоким двупреломлением, большими углами оптических осей с дисперсией $r > v$ для $(-)2V$ и $r < v$ для $(+)2V$. У них прямое погасание вдоль несовершенной спайности. Зональные кристаллы выделяются различием в интерференционной окраске зон. Следует иметь в виду при оценке изменения состава зон, что двупреломление и интерференционная окраска оливинов **возрастает** с железистостью в сечениях близких к $N_g - N_p$ и $N_m - N_p$, тогда как **уменьшается** в сечениях $N_g - N_m$. Приблизительную оценку железистости оливинов можно производить по $2V$, менее надежно по двупреломлению и рельефу.

Таблица 5
Химические анализы оливина [Дир и др., 1965]

	1	2	3	4
SiO ₂	41,72	39,87	37,33	29,75
TiO ₂	0,00	0,03	0,09	–
Al ₂ O ₃	–	0,00	0,18	0,00
Fe ₂ O ₃	–	0,86	1,60	0,83
FeO	1,11	13,20	21,58	66,10
MnO	–	0,22	0,27	3,20
MgO	57,83	45,38	38,13	–
CaO	–	0,25	0,38	–
Na ₂ O	–	0,04	0,03	–
K ₂ O	–	0,01	0,05	–
H ₂ O ⁺	–	0,33	0,17	0,19
H ₂ O [–]	–	0,07	0,04	–
Сумма	100,66	100,30	99,94	100,07
Кристаллохимические коэффициенты				
Si	0,978	0,997	0,979	1,010
Ti	–	0,001	0,002	–
Al	–	–	0,005	–
Fe ³⁺	–	0,016	0,031	0,020
Fe ²⁺	0,022	0,276	0,474	1,877
Mn	–	0,005	0,006	0,092
Mg	2,021	1,692	1,491	–
Ca	–	0,007	0,011	–

Анализ 1 – форстерит из мрамора, Могок, Бирма; 2 – оливин из троктолита, о.Рам, Шотландия; 3 – оливин из меллиитового базальта, Капская провинция, Африка; 4 – фаялит, Рокпорт, Массачусетс. Кристаллохимические коэффициенты рассчитаны на 4 атома кислорода.

Таблица 6
Диагностические свойства крайних членов оливинового ряда

	форстерит	фаялит
n_p	1,635	1,827
n_m	1,651	1,869
n_g	1,670	1,879
$n_g - n_p$	0,035	0,052
(+) $2V$	82°	134°
дисперсия	$\gamma < \nu (N_g)$	
ориентировка	$N_p = b, N_m = c, N_g = a$ (рис. 29)	
плотность, г/см ³	3,222	4,392
спайность	по (010) и (100) несовершенная	
двойникование	по (100), {011} и {012}	по (100)
цвет в шлифах	бесцветный	редкое
плеохроизм		желтоватый бледно-желтый (N_p и N_g) оранжево-желтый (N_m)

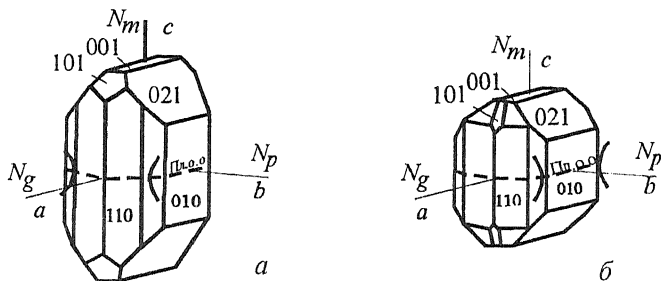


Рис. 29. Оптическая ориентировка минералов оливинового ряда. *a* – форстерит; *б* – фаялит [Дир и др., 1965].

Для некоторых форстеритов характерны секториальные тройники и шестерники по $\{011\}$, возникающие, когда соотношение размеров b и c точно дает в этой призме ромбическое сечение с углами 60° и 120° . Достаточно проста диагностика оливинов – по парагенезисам и характерным продуктам изменения.

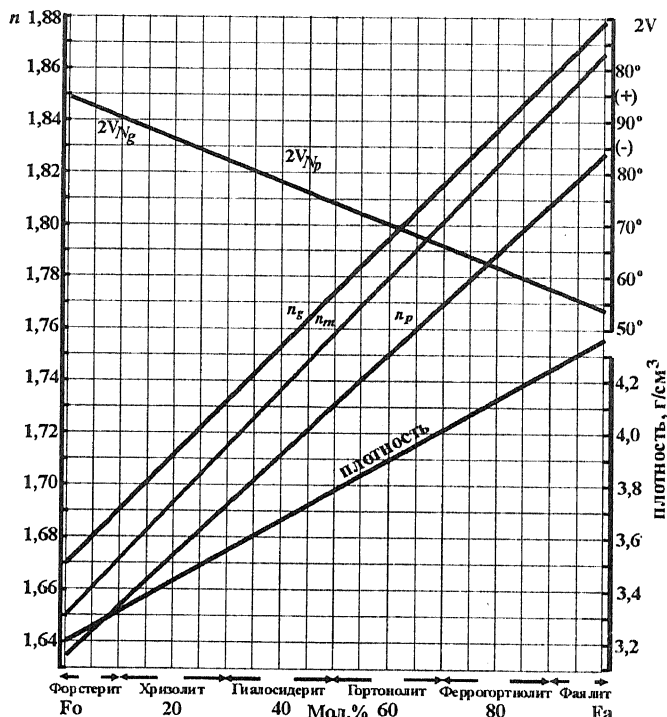


Рис. 30. Диаграмма «состав–оптические свойства» для минералов группы оливина. [Треггер, 1958].

Изменения. Наиболее типичным изменением оливинов является их серпентинизация с “петельчатыми” псевдоморфозами. Процесс серпентинизации начинается с образования сети тонких жилок волокнистого хризотила. Затем происходит замещение реликтовых фрагментов оливина смятым пластинчатым lizardитом. При этом железистая составляющая оливина преобразуется в пылевидный магнетит, а в окислительной обстановке образуется железистый серпентин, окрашенный в желто-зеленые тона. Такие же “петельчатые” псевдоморфозы по оливину могут образовать глинистые минералы группы *сметита* (при подводном низкотемпературном изменении океанических базальтов – толентов) с высоким двуупреломлением и показателями преломления ниже канадского бальзама. Железистые оливины ($\geq 50\%$ Fa) более стойки к низкотемпературным изменениям.

Отличия от оптически сходных минералов. От монтичеллита отличается высоким двуупреломлением. Очень похож на бесцветный гумит, отличаясь несколько меньшим $2V$ вокруг N_g , меньшим двуупреломлением и рельефом.

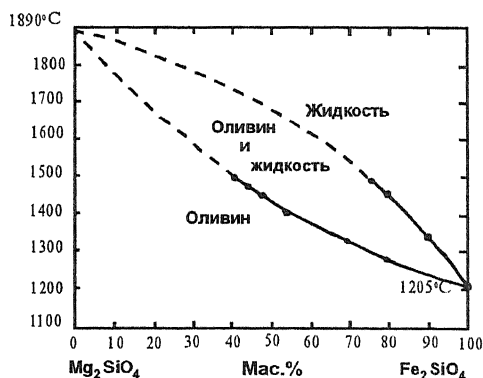
Парагенезисы. Магнезиальные оливины резко недосыщены кремнекислотой; благодаря реакции $Mg_2SiO_4 + SiO_2 = 2MgSiO_3$ (En), вместо ассоциации форстерита с кварцем стабилен энстатит. Недосыщенность кремнеземом форстерита определяет появление магнезиальных оливинов в ультраосновных и основных магматических породах. В дунитах магнезиальный оливин является почти единственным минералом. В лерцолитах и гарцбургитах он играет менее существенную роль. В небольших количествах может присутствовать в троктолитах и оливиновых габбро, находясь в тесном парагенезисе с основным плагиоклазом, ортопироксеном, клинопироксеном, ильменитом. В зависимости от глубины кристаллизации в перидотитах (лерцолитах), недосыщенных кальцием, т.е. в присутствии магнезиального Орх, форстерит может находиться в разных парагенезисах: в наиболее глубинном – в ассоциации с существенно диопсидовым клинопироксеном, с существенно пироповым гранатом, хромитом и алмазом. При кристаллизации на меньших глубинах гранат изменяется от пиропла к альмандину, пироксены становятся немного более глиноземистыми, вместо хромита появляется хромовая шпинель. Кристаллизация при еще меньшем давлении приводит к сдвигу вправо твердофазовой реакции $Di + En + Spl = Fo + An$ с переходом к фации плагиоклазовых перидотитов.

Магнезиальные оливины свойственны основным и ультраосновным вулканическим породам – оливиновым и щелочным базальтам, пикритам, кимберлитам и промежуточным между ними породам. Во всех этих породах оливин находится как в виде фенокристаллов или метакристаллов, так и в основной массе. Фенокристаллы и метакристаллы оливина характерны также для карбонатитов и щелочных магматических пород. Фенокристаллы оливина часто обладают прямой магматической зональностью, первыми начинают кристаллизоваться

более магнезиальные (более высокотемпературные) оливины. С падением температуры и обогащением остаточных расплавов железом кристаллизуются более железистые члены ряда (рис. 31).

В архейских ультраосновных лавах – “коматититах”, из-за быстрой кристаллизации, оливин образует специфические скелетные кристаллы, получившие название “структура спинифекс” из-за сходства с колочками австралий-

Рис. 31. Диаграмма плавкости оливина. [Минералы, 1972, т. III, вып. 1].



ских саванн. “Иглы” в таких скелетных оливинах могут достигать нескольких сантиметров в длину. Сходные структуры изредка наблюдаются в микромасштабе и в океанических оливиновых базальтах (толеитах).

Оливин может сохраняться или возникать в метабазах. При термальном метаморфизме оливин образуется в серпентинитах, развиваясь в виде мелких кристалликов вдоль трещинок и границ серпентиновых псевдоморфоз вплоть до образования мономинеральных метаоливинитов, похожих на зону магнезиальных скарнов. Весьма типичен магнезиальный оливин (почти исключительно форстерит) для магнезиальных скарнов, образующихся по магнезиальным карбонатам, представляя форстеритовую (шпинель) зону и шпинель-форстеритовый кальцифир. В магнезиальных скарнах форстерит нередко сосуществует или замещается минералами гумитовой группы (наиболее обычны клиногумит и хондродит). В кальцифирах могут наблюдаться также “венцовые” замещения форстерита диопсидом. Форстерит встречается также в силикатных мраморах, где выделяется 3 типа парагенезисов форстерита: с кальцитом и доломитом, но без диопсида; с кальцитом и диопсидом, но без доломита; и с диопсидом и доломитом, но без кальцита. Ассоциация форстерита с кальцитом и диопсидом в условиях малых давлений и высоких температур сменяется его ассоциацией с кальцитом и монтичеллитом или с диопсидом и монтичеллитом, которые развиты в карбонатных роговиках и магнезиальных скарнах монтичеллитовой фации.

Для магнезиальных оливинов характерен парагенезис с *ильменитом* и *пикроильменитом* или рутилом, но в силу низкой химической активности SiO_2 с ними обычно не встречается титанит. В среде, богатой кальцием и характеризующейся малой фугитивностью CO_2 (карбонатиты, магнезиальные скарны монтичеллитовой фации) оливин может сосуществовать с перовскитом (CaTiO_3).

Железистые оливины ($\text{Fa}_{>50}$) свойственны основным (феррогабро, ферробазальты), средним и кислым породам, кристаллизовавшимся в восстановительной обстановке. Они распространены значительно меньше магнезиальных членов ряда. Высокожелезистые оливины (Fa_{70-100}) встречаются в парагенезисе с кварцем, присутствуют в некоторых гранитах (рапакиви), пегматитах и риолитах, также характеризующихся восстановительной обстановкой кристаллизации. Железистым оливинам свойственны и парагенезисы с калишпатом и кислым плагиоклазом, они могут сосуществовать с титанитом. В формации железистых кварцитов (эвлизиты и др.) также развиты железистые оливины, они могут присутствовать в железистых (фаялитовых) грейзенах. Поскольку ассоциация фаялита с кварцем и магнетитом представляет собой кислородный буфер ($3\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{O}_2 = 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{SiO}_2$), представляется возможной оценка фугитивности кислорода в форстеритах любого состава, находящихся в парагенезисе с магнетитом, если удастся оценить химические активности фаялита в оливине, магнетита в магнетитовом твердом растворе и SiO_2 во флюиде. Эта расчетная задача, в принципе (с приближениями), несложна. В общем случае, чем выше содержание фаялита в оливине, сосуществующем с магнетитом, тем ниже летучесть кислорода и более восстановительная среда образования парагенезиса.

В целом оливины характерны также для ультрамафитовых включений в щелочных базальтоидах и кимберлитах, где могут находиться в равновесии с алмазом, клинопироксеном, ортопироксеном, вюститом (FeO), железом, троилитом (FeS), коэситом и другими специфически мантийными минералами. Они в широком интервале составов (от Fa_1 до Fa_{65}) не менее характерны для лунных пород и метеоритов (все хондриты, часть ахондритов, палласиты). Наиболее железистые оливины присутствуют в ахондритах, тогда как наименее железистые – в железных метеоритах. В ассоциации с железом (в отличие от магнетитовых парагенезисов) чем выше фугитивность кислорода, тем выше и железистость оливина. На повышение железистости оливинов оказывают влияние 2 фактора: 1 – богатство парагенезиса железом с высоким отношением Fe/Mg ; 2 – благоприятный окислительно-восстановительный потенциал (E_h), обеспечивающий высокое отношение $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ или $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^0$, близкие к магнетит-кварц-фаялитовому буферу (сверху или снизу от него).

Тефроит (Mn_2SiO_4). Аналогичный оливинному ряду ромбический ортосиликат марганца тефроит и его твердый раствор с фаялитом (15–85 мол. % Fa), называемый *кнебелитом*, встречаются в природе значительно реже оливина. Названия происходят от греч. *tephros* – пепельно-серый и в честь открывшего минерал Кнебеля. Минералы этого ряда присутствуют в сплошных массах, зернах, радиально-лучистых или волокнистых агрегатах. Кристаллы редки. Теоретический состав тефроита (мас. %): MnO 70,25, SiO₂ 29,75. Изменение состава и свойств от тефроита к фаялиту плавное, непрерывное. Для чистого тефроита: $n_p=1,770$, $n_m=1,807$, $n_g=1,817$, $n_g-n_p=0,040$, $(-)\Delta V=60^\circ$, дисперсия $r>v$. Плотность 3,78 г/см³, твердость 6. Спайность по (010) умеренная, двойникование редко по {011}. Цвет оливково- и голубовато-зеленый, серый; в шлифах серо-зеленоватый, плеохроизм отсутствует или слабый. *Кнебелит* и тефроит по оптическим свойствам довольно близки железистым оливинам. Макроскопически отличаются черными или темно-бурыми марганцевыми корочками окисления на поверхности. Весьма характерны парагенезисы с марганцевыми и марганцево-кальциевыми метасиликатами (пироксены, пироксеноиды) в сравнительно низкотемпературных (300–400°C) скарнах. Они возникают также в гидротермальных жилах с рудами благородных, редких металлов и полиметаллов. В сравнительно высокотемпературных (более 550°) и малоглубинных марганцевых скарнах тефроит встречается в парагенезисе с Ca-Mn аналогом монтичеллита – *глаукохроитом* ($CaMnSiO_4$). Парагенезис тефроита и кнебелитов с кварцем, вероятно, возможен в породах, бедных кальцием. В обычных, богатых кальцием породах, между кварцем и марганцевым кнебелитом образуется разделительная зона бустамита или *родонита*.

Монтичеллит (Mtc) ($CaMgSiO_4$) значительно более редок в природе, чем оливины, хотя и является породообразующим минералом. Назван в честь минералога Т. Монтичелли.

Состав минерала близок теоретическому, и сумма примесей FeO и MnO обычно не превосходит нескольких мас. %, хотя известны примесь *кирпштейнита*, $CaFeSiO_4$ до 50 мол. % (19,3 мас. % FeO), и *глаукохроита* $CaMnSiO_4$ до 10 мол. %. Минерал встречается в виде сплошных зернистых масс, пойкилобластов, симплектитов, идиоморфных фенокристаллов, метакристаллов; размеры зерен от долей мм до нескольких см.

Оптические свойства. $n_p=1,641-1,646$, $n_m=1,649-1,664$, $n_g=1,655-1,674$, $n_g-n_p=0,013-0,020$, $2V=72-88^\circ$, дисперсия $r>v$ слабая. Ориентировка $N_p=b$, $N_m=c$, $N_g=a$. Спайность несовершенная по (010). Двойникование по {021} проявляется редко, выражаясь тройниками (шестерниками), идущими под 60° друг к другу (как у форстерита и кордиерита). В шлифах бесцветный, плотность 3,06 г/см³.

Изменения. Сравнительно высокотемпературное регрессивное изменение монтичеллита – реакция карбонатизации – замещение агрегатом диопсида, форстерита и кальцита. Низкотемпературное изменение – серпентинизация и хлоритизация с образованием довольно четкой ориентировки агрегатов этих филлосиликатов, которые совсем не похожи на петельчатые псевдоморфозы по форстериту.

Отличия от оптически сходных минералов. От оливина и бесцветного гумита отличается большим углом $2V$ вокруг N_g и меньшим двупреломлением.

Парагенезисы. Монтичеллит наиболее характерен для процессов контактового метаморфизма (магнезиальные карбонатные роговики) и метасоматизма (магнезиальные скарны) повышенных температур и малых глубин образования. В них он образуется при высокотемпературной декарбонатизации диопсид-форстерит-кальцитового парагенезиса. В разных температурных фациях он может быть стабильным с периклазом (MgO), *мервинитом* ($Ca_3MgSi_2O_8$), волластонитом, меллилитом, грандитовым гранатом, шпинелью, флогопитом. Характерный титановый минерал в парагенезисе – перовскит $CaTiO_3$. Монтичеллит не встречается в регионально-метаморфических породах, для образования которых не характерно сочетание высоких температур с малой глубиной. Он встречается редко в основных и ультраосновных вулканических породах, карбонатах, кимберлитах. Предполагается, что монтичеллит может быть стабильной фазой в ультраосновных породах в магнийных условиях в сильно восстановительной среде, понижающей fugacity CO_2 во флюиде.

3.2. Группа гумита

Минералы группы гумита образуют морфотропный ряд из четырех минералов: норбергита (Nrb) $Mg(F,OH)_2 \cdot (Mg_2SiO_4)$, хондродита (Chn) $Mg(F,OH)_2 \cdot 2(Mg_2SiO_4)$, гумита (Hu) $Mg(F,OH)_2 \cdot 3(Mg_2SiO_4)$ и клиногумита (Chu) $Mg(OH,F)_2 \cdot 4(Mg_2SiO_4)$. Названия происходят от местности (Норберг, Швеция); от греч. *хондрос* – зерно из-за форм выделения в мраморе; в честь А.Юма (Hume).

Гумитовые минералы встречаются в виде сплошных зернистых масс, вкрапленных, каемок. Структура этих минералов сходна со структурой форстерита и состоит из слоев, параллельных (100), эти оливиновые слои перемежаются со слоями состава брусит–селлаит $Mg(OH,F)_2$. Норбергит и гумит кристаллизуются в ромбической сингонии, тогда как хондродит и клиногумит моноклинные.

Химические анализы минералов группы приведены в таблице 7. В отличие от оливинов, содержание FeO в гумитовой группе не превосходит нескольких мас.%. Вторым существенным отличием от группы оливина является “титанофильность” гумитовых минералов. Содержание TiO_2 в них может дости-

Таблица 7
Химические анализы минералов группы гумита [Дир и др., 1965]

	1	2	3	4	5
SiO ₂	27,56	34,27	34,73	36,53	37,65
TiO ₂	0,01	0,36	0,46	0,26	5,40
Al ₂ O ₃	0,11	0,22	0,00	0,22	—
Fe ₂ O ₃	0,28	0,36	0,40	0,56	—
FeO	1,91	4,36	4,75	5,04	3,41
MnO	0,12	0,003	0,52	0,34	0,50
MgO	59,35	55,01	55,51	54,16	51,74
CaO	—	0,04	Сл.	—	0,10
H ₂ O ⁺	2,68	0,94	1,25	1,52	1,57
H ₂ O ⁻	0,00	—	0,00	0,04	—
F	13,55	6,99	4,37	2,74	0,06
Cl	—	—	—	—	0,20
-(F,Cl) ₂ =O	5,71	2,94	1,84	1,15	0,08
Сумма	99,83	99,81	100,15	100,26	100,55
Кристаллохимические коэффициенты					
Si	0,939	2,019	2,880	3,889	4,000
Ti	0,004	0,016	0,029	0,021	0,432
Al	—	0,015	—	0,028	—
Fe ³⁺	0,007	0,016	0,025	0,044	—
Fe ²⁺	0,054	0,215	0,329	0,448	0,303
Mn	0,003	—	0,036	0,031	0,045
Mg	3,014	4,830	6,860	8,592	8,192
Ca	—	0,002	—	—	0,011
F	1,454	1,303	1,146	0,922	0,020
ОН	0,609	0,370	0,602	1,080	1,112
Cl	—	—	—	—	0,036

Анализ 1 – норбергит из мрамора, Норберг, Швеция; 2 – хондродит из мрамора, Ерзби, Финляндия; 3 – гумит из мрамора, Силлболе, Финляндия; 4 – клиногумит из мрамора, Хемсенкила, Финляндия; 5 – титанклиногумит, Южный Урал.

гать нескольких мас.%. Титан в структуре гумитовых минералов изоморфно замещает *селлаитовую* (MgF₂) составляющую: Ti_{0,5}O → MgF₂. Поэтому богатые титаном гумитовые минералы обеднены фтором. Вообще, в малотитанистых разновидностях существует тренд убывания F/ОН отношения от норбергита к клиногумиту.

Оптические свойства минералов группы гумита представлены в таблице 8.

Изменения. Гумитовые минералы значительно более стойки к низкотемпературным изменениям, чем оливины, и сохраняются свежими рядом с полностью серпентинизированным оливином. Они могут быть замещены хлоритовыми минералами и серпентином (*± тильменит*), но продукты изменения совсем не похожи на петельчатые псевдоморфозы по оливины.

Отличия от оптически сходных минералов. Наиболее распространенные клиногумит и хондродит легко отличаются от оливиновой группы практически

Таблица 8
Свойства минералов группы гумита

	Nrb	Chn	Hu	Chu
ФОН	2,24–4,28	1,40–3,31	1,00–2,02	0,34–1,24
n_p	1,563–1,567	1,592–1,615	1,607–1,643	1,629–1,638
n_m	1,567–1,579	1,602–1,627	1,619–1,653	1,629–1,638
n_g	1,590–1,593	1,621–1,646	1,639–1,675	1,641–1,643
$n_g - n_p$	0,026–0,027	0,028–0,034	0,029–0,031	0,028–0,041
(+)2V(°)	44–50	71–85	65–84	73–76
дисперсия	$r > v$			
спайность	плохая по (100) для всех			
двойникование	по (001)			по (001)
пл. опт. осей	(001)	⊥(010)	(001)	⊥(010)
$c:N_p$ (°)	0	22–31	0	9–15
цвет в шлифе	бесцветный, желтый для всех; Ti-Chn и Ti-Chu – красный; плеохроизм для окрашенных разновидностей – заметный: N_p – желтый (красный), N_m – бледно-желтый (оранжевый), N_g – бесцветный (желтый).			
плотность, г/см ³	3,13–3,20	3,16–3,22	3,20–3,32	3,15–3,35

всегда развитыми полисинтетическими двойниками. Даже небольшие содержания TiO_2 в минералах группы гумита приводят к появлению желтой окраски с сильным плеохроизмом. Хондродит от клиногумита можно отличить по симметричному углу погасания двойников, когда в обоих индивидах N_g совпадает с оптической осью микроскопа (для наблюдения пригодны симметрично гасущие двойниковые системы с желтоватой интерференционной окраской в шлифах нормальной толщины). В клиногумитах этот угол составляет $11 \pm 2^\circ$, а для хондродитов – более 18° . Бесцветный гумит трудно отличить от форстерита, но у него немного меньше (+)2V. Желтые плеохроичные минералы группы похожи на ставролит, но у него противоположная схема абсорбции. Норбергит отличается более низким рельефом и более низким 2V.

Парагенезисы. Гумитовые минералы развиты в магнезиальных скарнах, где образуются в постмагматическую стадию с частичным замещением оливина, также в мраморах (кальцифирах), контактирующих со скаRNAми. В скарнах гумитовые минералы (кроме норбергита) могут сосуществовать попарно или с форстеритом, а также со шпинелью, флогопитом, магнетитом, *сульфидами*, кальцитом, доломитом, периклазом, магнезиальными и железистыми боратами. Норбергит может находиться с кальцитом, диопсидом, актинолитом, флогопитом, флюоритом. Клиногумит (как и форстерит) может развиваться по серпентинам и серпентинитам, при термальном воздействии на них в новых тектоно-магматических циклах. Титанклиногумит и титанхондродит с высокими содержаниями TiO_2 (до 5–6 мас. % в Ti-Chu и до 8–9% в Ti-Chn) развиты (хотя и довольно редко) в глубинных перидотитах и равновесны с форстеритом, диопсидом, пироп-альмандиновым гранатом и ильменитом.

3.3. Группа мелилита

Меллит (Mel) $(Ca, Na, K)_2(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al, Si)_3O_7$ распространен в природе в некоторых магматических породах и в контактово-метаморфических (метасоматических) ореолах. Название – от греч *мели* – мед, из-за желтоватой окраски. Меллиты представляют ряд минералов между двумя конечными членами – геленитом (**Gh**) $Ca_2[Al_2SiO_7]$ и акерманитом (или окерманитом **Ak**) $Ca_2[MgSi_2O_7]$. Названы в честь шведских металлургов Гелена и Окермана (Gehlen, Åkerman). Характеризуется изоморфными замещениями $Ca \rightarrow Na, K$ и, соответственно, $Al \rightarrow Si$, а также Mg и $Al \rightarrow Fe^{2+}$ и Fe^{3+} . Основной структуры мелилита является тетрагональная решетка, состоящая из тетраэдров $[SiO_4]$, $[AlO_4]$ и $[MgO_4]$, которые создают слои, параллельные (001). Эти слои соединены вместе связями $Ca-O$. Минерал кристаллизуется в тетрагональной сингонии. Меллит часто присутствует в идиоморфных тетрагональных таблицах и коротких призмах, реже в неправильных зернах и зернистых массах.

Химические составы меллитов отличаются от теоретических составов ряда акерманит-геленит (табл. 9).

Геленит оптически отрицательный, $n_o=1,669$, $n_e=1,658$, $n_o-n_e=0,011$, часты аномальные интерференционные окраски в голубоватых тонах, плотность $3,04$ г/см³. Акерманит оптически положителен и имеет: $n_o=1,632$, $n_e=1,640$, $n_e-n_o=0,008$, плотность $2,94$ г/см³. Инверсия оптического знака приходится приблизительно на состав $Ak_{65}Gh_{35}$. Меллит такого состава становится оптически изотропным. Вхождение в меллит значительных количеств минала натрового мелилита ($NaCaAlSi_2O_7$) может заметно (на несколько сотых) снизить показатели преломления в сравнении с чистым рядом, но мало влияют на инверсию оптического знака. Вхождение в значительных количествах минала железистого геленита $Ca_2Fe^{3+}AlSiO_7$, напротив, повышает показатели преломления, но также мало влияет на инверсию оптического знака.

Минерал нестоек к средне- и низкотемпературным гидротермальным изменениям и выветриванию, замещаясь кальциевыми гидросиликатами, гидрорганатами и кальцитом.

Отличие от оптически сходных минералов. Ксеноморфные зерна оптически отрицательного мелилита похожи на апатит, который, впрочем, обычно не затронут вторичными изменениями. Везувиан и *виллоит* имеют более высокий рельеф и сильные аномальные интерференционные окраски. В составах, близких инверсии оптического знака, похож на гидрогроссуляр, но отличается тетрагональными сечениями.

Парагенезисы. Меллиты – высокотемпературные минералы и, благодаря высокому отношению Ca/Si , легко подвержены карбонатизации, а потому

Таблица 9
Химический состав мелилитов

	1	2	3	4
SiO ₂	43,20	42,81	40,36	26,33
TiO ₂	0,27	0,12		0,03
Al ₂ O ₃	0,94	6,59	12,04	27,82
Fe ₂ O ₃	0,55	1,90	0,75	1,43
FeO	–	3,06	1,53	0,50
MnO	0,04	0,08	–	0,01
MgO	13,42	7,48	6,56	2,44
CaO	41,20	33,27	34,71	39,55
Na ₂ O	0,53	3,75	3,34	0,21
K ₂ O	0,00	0,33	0,30	0,10
H ₂ O ⁺		0,43	0,79	1,85 общ
H ₂ O ⁻	п.п.п. 0,64	0,00	0,13	–
P ₂ O ₅	0,05	–	–	–
Сумма	100,82	99,82	100,51	100,27
Кристаллохимические коэффициенты				
Si	3,918	3,921	3,656	2,453
Ti	0,022	0,008	–	0,002
Al	0,098	0,711	1,285	3,056
Fe ³⁺	0,038	0,131	0,051	0,101
Fe ²⁺	–	0,234	0,116	0,040
Mn	0,006	0,006	–	0,001
Mg	1,814	1,021	0,886	0,339
Ca	4,010	3,265	3,369	3,949
Na	0,092	0,666	0,586	0,038
K	–	0,038	0,035	0,012

Анализ 1 – акерманит из магнетитового скарна, Тажеран, Прибайкалье [Сонев, Самойлов, 1974]; анализы 2 – 4 [Дир и др., 1965]: 2 – мелилит из мелилитового базальта Гонолулу, Гавайи; 3 – мелилит из Монте-Сомма, Везувий; 4 – геленит, Веларденья, Мексика.

стабильны лишь при низких летучестях CO₂, т.е. при малых давлениях и глубинах или при сильной восстановленности флюидов, когда CO₂ уступает место во флюидах более восстановленным формам углеродных соединений. Последний случай применим к некоторым щелочно-ультраосновным породам, например, мелилитовым нефелинитам и оливиновым мелилититам. В них мелилит обогащен натрием и железом и может находиться также в ассоциации с гаюином, биотитом, перовскитом, меланитом, магнетитом, апатитом и кальцитом.

Условиям малой глубины образования и высокой температуры при восстановленности флюида удовлетворяет появление мелилита в мелилитовых базальтах, где минерал встречается во вкрапленниках и основной массе, а также в нефелин-мелилитовых базальтах. Здесь он также обогащен натрием и железом и может находиться в равновесии с пироксеном, оливином, нефелином. Нередко такой мелилит крупнозернист (пегматитовая структура).

Мелилит обычен в породах, образованных при контактовом метаморфизме и метасоматизме малых глубин и повышенных температур. Здесь, в карбонатных роговиках и скарнах мелилиты принадлежат практически чистому ряду акерманит-геленит. Их парагенезисы с кальцитом, *спурритом*, *тиллеитом*, *мервинитом*, *ранкинитом*, *килхоанитом*, волластонитом, гроссуляром, монтичеллитом, форстеритом позволяют количественно оценивать $T-f_{CO_2}$ условия минералообразования. Парагенезис акерманита с форстеритом устойчив лишь выше $870^\circ C$, вместо парагенезиса монтичеллита с диопсидом. Чистый акерманит при снижении температуры до $715^\circ C$ распадается на монтичеллит и волластонит. Симплектиты такого состава (монтичеллитовая матрица) наблюдаются в псевдоморфозах по акерманиту в скарнах и карбонатных роговиках. Примерно при такой же температуре богатые геленитом мелилиты уступают место более низкотемпературным монтичеллит-гроссуляровым парагенезисам.

В условиях контактового метасоматизма магматической стадии, когда магматические флюиды вступают в богатые основаниями карбонатные породы, происходит магматическое замещение карбонатной породы и приконтактовое повышение химических активностей щелочей, ведущее к образованию приконтактовых щелочных магматических фаций в силу эффекта взаимодействия оснований [Коржинский, 1994]. В таких ощелоченных приконтактовых фациях долеритов иногда появляется и мелилит. Такой мелилит (как и другие магматические мелилиты) богат натрием и железом. Он может сосуществовать здесь с титанавитом, анальцитом, эгирином, основным плагиоклазом, перовскитом и волластонитом.

3.4. Группа граната

Название этой обширной группе минералов дано за сходство кристаллов граната с зернами плодов гранатового дерева (*Punica granatum*).

В эту группу входят минералы с общей формулой $A_3B_2[SiO_4]_3$, где $A=Mg, Fe^{2+}, Ca, Mn$ и $B=Al, Fe^{3+}, Cr, Mn^{3+}, Ti$. Среди них наиболее многочисленны разновидности двух изоморфных серий: пиральспиты (*пироп*, *альмандин*, *спессартин*) и грандиты или уграндиты (*уваровит*, *гроссуляр*, *андрадит*). Эти две группы четко обособливаются по химизму, но в высокобарных условиях растворимость гранатов этих двух серий между собой становится значительной, и такое деление теряет смысл.

Гранаты (**Grt**) представляют пример различных типов координации атомов в одной и той же структуре. В двух вершинах блока (1/64 эл. ячейки) находятся атомы Al, а атомы двухвалентных ионов и Si оказываются посередине между ними на ребрах таких кубиков. Si окружен четырьмя атомами кислорода, при этом кремнекислородные тетраэдры не связаны между собой.

Al находится в шестерной координации, каждый атом двухвалентных ионов окружен восемью атомами кислорода. Полная элементарная ячейка содержит восемь формульных единиц $A_3B_2[SiO_4]_3$. Структура характеризуется объемно-центрированной репешеткой, ее можно рассматривать как каркас из связанных между собой Si–тетраэдров и Al–октаэдров, в пустотах которого располагаются атомы группы А. Систематика главных природных миалов граната представлена в таблице 10, химический состав – в таблице 11.

Цвет гранатов охватывает большую часть спектра от желтых, красных, бурых, зеленых до черных тонов различной яркости.

Пиральспиты почти всегда полностью изотропны, тогда как грандиты нередко бывают анизотропными. Кристаллы граната обладают характерной формой ромбододекаэдра, иногда в комбинации с тетрагонтриоктаэдром. Крайне редко встречаются грани куба или октаэдра. Двойники срастания по (210) представляют большую редкость. Гранаты часто образуют кристаллы скелетной или атоловой формы, содержат подчас большое количество включений с образованием пойкилитовых и ситовидных структур; в метаморфических породах отмечаются гранаты со структурой снежного кома, отражающей вращение кристаллов в процессе их роста. Часто встречаются агрегаты граната в виде сплошных зернистых масс. В метаморфических сланцах и гранатовых габбро иногда встречаются кристаллы в диаметре до 20–25 см. Спайность в гранатах отсутствует. Показатель преломления, плотность и длина ребра элементарной ячейки являются важными диагностическими свойствами гранатов. Наибольшее влияние на показатель преломления гранатов пиральспитового ряда оказывают их железистость (рис. 32), известковистость; и для грандитов, особенно, их гидроксильность; для андрадитов – содержания Ti и Zr. Это – сравнительно легко определяемая под микроскопом и макроскопически группа минералов по своему очень высокому (за исключением гидрогранатов) положительному рельефу, форме кристаллов, изотропности (или характерной слабой секториальной анизотропности) и отсутствию спайности. Однако точная диагностика составов только оптическими методами сильно затруднена многофакторной зависимостью по-

Таблица 10

Наиболее распространенные природные и расчетные миалы гранатов

Алюминиевые гранаты	$3MgO Al_2O_3 3SiO_2$ $3FeO Al_2O_3 3SiO_2$ $3MnO Al_2O_3 3SiO_2$ $3CaO Al_2O_3 3SiO_2$	Пироп Альмандин Спессартин Гроссуляр
Хромовый гранат	$3CaO Cr_2O_3 3SiO_2$	Уваровит
Ферригранат	$3CaO Fe_2O_3 3SiO_2$	Андрадит
Титановый гранат	$3CaO Fe_2O_3 3TiO_2$	Шорломит
Гидрогранаты	$3CaO Al_2O_3 6H_2O$ $3CaO Fe_2O_3 6H_2O$	Гидрогроссуляр Гидроандрадит

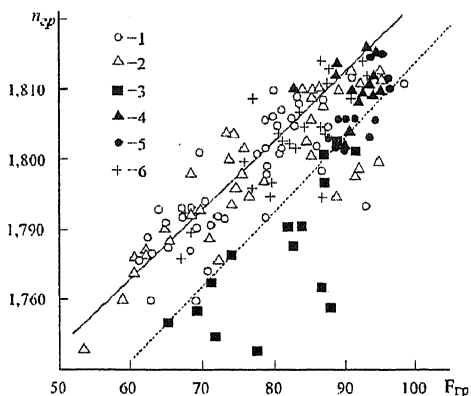
Таблица 11
Химические анализы гранатов [Дир и др., 1965]

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	41,97	39,25	37,39	37,33	37,39	38,69	35,40
TiO ₂	0,24	—	0,16	0,02	0,42	0,55	0,64
Al ₂ O ₃	21,73	24,72	20,72	20,96	20,18	18,17	0,82
Cr ₂ O ₃	0,72	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	2,36	0,31	0,83	0,68	0,47	5,70	29,76
FeO	6,17	14,30	36,37	30,58	5,47	3,78	0,59
MnO	0,97	0,37	0,86	2,19	25,96	0,64	0,02
MgO	20,45	13,29	3,85	1,25	1,32	0,76	0,82
CaO	5,52	8,00	0,41	7,05	8,58	31,76	32,32
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	0,13	—
H ₂ O ⁻	0,02	—	—	0,03	—	0,06	—
Сумма	100,15	100,24	100,59	100,12	99,79	100,24	100,37
Кристаллохимические коэффициенты							
Si	5,997	5,772	5,986	6,004	6,008	5,966	5,944
Al	3,640	4,285	3,900	3,962	3,822	3,302	0,163
Cr	0,086	—	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	0,251	0,034	0,100	0,076	0,057	0,662	3,740
Ti	0,025	—	0,019	0,006	0,051	0,064	0,081
Mg	4,334	2,913	0,978	0,296	0,316	0,175	0,206
Fe ²⁺	0,734	1,759	4,870	4,118	0,736	0,487	0,081
Mn	0,119	0,046	0,117	0,190	3,534	0,083	0,003
Ca	0,838	1,261	0,070	1,218	1,478	5,248	5,802
Минералы, мол. %							
Alm	11,9	29,4	81,5	69,3	12,1	8,1	1,3
Adr	6,7	0,9	1,2	2,1	2,7	18,2	94,1
Grs	6,9	20,2	—	18,5	21,7	69,4	1,2
Prp	70,4	48,7	15,4	5,0	5,2	2,9	3,4
Sps	2,0	0,8	1,9	5,1	58,3	1,4	—
Uvr	2,1	—	—	—	—	—	—

Анализ 1 — пироп из гранатового пироксенита, Моравия, Чехия; 2 — пироповый гранат из эглогита с цоизитом, горы Фихтель, ФРГ; 3 — альмандин из хлоритовой породы, Фалун, Швеция; 4 — альмандин из пироксенового гранулита, Варберг, Швеция, в сумме анализа присутствует Na₂O — 0,03; 5 — спессартин из метаморфизованной кремнистой породы Велп-Форд, Калифорния, США; 6 — красный гроссуляр с анортитом, корундом и клиноцоизитом, Салем, Индия; 7 — медово-желтый андрадит (“топазолит”) из серпентинита, Ларсинас, Италия. Кристаллохимические коэффициенты рассчитаны на 24 атома кислорода.

казателя преломления и практической невозможностью точного измерения высоких показателей преломления. Можно привлекать дополнительно рентгеновское измерение ребра элементарной ячейки, но оно имеет также многофакторную зависимость от состава. Поэтому лучшим современным методом определения состава граната является электронное микрозондирование. Полуколичественная оценка состава возможна в ряде случаев с привлечением оптики и особенностей парагенезисов.

Рис. 32. Зависимость показателя преломления (n) существенно альмандиновых гранатов от общей железистости (F) [Усенко и др., 1980]. Сплошная линия – для гранатов пород, бедных CaO , пунктирная – для гранатов пород, богатых CaO . 1 – метапелиты, богатые K_2O ; 2 – метапелиты, бедные K_2O ; 3 – метабазиты; 4 – железистые породы, бедные CaO ; 5 – железистые породы, богатые CaO ; 6 – гранитоиды.



Пироп (Prp) $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ назван за его темно-красный цвет от греческого *πυροσ* – подобный огню.

В чистом виде пироп в природе не встречается, образуя непрерывный изоморфный ряд с альмандином и гроссуляром при высоком давлении.

Показатель преломления от 1,705 быстро возрастает с увеличением альмандиновой составляющей до 1,770 для примерно 50% содержания альмандинового минала.

Парагенезис. Пироп встречается в некоторых ультраосновных породах: в слюдяных перидотитах с оливином, пироксенами и флогопитом, в кимберлитах и лампроитах. В серпентинитах по этим породам пироп сохраняется как реликтовый минерал. В эклогитах – богатый пиропом, гроссуляром и альмандином гранат (примерно в равных пропорциях) присутствует вместе с омфацитом и рутилом. В шпинелевых лерцолитах из включений в щелочных базальтоидах – с оливином, орто- и клинопироксенами и хромшпинелидом. Богатый пиропом хромсодержащий (Cr присутствует в виде высокобарного минала $\text{Mg}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) гранат является спутником алмаза и возникает в мантийных условиях при давлениях в десятки килобар. Спутником алмаза является также и эклогитовый гранат.

Около пироба в кимберлитах и перидотитах наблюдаются так называемые келифитовые каймы (оболочки), являющиеся продуктом взаимодействия с соседними минералами при уменьшении давления и/или температуры. Оболочки слагаются пироксеном и шпинелью, нередко амфиболом и плагтиоклазом, при этом амфиболы и пироксены обладают призматической формой, ориентированной перпендикулярно к поверхности облекаемых гранатов, создавая картину радиально-лучистого строения. Замещение пироба келифитом может проходить до образования полных псевдоморфоз келифита по пиропу. Пироп может также замещаться и хлоритом.

Альмандин (Alm) $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$. Его название происходит от искаженно-го Алабанда (Малая Азия), где в старые времена граниты камни (“*алабандская вена*” Плиния Старшего).

Показатель преломления почти чистого альмандина 1,83 уменьшается с ростом содержания магния и мало зависит от марганца.

Альмандиновые гранаты метаморфических пород нередко обладают хорошо выраженной зональностью. При этом в гранатах метаселитов низких и средних ступеней метаморфизма часто наблюдается закономерное падение содержания Са, Mn, в некоторой степени и Ti, при возрастании Fe, Mg от центра кристаллов к их краевым частям. Такая зональность в зарубежной литературе получила название “нормальной”.

Парагенезисы. В породах гранулитовой фации в чарнокитовой серии альмандин встречается в эндербитовых и более основных породах. Гранаты в породах эклогитовой фации в типичных случаях представлены альмандин-пироп-гроссулярами, но в менее высокобарных эклогитах – альмандинами. Альмандин обычен во многих амфиболитах.

В метаморфических породах повышенной глубинности ($P > 6-7$ кбар) альмандиновый гранат может содержать заметную примесь (~10 мол.%) гроссуляра. Альмандины часто зональны с обогащенным марганцем ядром и повышенным содержанием железа в периферической кайме.

В гранатах гранитоидов преобладают альмандиновый и спессартиновый компоненты. В пегматитах и аплитгах они по химизму сопоставимы с периферической частью гранатов из гранитов, с которыми связаны пегматиты и апштиты, но в этих жильных образованиях краевая кайма несколько обеднена железом. Альмандин нередко встречается в эффузивных породах как в виде порфировых выделений, так и в кавернах и литофизах, при этом в порфировых выделениях содержание марганца меньше, чем в гранатах каверн и литофиз. Альмандинсодержащие эффузивы – это андезиты, дациты, риодациты, риолиты, кварцевые порфиры, андезитовые и риодацитовые туфы. Описаны субвулканические интрузивы риодацитов с вкрапленниками магматического граната – альмандин с содержанием гроссулярового минала до 18,3 мол.%. [Костюк, Сасин, 1958].

Альмандин сравнительно редко встречается в роговиках (с мусковитом) и в гранат-шпинель-кордиерит-плаггиоклаз-биотитовых роговиках. В грюнерит-биотитовых роговиках описан гранат с содержанием 91,3% альмандинового компонента.

Спессартин (Spss) $\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$. Минерал назван по местности Спессарт (*Шпессарт*) в северо-западной Баварии (Германия). Существует непрерывный изоморфный ряд между спессартином и альмандином.

К спессартинам относятся гранаты с содержанием MnO от 25 до 44 мас.%, что соответствует спессартиновой составляющей от ~50 до 97%. Описан фос-

фатсодержащий спессартин. В спессартинах обычна примесь окисного железа и титана (см. табл. 11, ан. 5).

Наиболее характерной формой кристаллов спессартина является гексаоктаэдрическая. Цвет в шлифах розовый, иногда обнаруживает зональность, показатель преломления колеблется от 1,797 до 1,805, плотность – 4,07–4,16 г/см³. В гипергенных условиях может окисляться с выделением черных окислов и гидроокислов марганца.

Парагенезисы. Спессартин встречается реже, чем большинство других гранатов. В гидротермальных марганцевых рудах он ассоциирует с *родонитом*, бустамитом и другими марганцевыми минералами, образуясь в сравнительно более низкотемпературных условиях. Наиболее часто спессартин отмечается в гранитных пегматитах в ассоциации с полевыми шпатами, кварцем и слюдой; он также образуется при метаморфизме и перекристаллизации марганцовистых осадочных пород.

Гроссуляр-андрадитовый ряд

Гроссуляр (Grs) $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ назван по сходству формы и его бледно-зеленого цвета с цветом крыжовника, *Grossularia*, латинское ботаническое название.

Андрадит (Adr) $\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ назван в честь португальского минералога д^ч Андрада.

Эти минералы образуют непрерывный изоморфный ряд (см. табл. 11, ан. 6, 7). Наиболее характерными примесями являются Mn, Ti и Cr.

В шлифах гроссуляр обычно бесцветен. Бледно-зеленые и зеленовато-бурые окраски вызваны присутствием железа, а примесь хрома может дать ярко-зеленую окраску минерала. Красные тона обусловлены, видимо, окисным железом. Андрадит также может быть бесцветным, но чаще в шлифах окрашен в желто-бурые тона, а андрадиты с высоким содержанием титана (*меланиты*) имеют в шлифе черный цвет, а в шлифе – густой темно-бурый. Промежуточные члены ряда нередко имеют оптические аномалии, проявляющиеся в оптической анизотропии с характерной концентрически секториальной зональностью (рис. 33). В непрерывном изоморфном ряду гроссуляр-андрадит показатель преломления быстро повышается при замене Al^{3+} на Fe^{3+} от 1,737 до 1,801. Соответственно изменяется и плотность, увеличиваясь от 3,506 до 3,98 г/см³.

Изменения. Известны замещения магнетитом, эпидотом, хлоритом, полевыми шпатами и кальцитом.

Отличия от оптически сходных минералов. Бесцветный гроссуляр в шлифе отличим по свойствам от бесцветного андрадита только по рельефу. От алмадина андрадит следует отличать по парагенезису, т.к. для андрадита характерны ассоциации с богатыми кальцием минералами. Анизотропные гранаты

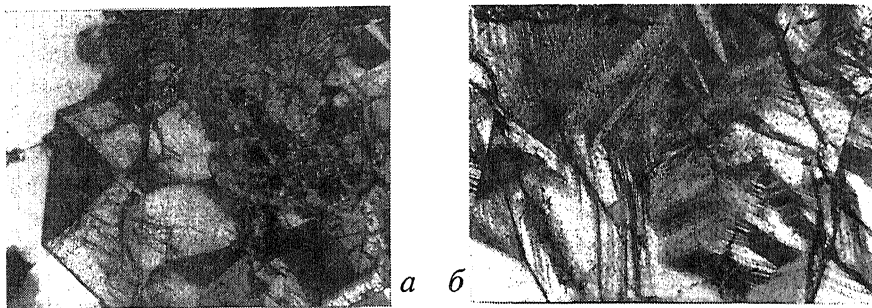


Рис. 33. Микрофотографии типичных двойников в гроссуляр-андрадитовых гранатах: а – секториальных и б – зональных. Николи скрещены. Увел. 30*

ряда могут быть спутаны с везувианом. Кристаллы последнего, однако, имеют тетрагональный габитус и отличаются аномальными интерференционными (голубыми и/или бурыми) окрасками. Бесцветный флюорит имеет отрицательный рельеф. Шпинель отличается от граната хорошими отдельностями по кубу и/или октаэдру и октаэдрической формой кристаллов; кроме того, шпинель лишена оптических аномалий. Гидрогранаты отличаются пониженным рельефом. Густо окрашенный меланит (титанистый андрадит) бурого цвета можно принять за *марматит* (железистый сфалерит), но у последнего совершенная спайность. *Меланит* похож и на хромит, но они резко отличаются по парагенезисам, т.к. хромит – типичный минерал ультрамафитов и встречается в листовенитах вместе с магнизиально-железистыми карбонатами, фукситом и кварцем. Гроссуляр обладает заметно меньшим показателем преломления, чем андрадит: у андрадита очень высокий рельеф, а у гроссуляра просто высокий.

Парагенезисы. Минералы ряда встречаются в скарнах, метаморфических известково-силикатных, карбонатно-силикатных породах и родинитах. Они участвуют в реакциях карбонатизации, и потому их парагенезисы бывают весьма информативными для определения глубинности (“фа́ции глубинности Коржинского”). Минералы ряда сосуществуют с плагиоклазами и скаполитами, клинопироксенами диопсид–геденбергитового ряда, волластонитом, монтичеллитом, везувианом, хрупкими слюдами, флогопитом, эпидотом, мелилитом, серпентином, хлоритом, кварцем, кальцитом, ангидритом, магнетитом. Парагенезисы этих гранатов с клинопироксенами имеют разные формы железа в гранате и пироксене, а потому пригодны для сравнительных оценок окислительно-восстановительных условий.

Шорломит $\text{Ca}_3(\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ti}^{3+}, \text{Ti}^{4+})_2(\text{Si}, \text{Ti}^{4+})_3\text{O}_{12}$ назван из-за черного цвета кристаллов похожих на шерл. Минерал часто рассматривается как титанистая разновидность андрадита. Действительно, обычно окисное железо преоблада-

ет в расчетных формулах над титаном. Однако нередко парагенезисы, в которых шорломит сосуществует с низкотитанистым андрадитом, и выделение самостоятельного минерального вида необходимо [Rass, 1997]. По-видимому, дискриминантным для выделения самостоятельного титанового граната является содержание TiO_2 , большее приблизительно 8 мас.%. Химический анализ шорломита из нефелинового сиенита [Дир и др., 1965] в мас.% показывает: SiO_2 26,88; TiO_2 17,3; Al_2O_3 2,83; Fe_2O_3 19,42; MnO 0,01; MgO 0,05; CaO 32,35; $H_2O_{обш}$ 1,25; сумма 100,09, что соответствует формуле $Ca_{2,94}Fe^{3+}_{1,24}Ti_{1,10}Al_{0,28}Si_{2,28}O_{12}$. Шорломит в шлифе обладает густой бурой окраской и высоким рельефом, $n=1,900-1,980$ в прямой зависимости от титанистости.

Шорломит и *меланит* встречаются как в скарнах, родингитах и других скарноподобных породах с клинопироксенами, андрадитом, эпидотом, алланитом, скаполитом, кальцитом, магнетитом, так и в щелочных магматических породах – ийолитах, нефелиновых сиенитах, фонолитах и близких к ним по составу – с нефелином, полевыми шпатами, эгирин-авгитом.

Уваровит $Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$ назван в честь графа С.С.Уварова (1786–1855), бывшего Президентом Российской Академии Наук. Минерал является конечным членом непрерывной серии с Grs–Adr рядом. Химический анализ уваровита из кварцита Оутокумпо, Финляндия [Дир и др., 1965] (мас.%): SiO_2 36,79; Al_2O_3 1,93; Cr_2O_3 27,54; Fe_2O_3 0,41; MgO 0,50; CaO 32,74; сумма 99,91, что соответствует формуле $Ca_{2,89}Mg_{0,06}Al_{0,19}Fe^{3+}_{0,03}Cr_{1,79}Si_{3,03}O_{12}$.

Цвет в шлифах изумрудно-зеленый. Показатель преломления находится в прямой зависимости от содержания Cr_2O_3 и колеблется от 1,798 до 1,855, обуславливая очень высокий рельеф минерала. Уваровит часто обладает слабой анизотропией и может быть зональным. Плотность 3,4–3,8 г/см³. Минерал может переходить в темно-зеленый хромсодержащий хлорит. По цвету и изотропности с уваровитом сходны некоторые шпинели. Они отличаются от гранатов октаэдрической формой и отдельностью. Густо окрашенная шпинель обладает грязно-зеленым цветом, а уваровит – чистым изумрудно-зеленым.

Уваровит встречается главным образом в серпентинитах, часто в ассоциации с хромитом, а также в скарнах, иногда ассоциируясь с хромсодержащим эпидотом – *тавмавитом*, хромдиопсидом, хромистым тремолитом. Встречается он также в кварцитах с хромистыми минералами и в листовенитах с фукситом и карбонатами. Отмечается уваровит в хромитовых рудах, в медно-никелевых месторождениях он приурочен к трещинам в оливиновых долеритах. Уваровит описан в шпинелевом верлите – включении из кимберлита.

Гидрогранаты представляют собой изоморфную серию между гроссуляр-андрадитовым рядом и рядом замещения $SiO_4 \rightarrow 4(OH)$. Теоретические и искусственно получаемые конечные члены ряда гидрогранатов – гидргроссуляр и гидроандрадит совсем лишены кремнезема, представляя собой

уже не силикаты, а гидроалюминат и гидроферрит кальция. Они вряд ли могут существовать в чистом виде в природе из-за легкости замещения карбонатом таких слабых соединений даже при ничтожных летучестях CO_2 . Однако гранаты с замещением до половины всего кремнезема гидроксидом встречаются. Они могут образовывать зоны кристаллов граната, даже перемежаясь с зонами нормальных гранатов [Galuskin, 1996]. По окраске, возможной зональности (в том числе и ритмической), оптическим аномалиям, и морфологическим особенностям они неотличимы от гранатов гроссуляр-андрадитового ряда, но резко выделяются пониженным показателем преломления до уровня немного выше апатитового и ниже диопсида. Уменьшение показателя преломления и плотности прямо и сильно зависит от отношения $\text{Si}/\text{H}_2\text{O}$. Для состава гидрогроссуляра с примерным замещением одной трети кремния на гидроксид $n=1,681$, а плотность $3,06 \text{ г/см}^3$. Химический анализ для этого образца из известково-силикатной породы с Кавказа [Дир и др., 1965] (мас. %): SiO_2 27,57; TiO_2 0,67; Al_2O_3 18,52; Fe_2O_3 3,70; FeO 0,15; MnO 0,08; MgO 2,13; CaO 38,39; H_2O^+ 8,55; H_2O^- 0,29; сумма 100,05, что соответствует формуле $\text{Ca}_{2,97}\text{Fe}_{0,01}^{2+}\text{Mg}_{0,23}\text{Ti}_{0,04}\text{Fe}_{0,20}^{3+}\text{Al}_{1,58}\text{Si}_{1,99}(\text{OH})_{4,12}\text{O}_{12}$.

Гидрогранат с малым замещением кремния гидроксидом плохо отличим от гроссуляр-андрадитового ряда из-за трудности точной оценки показателя преломления, необходимы дополнительные исследования, проще всего микронзондовые. Поэтому такие гидроксидсодержащие гранаты обычно отождествляются с гроссуляр-андрадитовым рядом. Гидрогранаты часто замещаются кальцитом или кальцит-хлоритовым агрегатом, а также гранатами Grs-Adr ряда. Гранаты с высоким содержанием гидроксидов могут быть спутаны по оптике с другими изотропными или слабо анизотропными минералами: цоизитом, клиноцоизитом, везувианом, меллилитом, *килхоанитом*, *харкеритом*. Поэтому необходимо внимательное сравнение оптических свойств и парагенезисов.

Парагенезисы гидроксидсодержащих гранатов, в общем, аналогичны парагенезисам гранатов Grs-Adr ряда. Они встречаются в скарнах, родингитах, скарноподобных, известково-карбонатных и известково-силикатных породах. Однако для гидрогранатов с существенным замещением SiO_4 группой $4(\text{OH})$ или с содержанием SiO_2 менее 2,5 ф.е., с одной стороны, значительно возрастает отношение Ca/Si , что делает эти гранаты недосыщенными кремнеземом, и невозможным их парагенезис с кварцем. Они также становятся более абиссофобными (низкобарными) из-за значительно более легкой их карбонатизации. С другой стороны, из-за высокого содержания (OH) они не могут существовать при очень высоких температурах и стабильны при температурах $\leq 550^\circ\text{C}$. Поэтому появление гидрогранатов с низким содержанием кремнезема возможно лишь в постагматическую стадию (с падением температу-

ры), где они наложены на породы санидинитовой фации (монгичеллит-мелилитовой и менее глубинных фаций Коржинского, примерно соответствующих глубинам менее 1–1,5 км). Гидрогранаты могут сосуществовать с полевыми шпатами, клинопироксеном, амфиболом, оливином, серпентином, хлоритом, кальцитом и, вероятно, с фельдшпатоидами.

3.5. Везувиан

Везувиан (Ves) $\text{Ca}_{19}(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ti})_{13}(\text{Al}, \text{B}, \square^*)_5(\text{SiO}_4)_{10}(\text{Si}_2\text{O}_7)_4(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_{10}$. Назван по месту находки на г. Везувий. Синоним идокраз (от греч. “меняющий внешний вид”). В настоящее время в группе везувиана выделен самостоятельный вид *виллюит* по высокому содержанию B_2O_3 (больше 2,8 мас. % или больше 2,5 ф.е. бора). Состав везувиана, в общем, близок гроссуляровому гранату, близки они и структурно, хотя везувиан значительно более осложнен структурными примесями. Типичный анализ везувиана (мас. %): SiO_2 36,68; TiO_2 0,81; Al_2O_3 15,62; Fe_2O_3 2,81; FeO 2,96; MnO 0,46; MgO 1,39; CaO 35,88; BeO 1,07; Na_2O 0,10; K_2O 0,03; F 2,03; H_2O^+ 0,84; H_2O^- 0,04; $\text{O}=\text{F}_2$ 0,85; сумма 99,87 (из гранатового скарна, Канада) [Дир и др., 1965], соответствуя $\text{Ca}_{18,87}\text{Al}_{8,16}\text{Mg}_{1,02}\text{Be}_{1,26}\text{Fe}^{2+}_{1,22}\text{Fe}^{3+}_{1,04}\text{Ti}_{0,30}(\text{Al}_{1,88}\square_{3,12})(\text{SiO}_4)_{10}(\text{Si}_2\text{O}_7)_4[\text{O}_{4,61}(\text{OH})_{2,80}\text{F}_{3,10}]$. Однако в составе везувианов наблюдаются существенные вариации. Так, SiO_2 находится в интервале (мас. %) 31,1–40,5; Al_2O_3 12,07–19,4; MgO 1,4–8,2; Fe_2O_3 0,3–5,7; FeO 0,5–5,6; CaO 31,7–37,2; F 0,0–3,1; H_2O 0,2–3,2. Содержания TiO_2 могут достигать 5,0; B_2O_3 – 2,8 (в *виллюите* – 2,8–4,5); BeO – 1,6; MnO – 4,5; CuO – 1,2; ZnO – 1,4; TR_2O_3 – 16,7; ThO_2 – 0,5; U_3O_8 – 1,0 мас. %. Минерал кристаллизуется в тетрагональной сингонии, одноосный, оптически отрицательный, но в густоокрашенных разностях (в составах, обогащенных экзотическими примесями) бывает оптически положительный и/или двуосный с 2V до 40° с сильной дисперсией (из-за напряжений в кристаллической решетке). Оптический знак и 2V могут меняться по зонам даже в пределах одного кристалла. $n_e=1,700$ –1,746, $n_o=1,703$ –1,752, n_o-n_e от –0,004 до +0,008 (очень редко до +0,011). Очень характерны аномальные интерференционные окраски в синих и/или бурых тонах, меняющиеся даже в одном кристалле. Цвет в шлифе от бесцветного до средней интенсивности зелено-бурых, желтых или розовых тонов. Плеохроизм слабый. Спайности несовершенные, практически не проявлены. Плотность 3,33–3,43 г/см³. Везувиан встречается в хорошо образованных тетрагональных кристаллах, в сплошных зернистых массах, интерстиционных выделениях и каймах. В кристаллах нередко проявлена тонкая ритмическая зональность, выражаемая различиями в цвете и аномальности интерференционной окрас-

* – вакансия в структуре

ки. Везувиан похож по оптике на гроссулярь, отличаясь от него двупреломлением и обычно аномальными интерференционными окрасками. По аномальным интерференционным окраскам везувианы очень похожи на клиноцоизиты, но последние имеют чуть более высокое двупреломление, более низкое светопреломление, нередко сдвойничены и обладают большими углами $2V$. Меллилиты также имеют более низкий рельеф и более слабые аномальные интерференционные окраски в голубых тонах. Везувианы, как и гранаты, механически прочны и стойки к низкотемпературным изменениям.

Парагенезисы везувианов связаны с постмагматическими, сравнительно высокотемпературными контактово-метасоматическими процессами. Они типичны для магнезиальных скарнов, где могут сосуществовать с кальцитом, диопсидом, шпинелью, форстеритом, монтичеллитом, гроссулярьевым гранатом, меллилитом, флогопитом, клингонитом, тиганитом (или перовскитом), паргаситом, магнетитом, хлоритом, *пирротин*ом; *виллоит* – с *подвижит*ом (бороферритом). В известковых скарнах, скарноидах, скарнированных роговиках и карбонатных породах везувиан связан с редкометальной минерализацией (Be, W, Sn) и находится в парагенезисе с гранатом, салит-геденбергитом, волластонитом или кварцем с кальцитом, пренитом. Здесь он обладает пониженными содержаниями MgO (ниже 3 мас.%). Редко везувиан встречается в скарноподобных породах типа родингитов, развитых по основным породам, находясь в ассоциации с железистыми клинопироксенами и грандировыми гранатами, гидрогранатом, хлоритом, пренитом. Известны единичные находки редкоземельных везувианов в нефелиновых сиенитах и пегматитах.

Как и гроссулярьевый гранат, везувиан является абиссофобным минералом умеренных давлений CO_2 и не образуется в магнезиальных скарнах глубже волластонитовой фации (больше 3–4 кбар). Верхний температурный предел его образования определяется парагенезисом с монтичеллитом и меллилитом и составляет приблизительно 650°C . Нижняя температурная граница определяется ассоциацией с пренитом и хлоритом, по-видимому, около 350°C . В парагенезисах с гроссулярем и гидрогроссулярем иногда наблюдаются чередования зон граната и везувиана в одном зерне. На равновесия гранат–везувиан, по-видимому, влияют химические активности F_2 , V_2O_5 , MgO, BeO и PЗЭ, стабилизирующие решетку везувиана.

3.6. Группа эпидота

Минералы группы эпидота широко распространены в природе и характерны для средних температур ($300\text{--}500^\circ\text{C}$). Наиболее распространены в природе составы, соответствующие общей формуле $\text{Ca}_2\text{Al}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_6\text{H}[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]$ и представленные ромбическим цоизитом и моноклинным клиноцоизитом, близкими к чисто глиноземистому миналу серии, а

также собственно моноклинным **эпидотом**, в котором окисное железо составляет до 1/3 мольной суммы ($\text{Fe}^{3+} + \text{Al}$). Клиноцоизит и эпидот образуют полный изоморфный ряд. Более редкий минерал *пьемонтит* или марганцевый эпидот, в котором часть окисного железа и алюминия (25–60 мол.% суммарно) замещена Mn^{3+} . В породообразующих или акцессорных количествах встречается моноклинный редкоземельный минерал группы – алланит (синоним – ортит) $(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Ce}, \text{La}, \text{Y}, \text{Th})_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti})(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}(\text{OH})[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]$. Минералы названы: цоизит – в честь Цоиза, в коллекции которого он впервые обнаружен и исследован; эпидот от греч. *эпидозис* – увеличение, приращение из-за разной длины граней призм; в честь шотландского минералога Аллана; ортит от греч. *ортос* – прямой (по очертанию кристаллов). Основу структуры минералов группы эпидота составляют вытянутые вдоль оси *b* колонки AlO_6 и $\text{AlO}_4(\text{OH})_2$, которые связаны группами SiO_4 и Si_2O_7 . Вне колонок находятся атомы железа и дополнительного глинозема, а также ионы кальция, окруженные 8 неравномерно расположенными кислородами, завершая трехмерный каркас.

Цоизит (Zo) $\text{Ca}_2\text{AlAl}_2\text{O}(\text{OH})[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]$ встречается в зернистых массах, стяжениях, отдельных зернах и в составе мелкозернистых вторичных агрегатов. Его химический состав мало отличается от теоретической формулы. Содержание Fe_2O_3 не превышает 1,75, а FeO , MnO и MgO – нескольких десятых мас.%. Несмотря на малые различия в химическом составе, имеет существенные интервалы колебаний свойств: $n_p = 1,685\text{--}1,705$, $n_m = 1,688\text{--}1,710$, $n_g = 1,697\text{--}1,725$, $n_g - n_p = 0,004\text{--}0,008$, $(+)\Delta V = 0\text{--}60^\circ$, дисперсия сильная $g > v$ и $g < v$, $N_p = b$, $N_m = a$, $N_g = c$, *пл. о. о.* (100) и $N_p = a$, $N_m = b$, $N_g = c$, *пл. о. о.* (010), плотность 3,15–3,365 г/см³. Спайность по (100) совершенная и по (001) несовершенная, погасание прямое, двойникование отсутствует. Цвет в шлифе бесцветный до розовато-желтого (в марганецсодержащей разновидности – *тулите*). Иногда наблюдаются синие аномальные интерференционные окраски.

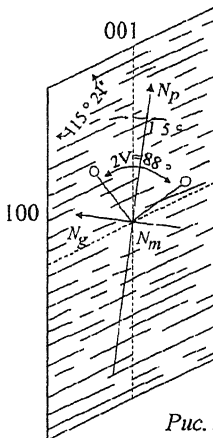
От сходного по составу, парагенезисам и ряду свойств клиноцоизита цоизит отличается прямым погасанием, от везувиана – совершенной спайностью, от силлиманита – более низким двупреломлением.

Парагенезисы. Цоизит типичный минерал прогрессивного и регрессивного метаморфизма фаций зеленых сланцев, глаукофановых сланцев и эпидот-амфиболитовой. Типично его появление в составе сосюрита (агрегат серицита, цоизита и кварца), образующего псевдоморфозы по плагиоклазу при изменении магматических пород. Он может развиваться по гранату эклогитов при их раннем регрессивном изменении. Наблюдаются устойчивые минеральные парагенезисы цоизита с кварцем, альбитом, кальцитом, мусковитом, парагонитом, титанитом, пренином, клинопироксеном, гранатом, амфиболами, хлоритами и рудными минералами.

Ряд клиноцоизит–эпидот (Czo–Ep) представляет непрерывный переход от чисто глиноземистого члена ряда $\text{Ca}_2\text{AlAl}_2\text{O OH}[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]$ (Czo) до состава, где 1/3 всего алюминия замещена окисным железом $\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{O OH}[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]$. Минералы ряда весьма широко развиты в природе и встречаются в виде сплошных масс, агрегатов с другими минералами, в прожилковых выделениях, конкрециях, кристаллах. По химизму они близки к теоретическому составу. Отмечается небольшое замещение кремния алюминием и незначительные примеси других окислов, а Mn_2O_3 до 25 мас.% в пьмонтите (марганцевом эпидоте). Свойства минералов ряда (табл. 12) сильно меняются в зависимости от железистости (рис. 35).

Таблица 12
Свойства минералов эпидотового ряда

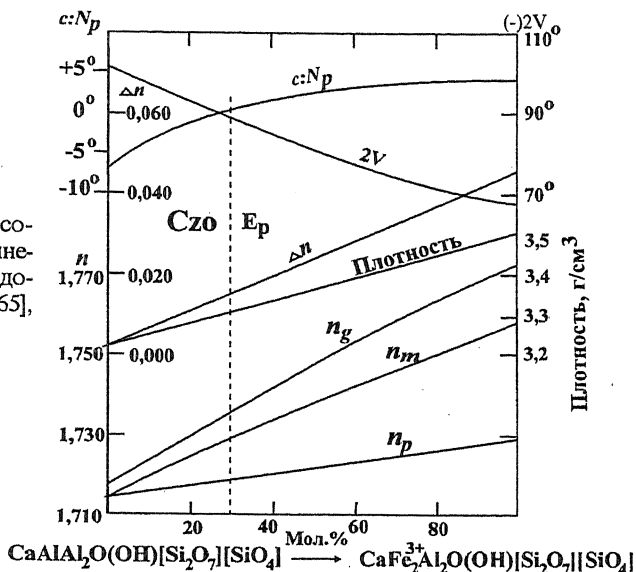
	клиноцоизит	эпидот
n_p	1,670–1,715	1,715–1,751
n_m	1,674–1,725	1,725–1,784
n_g	1,690–1,734	1,734–1,797
$n_g - n_p$	0,005–0,015	0,015–0,049
(+)2V	14–90°	90–116°
дисперсия	сильная $r < v$ (N_g)	–
$c:N_p$	0–7°	0–15° (рис. 34)
спайность		$N_m = b$, <i>пл. о.о.</i> (010)
двойникование		совершенная по (001)
плотность, г/см ³	3,21–3,38	простое и полисинтетическое по (100) 3,38–3,49
окраска	бесцветный	бесцветный, серый, желтый, желтовато-зеленый
в шлифе		N_p – бесцветный, светло-желтый; N_m – зеленовато-желтый; N_g – желтовато-зеленый
плеохроизм		



Кристаллы и зерна эпидотов часто зональны как с более железистым, так и с менее железистым ядром. Эпидоты и почти все клиноцоизиты обладают яркими аномальными интерференционными окрасками, разных цветов в эпидотах и синими в клиноцоизитах. Сравнительно редко встречаются лейсты клиноцоизита без аномальных интерференционных окрасок. Они представлены простыми двойниками с плоскостью двойникования, параллельной широким граням пластин (100). В сечениях лейст, где видны спайности, они наклонны к двойниковому шву и располагаются “елочкой” к нему.

Рис. 34. Оптическая ориентировка эпидота. [Винчелл, Винчелл, 1953]

Рис. 35. Диаграмма “состав-свойства” минералов группы эпидота [Дир и др., 1965], уточнениями.



Отличия от оптически сходных минералов. Железистые эпидоты могут быть похожими на железистые клинопироксены, но отличаются спайностями, ориентировкой, углами $2V$, характерными аномальными интерференционными окрасками и плеохроизмом. Клиноцоизит может быть спутан с везувианом, который, однако, не имеет спайности и имеет прямое погасание. Наибольшую трудность оптического отличия от клиноцоизита представляет маложелезистый (бесцветный) пумпеллиит, редко представленный в достаточно крупных несдвоенных индивидах, пригодных для оценки $2V$ (у пумпеллиита $(+2V)$ мал). Последний встречается в парагенезисах, типичных для клиноцоизита (в метабазах, измененных магнезиальных скарнах, зеленых и глаукофановых сланцах), и оба эти минерала могут сосуществовать. При совместном присутствии клиноцоизит обычно отличается большей интенсивностью голубоватой аномальной интерференционной окраски. Пумпеллиит нередко образует сдвоенные пластинчатые кристаллы вдоль плоской стороны (2–3 полисинтетических индивида) с довольно высокими (около 30°) симметричными углами погасания индивидов. Нередко пумпеллиит присутствует в волокнистых агрегатах, что также отличает его от клиноцоизита. Окрашенный пумпеллиит обладает плеохроизмом. У апатита ниже рельеф, и он оптически одноосен и отрицателен. От цоизита клиноцоизит отличается косым погасанием.

Парагенезисы. Клиноцоизит и эпидот – типичные минералы средне-температурных изменений вулканогенных пород среднего и основного состава, регрессивных и прогрессивных метаморфических пород в фациях зеленых слан-

цев, глаукофановых сланцев и эпидотовых амфиболитов, и их парагенезисы почти не отличаются от парагенезисов цоизита. До сих пор не ясны причины появления в одних случаях цоизита, а в других – клиноцоизита. Вероятно, высокие давления и соответственно повышенные температуры менее благоприятны для клиноцоизитов, как это видно из развития цоизита в ранние стадии регрессивных изменений эклогитов. Известны примеры обрастания зональных кристаллов эпидота (с убывающей к краям железистостью) зоной цоизита. Клиноцоизит, по-видимому, шире распространен, чем цоизит того же состава. Клиноцоизит или эпидот часто образуются при регрессивном изменении скарнов и даже в конце известкового скарнообразования, образуя зону скарновых эпидозитов – анхимономинеральных эпидотовых пород. Эпидот можно встретить в регионально проявленных метасоматитах по базальтам и андезитам (спилиты и пропилиты). Эпидоты характерны для среднетемпературных гидротермальных месторождений различных руд. Они образуют самостоятельные прожилки или находятся вместе с кварцем, кальцитом, хлоритом, рудными минералами. Минералы эпидотового ряда характерны для регрессивных изменений среднего и основного плагиоклаза и скаполита, в частности, присутствуют в составе сосюритовых агрегатов. Они могут развиваться с регрессивным замещением грандитовых гранатов, везувиана и выделяться при изменении фассаита в диопсид в скарнах, а также граната – в эклогитах. Минералы эпидотового ряда образуют парагенезисы с кварцем и кальцитом, ангидритом, кислым плагиоклазом, микроклином и адуляром, гранатами, клинопироксенами, актинолитовым амфиболом, слюдами, хлоритами, пренитом, разнообразными рудными минералами. Поскольку для образования эпидота необходимо окисное железо, парагенезисы клиноцоизита (цоизита) и эпидота отличаются не только по присутствию или отсутствию железа в системе, но и по летучести кислорода. В восстановительной обстановке клиноцоизит (цоизит) может быть в равновесии с довольно железистыми (закисное железо) силикатами, например, с альмандин–гроссуляровым гранатом или салитовым клинопироксеном. Для эпидота (особенно железистого) характерны ассоциации с андрадитовым гранатом и *гематитом* (окисное железо).

Алланит (ортит) (Aln) $(Ca, Mn, Ce, La, Y, Th)_2(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ti)(Al, Fe^{3+})_2O_4OH[Si_2O_7][SiO_4]$ кристаллизуется в моноклинной сингонии и встречается в виде отдельных зерен и кристаллов или мономинеральных агрегатов, гнезд. Алланит может рассматриваться как эпидот, в котором часть атомов Ca замещена редкими землями с уравниванием заряда соответствующим замещением окисного железа закисным. Поэтому количество FeO в составе алланита, в отличие от других минералов группы эпидота, существенно. Свойства алланита изменяются в широких пределах и зависят не только от переменности состава, но и от степени кристалличности при довольно обычном для минерала метамиктном распаде. Для изотропных метамиктных алланитов $n=1,54-1,72$. Для кристаллич-

ных алланитов $n_p=1,690-1,791$, $n_m=1,700-1,815$, $n_g=1,706-1,828$, $n_g-n_p=0,013-0,036$, $(-)\alpha=40-123^\circ$, дисперсия $r>v(N_p)$. $c:N_p=1-42^\circ$, $N_m=b$, *нл.о.о.* (010), иногда $\perp(010)$. Плотность $3,4-4,2$ г/см³. Спайность несовершенная по (001) и слабая по (100) и {110}. Двойникование довольно редкое, обычно простое. В шлифах редко бесцветен, обычно буровато-желтый или бурый с заметным плеохроизмом: по N_p светло-бурый до буровато-красного, по N_m буровато-желтый до бурого, по N_g зеленовато-бурый до темного красно-бурого.

Отличия от оптически сходных минералов. От густоокрашенных в бурые тона амфиболов алланит отличается рельефом, отсутствием амфиболовых спайностей. От густоокрашенных титанитов – меньшим двупреломлением. Титаниты имеют очень низкий положительный $2V$. Рутил, касситерит, циркон одноосны, положительны и имеют более высокое двупреломление и рельеф, если неподвержены частичному метамиктному распаду.

Парагенезисы. Алланит широко распространен как акцессорный минерал гранитоидов, часто встречается в гранитных пегматитах, где может находиться в парагенезисе практически со всеми породообразующими минералами этих пород. Он может присутствовать в метаморфических породах, включая амфиболитовую фацию, быть в ассоциации с эпидотом, титанитом, турмалином, пренитом, многими из редкоземельных минералов. Может встретиться в скарнах и скарноподобных известково-силикатных породах, давая в них иногда мономинеральные обособления. Здесь типичны его парагенезисы с клинопироксеном, скаполитом или плагиоклазом, титанитом, грандитовым гранатом, эпидотом, роговой обманкой.

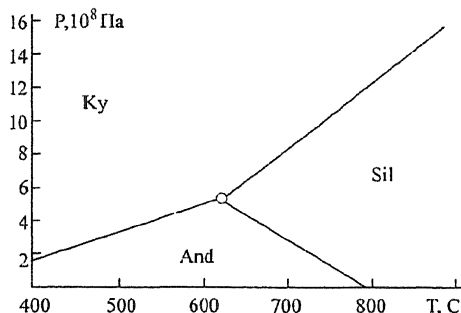
3.7. Полиморфные модификации Al_2SiO_5

Эта группа минералов объединяет три полиморфных соединения с одинаковым (идеальным) химическим составом, но отличающиеся друг от друга особенностью кристаллических структур, где одна половина Al всегда находится в шестерной координации, а другая половина – в кианите – в шестерной, в андалузите – в пятерной и в силлиманите – в четверной координации.

Это очень важные в петрологическом отношении минералы как для оценки РТ-параметров минералообразования, так и для химических реакций минералообразования в пересыщенных глиноземом (перглиноземистых) метапелитах и, в меньшей степени, в некоторых гранитоидах. Переходы между ними и точка их тройного парагенезиса показаны на РТ-диаграмме (рис. 36). Ввиду существенных энергий активаций взаимопереходов между этими минералами переходы между ними могут быть заторможенными, и их сосуществование возможно метастабильно.

Особенности парагенезисов всех трех минералов состоят в недосыщенности их СаО. С минералами, в которых мольное отношение Ca/Si больше прибли-

Рис. 36. P-T-диаграмма системы андалузит–силлиманит–кианит [Перчук, Рябчиков, 1976].



зительно 0,75, они не встречаются. Они не встречаются также в одном парагенезисе с кальцитом или доломитом, кальциевым пироксеном, так как реагируют с ними с образованием плагиоклаза и других силикатов кальция. Напротив, магниальная среда, богатая кремнеземом и глиноземом, весьма благоприятна для их появления. Типичны их ассоциации с магниально-железистыми гранатами, кордиеритом, ортопироксеном и ортоамфиболом, *санфирином*, тальком, полевыми шпатами, биотитом или флогопитом, кварцем, рутилом.

Андалузит (And) $Al_2[SiO_4]O$ или $Al_4[Al_4Si_4O_{20}]$ Название произошло от провинции Андалузия в Испании, где он впервые был обнаружен.

Структура андалузита – единственная, где проявлена необычная, пятерная координация атомов алюминия. Это структура, переходная между структурой кианита и силлиманита. Минерал кристаллизуется в ромбической сингонии, кристаллы призматические с поперечным сечением, близким к квадратному.

Андалузит содержит (мас.%) Al_2O_3 60,16–62,98 и SiO_2 36,06–37,02, часты незначительные примеси железа, магния, щелочей и марганца. Марганцовая и железистая разновидности андалузита *виридин* содержит по несколько мас.% Fe_2O_3 и Mn_2O_3 .

Рельеф минерала типично средний: по $n_g = 1,638–1,650$, $n_m = 1,633–1,644$, $n_p = 1,629–1,640$, $n_g - n_p = 0,009–0,011$. Спайность совершенная по {110}, что обуславливает в сечениях по базальному пинакoidу два направления спайности под углом $90^\circ 48'$.

Андалузит в шлифах обычно бесцветен, но бывает и ясно окрашенным в розоватых тонах, причем эта окраска распределяется в зерне неравномерно, что является очень характерным для андалузита. Плеохроизм, как у ромбического пироксена: N_p – розовый, N_g – зеленоватый до бесцветного. В призматических сечениях андалузит обладает прямым погасанием с отрицательным удлинением, а по третьему пинакoidу погасание симметричное к двум спайностям (рис. 37). Андалузит оптически отрицательный, $(-2V) = 73–86^\circ$, дисперсия слабая $g < v$ и режет $> v$ (*виридин* оптически положительный, $2V$ большой).

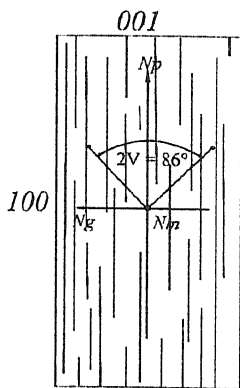


Рис. 37. Оптическая ориентировка андалузита [Винчелл, Винчелл, 1953].

рельеф, но значительно меньший $2V$, несколько большее двупреломление и более совершенную спайность.

Парагенезисы. Андалузит – типичный контактовый минерал, особенно часто встречающийся в ореоле интрузивных пород среди углисто-глинистых сланцев. Известна разновидность – *хиастолит*, богатая ориентированными примесями. Андалузит обычен в перглиноземистых метаморфических и метасоматических кварцитах и гнейсах андалузитовой РТ-фаши, а также как вторичный (регрессивный) минерал по силлиманиту и/или кианиту. В изверженных породах андалузит отмечается как, вероятно, ксеногенный минерал.

Кианит (Ку), синоним дистен, $Al_2[SiO_4]O$ назван по цвету минерала в образцах; *кианос* (греч.) – синий; дистен от греческих слов *ди* (дважды) и *стенос* (сила, твердость) – за различную твердость в зависимости от направления в кристалле: параллельно удлинению – 4,5, в поперечном направлении – 6, а на гранях (010) и (110) – 7. Однако это название было предложено Гаюи в связи с тем, что одни кристаллы при трении приобретают положительный электрический заряд, а другие – отрицательный.

Сингония – триклинная. Кристаллы обычно столбчатые, вытянутые по оси *c*, часто уплощенные, нередко отмечается двойникование, легко устанавливаемое по входящим углам или по пересечениям под углом 60° ; наблюдаются радиально-лучистые сростки.

Химизм кианита характеризуется незначительными колебаниями (мас. %): Al_2O_3 60,43–62,74; SiO_2 36,76–37,49; отмечается примесь Fe_2O_3 1–2 мас. %, иногда до 7 мас. %, Cr_2O_3 – до 1,8 мас. % (может возрастать с повышением давления). Могут присутствовать незначительные примеси CaO , MgO , FeO , TiO_2 .

Розовые и красные андалузиты своим цветом обязаны, вероятно, железу, а зеленые – марганцу. Дисперсия оптических осей слабая, обычно $g < v$, реже $g > v$. Плотность 3,13–3,22 г/см³. Андалузит при регрессивных реакциях довольно легко переходит в серицит.

Отличия от оптически сходных минералов. На андалузит похожи ортопироксен и ортоамфибол, кианит, силлиманит, топаз, мелилит, хрупкие слюды и апатит. Кианит и ортопироксен имеют более высокий рельеф, ортоамфибол – “амфиболовую” спайность. Силлиманит, топаз, апатит и мелилит значительно отличаются углами оптических осей. Хрупкие слюды имеют сходный плеохроизм и

Макроскопически кианит голубой, синий, даже зеленый, желтый, буроватый до черного, но в шлифах он почти всегда бесцветен, а при заметной окраске обладает плеохроизмом: N_p –бесцветный, N_m –бледно-фиолетово-синий, N_g –бледно-кобальтово-синий при схеме абсорбции $N_g > N_m > N_p$. Полинсинтетическое двойникование по (100) с двойниковой осью \perp (100) является обычным. Рельеф минерала высокий с $n_p=1,712-1,717$, $n_m=1,720-1,722$, $n_g=1,728-1,734$; $n_g-n_p=0,012-0,016$. Погасание на (100) $c:N_g=27-32^\circ$, на (010) $c:N_g=5-8^\circ$, на (001) $a:N_p=0-3^\circ$. $2V(N_p)=82-83^\circ$, дисперсия оптических осей слабая $g>v$. Спайность совершенная по (100) и (010) с углом 74° на (001). Плотность $3,53-3,65$ г/см³.

Изменения. Кианит легко переходит в мусковит, иногда с хлоритом, замещается *тирофиллитом*. Сам кианит образует параморфозы по андалузиту. При изменении температуры и давления кианит может переходить в силлиманит или андалузит в экзоконтактовых ореолах интрузий.

Отличия от оптически сходных минералов. Кианит обладает некоторым сходством с железистыми ортопироксенами, *родонитом*. Но они оптически положительные и с большими углами погасания $c:N_g$, но меньшими $2V$. От андалузита и силлиманита кианит отличается более высоким рельефом и косым погасанием, от андалузита – еще и положительным удлинением, а от силлиманита – большим $2V$ и оптическим знаком.

Парагенезисы. Кианит – характерный минерал кристаллических сланцев, гнейсов и кварцитов, образующихся за счет метаморфизма пород, богатых глиноземом. Ассоциирует с гранатом, ставролитом, рупилом, андалузитом и силлиманитом. Кианит встречается в некоторых эклогитах и амфиболитах; в месторождениях наждака, образовавшихся в результате метаморфизма бокситов; во вторичных кварцитах; в гидротермальных кварцевых жилах, выполняющих открытые трещины, где кианит образует даже друзы, нарастающие на стенки полостей [Miyashiro, 1951]. Фация метаморфизма *белых сланцев*, образующаяся при давлениях от 5,5 до 11 кбар выделяется по парагенезису тальк+кианит.

Силлиманит (Sil) Al[AlSiO₅] Название дано в честь Б. Силлимана, американского химика и геолога. Структура силлиманита состоит из цепей Al–O октаэдров, параллельных оси c . В пределах цепей октаэдры, состоящие из 6 ионов кислорода, расположенных вокруг иона Al, имеют общие ребра с соседними октаэдрами. Сингония силлиманита ромбическая. Облик кристаллов призматический, игольчатый без концевых граней до волокнистого, агрегаты волокон Sil называются *фибrolитом* (от латинского *фибр* – волокно).

Химизм тот же, что и у кианита, исключительно постоянен, но наблюдаются некоторая примесь Fe₂O₃ до 2–3 мас.%, замещающего Al₂O₃.

Силлиманит в шлифах практически всегда бесцветен, редко пятнисто-коричневый со слабым плеохроизмом $N_g > N_m > N_p$. Рельеф типично средний с $n_g=1,677-1,684$, $n_m=1,658-1,670$, $n_p=1,655-1,661$, $n_g-n_p=0,020-0,023$. Минерал

оптически положительный (+) $2V=21-30^\circ$. Дисперсия оптических осей сильная $g>v$. Плотность 3,23–3,27 г/см³.

Изменения. Замещается серицитом, *пиррофиллитом*, *каолинитом*, *монтмориллонитом* и *кианофиллитом*. В условиях повышения давления силлиманит может переходить в кианит, а при регрессивных условиях – в андалузит (см. рис. 36). Иногда содержит включения шпинели, ставролита, реже биотита и даже стекла.

Отличия от оптически сходных минералов. У силлиманита проявляется сходство с рядом минералов: андалузитом, кианитом, цоизитом, апатитом, ромбическим пироксеном, *карфолитом*. Андалузит и апатит имеют отрицательные удлинение и оптический знак. Кианит и цоизит обладают более высоким рельефом, кроме того, кианит дает сечения с косым погасанием, большой угол $2V$ и оптически отрицателен, а цоизит отличается характерными аномальными индигово-синими интерференционными окрасками и переменным знаком удлинения. Ромбические пироксены отличаются характером спайности (угол $87-89^\circ$) и меньшим двупреломлением. У *карфолита* больший и отрицательный $2V$.

Парагенезисы. Силлиманит – типичный минерал метапелитов. Он встречается в слюдяных сланцах, параgneйсах скордиеритом, гранатом, *санфирином*, биотитом и кианитом, в эклогитах, амфиболитах и силлиманитовых кварцитах. Отмечается в силлиманитовых роговиках, в которых он образуется за счет разложения биотита, или в результате инверсии андалузита, образовавшегося ранее, или непосредственно за счет преобразования глинистого материала исходной осадочной породы. Изредка отмечается в гранитоидах, образуясь там, возможно, при ассимиляции богатых глиноземом пород.

3.8. Пумпеллиит

Пумпеллиит (Pmp) (син. лотрит) $\text{Ca}_4(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+} \text{Mn})(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_5(\text{SiO}_4)_2(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{O}(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Назван по имени геолога R. Pumpelli, изучившего минерал из района Верхнего озера (Канада). Представительный анализ пумпеллиита показывает (в мас. %): SiO_2 37,20; TiO_2 0,18; Al_2O_3 24,84; Fe_2O_3 2,02; FeO 3,11; MnO 0,12; MgO 2,70; CaO 22,91; Na_2O 0,22; K_2O 0,00; H_2O^+ 6,60; сумма 99,90, соответствуя $\text{Ca}_{3,94}\text{Mg}_{0,65}\text{Fe}^{2+}_{0,42}\text{Mn}_{0,02}\text{Al}_{4,70}\text{Fe}^{3+}_{0,24}\text{Ti}_{0,02}\text{Si}_{5,97}\text{O}_{23}(\text{OH})_3 \cdot 2,04\text{H}_2\text{O}$ [из спилитов, Шотландия; Дир и др., 1965]. Известна кобальтсодержащая разновидность. По структуре сходен с эпидотом, кристаллизуется в моноклинной сингонии, оптически двуосный, положительный. $n_p=1,674-1,703$, $n_m=1,675-1,716$, $n_g=1,688-1,722$, $n_g-n_p=0,010-0,022$; (+) $2V=0-85^\circ$ (в прямой зависимости от железистости), дисперсия слабая до очень сильной, $g<v$, но бывает и $g>v$. Ориентировка: *пл. о. о.* обычно (010), но бывает и $\perp(010)$. $\alpha:N_p$ обычно $4-35^\circ$. Спайность умеренная по (001) и несовершенная по (100). Обычны двойники по (100) и (001). В шлифах бесцветен или окрашен в зеленый цвет с сильным плеохроиз-

мом от бесцветного или зеленовато-желтого по N_g и N_p до зеленого, синевато-или буровато-зеленого по N_m . Плотность 3,18–3,32 г/см³. Минерал встречается в виде волокнистых агрегатов и табличатых по (001) кристаллов. Бесцветный пумпеллит часто неправильно диагностируют как клиноцоизит, обладающий несколько большим светопреломлением и обычно большим углом оптических осей, аномальной интерференционной окраской. Окрашенные разновидности пумпеллита имеют характерный плеохроизм, сходный с некоторыми амфиболами, но отличаются отсутствием совершенных амфиболовых спайностей.

Пумпеллит характерен для зеленосланцевого метаморфизма и зеленокаменных изменений базитов и сходных с ними по составу метасоматических пород (магнезиальные скарны). По составу минерал близок группе эпидота, отличаясь от нее присутствием магния и закислого железа, встречается в основных и средних породах. Минерал также широко развит как регрессивный продукт в глаукофановых сланцах, обнаруживается в глиноземистых кварцитах, щелочных породах, в пропилитизированных порфиритах и туфах, спилитах, но сравнительно редок в измененных гранитоидах. Он является характеристическим для пренит-пумпеллитовой фации Коржинского, с температурами ниже 380°C, умеренными давлениями (менее 7 кбар) и сравнительно низкой концентрацией CO₂ в растворе, что препятствует реакциям карбонатизации пренита и пумпеллита. Характерно образование пумпеллита по плагиоклазу и фассанту в виде двойникованных таблиц (лейст). Обычны его парагенезисы с магнетитом, *пиритом*, альбитом, биотитом, серицитом, хлоритом, эпидотом и клиноцоизитом, кварцем, пренитом, анкеритом, кальцитом, турмалином, титанитом и *лейкоксенном*, амфиболами, *лавсонитом*. Сравнительно редок в ассоциации с клинопироксенами, известно его присутствие вместе с цеолитами.

3.9. Кордиерит

Кордиерит (Crd) Al₃(Mg, Fe²⁺)₂[Si₅AlO₁₈] широко распространенный минерал метаморфических, метасоматических и в меньшей мере магматических пород. Назван в честь французского геолога Кордье.

Минерал встречается в зернистых массах, отдельных неправильных зернах, пойкилообластах, редко в кристаллах. Структура минерала сходна со структурой берилла. Она содержит шестичленные гексагональные кольца из (Si, Al)O₄-тетраэдров. Каждое кольцо соединено с верхними и нижними кольцами при помощи двух общих атомов кислорода в каждом тетраэдре, образуя колонну с крупным полым каналом. В боковых направлениях колонны соединены ионами Al тетраэдрической координации и ионами Mg октаэдрической координации. Искажение шестичленных колец приводит к понижению симметрии до ромбической.

Редкий в природе высокотемпературный кордиерит *индиалит* гексагонален. В полье каналы колонны могут входить небольшие количества H₂O, CO₂, и цело-

Таблица 13
Химический состав кордиеритов [Дир и др., 1965]

	1	2	3
SiO ₂	49,46	47,43	47,69
TiO ₂	0,01	0,03	Сл.
Al ₂ O ₃	33,58	33,34	32,52
Fe ₂ O ₃	0,14	0,07	0,63
FeO	2,12	4,91	8,04
MnO	0,08	0,12	0,04
MgO	12,06	9,70	7,56
CaO	0,03	0,04	0,52
Na ₂ O	0,14	0,61	0,53
K ₂ O	0,30	Сл.	0,42
H ₂ O ⁺	1,71	2,74	1,85
H ₂ O ⁻	0,10	1,01	0,55
Сумма	99,73	100,00	100,35
Кристаллохимические коэффициенты			
Si	4,984	4,929	4,964
Al ^{IV}	1,016	1,071	1,036
Al ^{VI}	2,974	3,014	2,954
Ti	—	0,002	—
Fe ³⁺	0,010	0,005	0,048
Fe ²⁺	0,179	0,427	0,700
Mn	0,007	0,011	0,003
Mg	1,811	1,502	1,172
Ca	0,003	0,004	0,058
Na	0,026	0,122	0,106
K	0,038	—	0,055
H ₂ O	0,577	1,065	0,643

Анализ 1 – кордиерит из андалузит-сиппиманитового сланца, хр. Смита, Айдахо; 2 – кордиерит, Нью-Хэвен, Коннектикут; 3 – железистый кордиерит из роговиков, Абердиншир, Шотландия.

чей. При прокаливании природных кордиеритов добавочные компоненты покидают каналы. Основные различия в составе обусловлены частичным замещением Mg → Fe²⁺ и ионов Al (вне колец) ионами Fe³⁺ (табл. 13). Свойства кордиерита зависят главным образом от железистости, но и добавочные компоненты, входящие в полости колонны, оказывают на них заметное влияние: $n_p = 1,522 - 1,558$, $n_m = 1,524 - 1,574$, $n_g = 1,527 - 1,578$, $n_g - n_p = 0,005 - 0,018$; (-)2V обычно 65–90°, очень редко больше 90° (оптически положительный, известен (-)2V = 104°), дисперсия слабая $r < v(N_p)$. Ориентировка $N_p = c$, $N_m = a$, $N_g = b$. Спайность умеренная до слабой по (010) и слабая по (001) и (100). Двойникование в магnezиальных кордиеритах (0–4 мас.% FeO + Fe₂O₃) проявляется довольно редко, тогда как при умеренных железистостях (4–8 мас.% FeO + Fe₂O₃) оно обычно по {110} и {130}, простое, полисинтетическое, цикличное (тройники и шестерники, рис. 38), редко по {021} и {101}. Плотность 2,53–2,78 г/см³. Окраска в шпифе: магnezиальный кордиерит бесцветен, умеренной железистости – светлый желтовато-зел

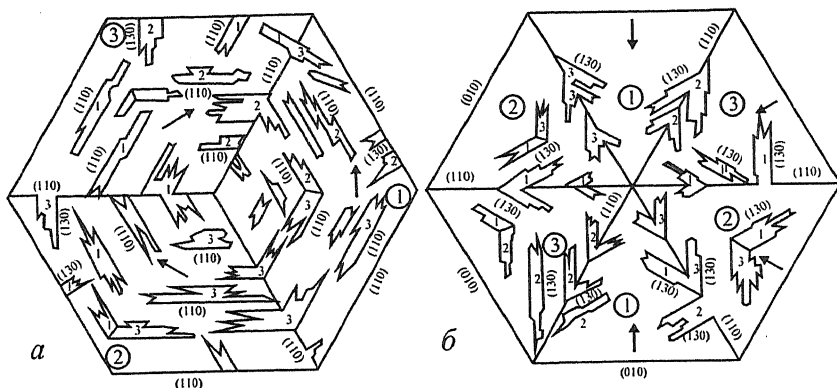
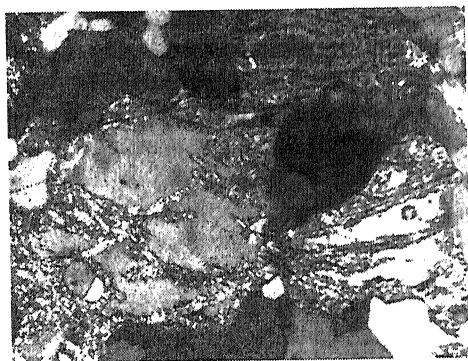


Рис. 38. Концентрическое двойникование кордиерита. *а* – тройники; *б* – шестерники [Дир и др., 1965]. 1, 2, 3 – однотипные индивиды

ный, голубой; высокой железистости – окраски более заметны, с плеохроизмом желто-зеленый по N_p , голубой по N_m и фиолетово-голубой по N_g . В кордиеритах умеренной или высокой железистости вокруг включений циркона и других акцессорных редкоземельных и радиоактивных минералов наблюдаются “плеохроичные дворики” – ореолы плеохроизма от бесцветного до ярко-желтого. В магнизиальных кордиеритах такие “дворики” не появляются. Кордиерит легко изменяется в регрессивных условиях, замещаясь весьма характерно тонкими агрегатами “пинита” – смеси серицита и хлорита (рис. 39). В зависимости от железистости замещаемого кордиерита пинит может быть бесцветным или окрашенным в зеленоватые тона.

Отличия от оптически сходных минералов. Наибольшую трудность для диагностики представляют неизмененные магнизиальные кордиериты, имеющие близкий к кварцу рельеф и двупреломление. Помогает проверка угла оптических осей. Кроме того, кварц часто имеет характерное волнистое по-

Рис. 39. Частичное и полное замещение кордиерита пинитом в кварц-кордиерит-полевошпатовых породах Алданского щита. Увел. 20 \times . Николи+



гасание и чуть более высокое двупреломление. Даже небольшие следы проявленной пинитизации обычно достаточно четко позволяют отличить кордиерит от других минералов. Полисинтетически сдвойникованный кордиерит обычно трудно отличить от альбита и олигоклаза, если не проявлены тройники-шестерники или плеохроичные дворики. У плагиоклазов лучше проявлены спайности.

Парагенезисы. Кордиерит – обычный минерал магнезиальных и железисто-магнезиальных метapelитов умеренных давлений. При давлениях более 11 кбар парагенезисы с кордиеритом нестабильны, они сменяются парагенезисами большей плотности с *санфирином*, гранатом большей магнезиальности, ортопироксеном. Высокая температура (выше 700°C) также начинает редуцировать парагенезисы кордиерита, но при температуре выше 900°C стабильным становится парагенезис кордиерита с энстатитом и ортоклазом, возникающий при этой температуре вместо парагенезиса магнезиального флогопита с кварцем. Наиболее низкотемпературные парагенезисы кордиерита с хлоритом и андалузитом (около 400°C) принадлежат ставролитовой фации. Но парагенезис непосредственно со ставролитом редок и относится к безмусковитовым, недосыщенным калием ассоциациям [Кориковский, 1979]. Кордиерит широко развит также при зональном и контактовом метаморфизме пелитовых пород. Минерал участвует в метасоматических процессах при кислотном выщелачивании биотитовых гнейсов. Во внешней зоне симметричной метасоматической колонки происходит кордиеритизация гнейсов. Железо и магний биотита при его разложении перераспределяются в кордиерит внутри кварц-полевошпатовых пятен осветления. В следующей зоне реликты гнейса исчезают и кордиерит-полевошпатовая порода становится массивной и крупнозернистой, далее кордиерит сохраняется, а полевые шпаты замещаются ассоциацией кварца с силлиманитом, затем исчезает кордиерит. По-видимому, метасоматическое происхождение имеют кордиерит-антофиллитовые породы, связанные с магнезификацией кислых вулканических пород. В метаморфических и метасоматических породах кордиерит в зависимости от химического состава пород и РТ-условий может находиться в равновесных ассоциациях с андалузитом, силлиманитом, кианитом и кварцем. Он может сосуществовать с ортопироксеном, магнезиально-железистыми гранатами, полевыми шпатами, флогопитом, биотитом, антофиллитом, жедритом, мусковитом, парагонитом, хлоритом, корундом, *санфирином*, *корнерутином*, турмалином, шпинелью. Кордиерит практически не встречается с кальциевыми и щелочными клинопироксенами, а также с форстеритом и гумитовыми минералами. Парагенезисы кордиерита при точных составах сосуществующих минералов весьма информативны для геотермобарометрии.

Реже кордиерит образуется в магматических породах. Он встречается в габброидах, габброидных мигматитах по глинистым осадкам и в биотит-мусковитовых и биотит-гранатовых гранитоидах. Он появляется и в гранитных

пегматитах, где, кроме кварца и полевых шпатов, может ассоциировать с силикатами глинозема, хризобериллом, топазом, корундом. Само появление кордиерита в метаморфических, метасоматических и магматических породах свидетельствует о пересыщении этих пород глиноземом в сравнении с бескордиеритовыми ассоциациями полевых шпатов и слюд.

3.10. Ставролит

Ставролит (St) $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_9\text{O}_6[\text{SiO}_4]_4(\text{O}, \text{OH})_2$ встречается в виде удлиненных призматических кристаллов и крестообразных двойников в сланцеватых породах. Название от греч. *стаuros* – каменный крест. Структура ставролита, подобно структуре кианита, состоит из слоев $4\text{Al}_2\text{SiO}_5$, параллельных (010), чередующихся со слоями $\text{Al}_2\text{Fe}_4\text{O}_8\text{H}_2$. Достаточно типичный анализ ставролита [из двуслояного кварц-полевошпатового сланца, Ангус, Шотландия; по Дир и др., 1965] показывает (мас. %): SiO_2 28,89; TiO_2 0,81; Al_2O_3 52,61; Fe_2O_3 2,95; FeO 10,78; MnO 0,09; MgO 2,09; H_2O^+ 1,78; сумма 100,00, что соответствует формуле $(\text{Fe}^{2+}_{1,25}\text{Mg}_{0,43}\text{Mn}_{0,01})(\text{Al}_{8,58}\text{Fe}^{3+}_{0,31}\text{Ti}_{0,08})\text{Si}_{3,99}\text{O}_{22}[\text{O}_{0,34}(\text{OH}_{1,64})]$. Минерал псевдоромбический, кристаллизуется в моноклинной сингонии с углом β $90 \pm 3^\circ$. Замещения $\text{Al} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ и $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mg}$ сравнительно невелики. Встречается кобальтовая разновидность *люсакит* с преобладанием Co над Fe^{2+} и богатые цинком разновидности. Свойства довольно выдержаны: $n_p = 1,739 - 1,747$, $n_m = 1,745 - 1,753$, $n_g = 1,752 - 1,761$, $n_g - n_p = 0,012 - 0,014$, $(+2V) = 82 - 90^\circ$, дисперсия $g > v$ слабая. Ориентировка $N_p = b$, $N_m = a$, $N_g = c$. Удлинение положительное. Спайность по (010) умеренная. Двойникование обычно простое, перекрещенное по {023} и по {232}, т. е. во многих направлениях, но в шлифах видно редко. Плотность 3,74–3,83 г/см³. Цвет в шлифах светлый, золотисто-желтый с плеохроизмом: бесцветный по N_p , светло-желтый по N_m и золотисто-желтый по N_g . Ставролит довольно стоек к процессам выветривания и накапливается в шлифах.

Отличия от оптически сходных минералов. Высокое светопреломление и среднее двупреломление, характерная желтая окраска, плеохроизм и высокий положительный $2V$ позволяют в совокупности надежно определять ставролит в шлифах. По окраске и плеохроизму на него похож желтый турмалин (дравит-увит), но он оптически отрицателен и одноосен. Везувиян имеет низкое двупреломление с аномальными интерференционными окрасками.

Парагенезисы. Ставролит – типичный минерал метапелитов и образуется как в прогрессивную стадию, так и в регрессивных процессах в температурном интервале 430–550°C при давлениях более 1,2 кбар и, вероятно, до 10 кбар. В низкотемпературной области кварц-ставролитовый парагенезис уступает место парагенезису хлоритоида с хлоритом и силикатом глинозема (андалузитом или кианитом в зависимости от давления). В области низких давлений ниже 1,2–2 кбар вместо ставролита с кварцем стабильна гранат-хлорит-андалузитов-

вая ассоциация или вместо ставролит-мусковит-кварцевой – биотит-гранат-андалузитовая. Наиболее высоко температурные ассоциации ставролита с мусковитом и кварцем, и с мусковитом и хлоритом, при более высокой температуре сменяются парагенезисом биотит-кварц-силлиманит или парагенезисом биотита с существенно альмандиновым гранатом и силикатом глинозема. Наиболее низкотемпературна ставролит-хлоритоидная субфация, верхняя температурная граница которой определяется исчезновением хлоритоида [Кориковский, 1979]. Ставролит известен также в контактово-метаморфических ореолах.

В зависимости от состава породы РТ-условий ставролит может образовывать парные парагенезисы с кварцем, силикатами глинозема, кордиеритом, жедритом, биотитом, мусковитом, парагонитом, альбитом, альмандиновым и спессарпиновым гранатом, хлоритом, хлоритоидом, герцинитовой шпинелью. Парагенезисы ставролита весьма информативны для термобарометрии, особенно при точном знании состава ассоциирующих с ним минералов.

3.11. Хлоритоид

Хлоритоид (Cld) $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Al}_3\text{O}_2[\text{SiO}_4]_2(\text{OH})_4$ встречается в пластинках, таблитчатых кристаллах, порфиробластах. Название происходит из-за сходства ряда свойств с хлоритом. Кристаллизуется в моноклинной и реже в триклинной сингониях, вероятно, представляя разные политипы. Структура хлоритоида состоит из двух плотно упакованных октаэдрических слоев: бруситового типа $(\text{Fe}^{2+}\text{Mg})_4\text{Al}_2\text{O}_4(\text{OH})_8$ и корундоподобного $(\text{Al}_6\text{O}_{18})$. Эти слои чередуются в плоскости, перпендикулярной (001), и соединены слоями кремникислородных тетраэдров и водородными связями. Общая формула – $\text{XY}(\text{OH})_4\text{Al}_3\text{O}_2[\text{SiO}_4]_2$, где X – Fe^{2+} , Mg, Mn, Ti, Ca, Fe^{3+} ; Y – Al, Fe^{3+} . Замещение $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mg}$ ограничено. Химические анализы хлоритоида не испытывают значительных расхождений. Анализ минерала из хлорит-хлоритоидного сланца с Шотландских о-вов [по Дир и др., 1965] показывает (мас.%): SiO_2 23,48; TiO_2 2,55; Al_2O_3 39,71; Fe_2O_3 3,79; FeO 20,73; MnO 0,66; MgO 2,00; CaO 0,31; H_2O^+ 6,77; сумма 100,00, что соответствует $(\text{Fe}^{2+}_{1,44}\text{Mg}_{0,25}\text{Mn}_{0,05}\text{Ca}_{0,03}\text{Fe}^{3+}_{0,23})(\text{Al}_{0,88}\text{Ti}_{0,16})\text{Al}_3\text{Si}_{1,95}\text{O}_{10,28}(\text{OH})_{3,74}$.

Для моноклинного хлоритоида $n_p=1,713-1,730$, $n_m=1,719-1,734$, $n_g=1,723-1,740$, $n_g-n_p=0,006-0,022$, $(+)2V=45-68^\circ$ (редко более 90°), дисперсия $r>v$ сильная (аномальные цвета интерференции). Ориентировка $c:N_g=2-30^\circ$, $N_p=b$ или $N_m=b$. Спайность совершенная по (001), умеренная по {110}, отдельность по (010). Двойники обычны (простые, полисинтетические, тройники). Плотность 3,51–3,80 г/см³. Цвет в шлифе бесцветный до зеленого с плеохроизмом: светлый серовато-зеленый по N_p , темно-голубой до синего по N_m , бесцветный до светло-желтого по N_g . Оптические свойства могут варьировать даже в пределах одного зерна. Триклинный хлоритоид можно отличить оп-

тическими методами от моноклинного только точным измерением углов на федоровском столике.

Отличия от оптически сходных минералов. От хлоритов отличается очень высоким рельефом, от маргарита и клинтонаита – высоким и положительным $2V$. Зеленый биотит и стильпноелан имеют высокие двупреломления и только одно направление спайности.

Парагенезисы. Хлоритоид – минерал метаморфических пород низких и средних ступеней метамorfизма. Особенно характерен он для железистых метapelитов, где он ассоциирует со слюдами, кварцем, хлоритом и существенно альмандиновым или спессартиновым гранатом. В фации зеленых сланцев в интервале $330\text{--}430^\circ\text{C}$ хлоритоид образуется в альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации, характеризующейся неустойчивостью *пиррофиллита* и стабильностью с кианитом, реже с андалузитом. В ставролитовой фации [Кориковский, 1979] хлоритоидразвит в низкотемпературной ставролит-хлоритоидной субфации, $430\text{--}470^\circ\text{C}$. Нижняя температурная граница характеризуется появлением ставролита, а верхняя – замещением хлоритоида (+мусковит и кварц) ассоциацией биотит-гранат-ставролит. В ставролитовой фации хлоритоид может находиться в равновесии с биотитом. Хлоритоид редко встречается в кварцевых метадолеритах, в серицитизированных и анкеритизированных лавах, а также в составе кварц-анкеритовых жил.

3.12. Берилл

Берилл (Ber) $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ – название греч. происхождения, смысл названия неизвестен. Структура образована гексагональными кольцами из 6 кремнекислородных тетраэдров. Между кольцами расположены атомы Be и Al, в тетраэдрической и октаэдрической координации, соответственно. Минерал кристаллизуется в гексагональной сингонии. Обычно встречаются его призматические кристаллы, иногда гигантские, измеряемые метрами и тоннами. Реже берилл встречается в зернистых агрегатах. В химическом составе (мас.%) кроме SiO_2 (~65), Al_2O_3 (18–19) и BeO (~13), присутствуют небольшие примеси CaO, MgO, FeO, Fe_2O_3 (сумарно до нескольких %) и менее значительные примеси щелочей и других элементов.

Минерал оптически одноосен и отрицателен, рельеф низкий положительный, $n_e = 1,565\text{--}1,590$, $n_o = 1,567\text{--}1,598$; двупреломление низкое, $n_o - n_e = 0,004\text{--}0,008$. Базальная спайность несовершенна, проявляется редко. Плотность $2,66\text{--}2,83\text{ г/см}^3$. В шлифе обычно бесцветен, кроме зеленой хромистой разновидности *изумруда* со слабым плеохроизмом в желто-зеленом (N_o) и голубовато-зеленом (N_e) тонах. По оптическим свойствам берилл похож на кварц, который оптически положителен и имеет более низкий рельеф. Значительно более низкий рельеф имеет нефелин. Заметно более высоким рельефом отличается апатит.

Парагенезисы берилла довольно разнообразны. Это типичный минерал гранитных пегматитов и гранитов, образующийся в раннюю постмагматическую стадию. Он характерен в пустотах и миаролах и встречается совместно с кварцем, полевыми шпатами, лепидолитом, сподуменом, турмалином и другими минералами пегматитов. Берилл может присутствовать и в нефелиновых сиенитах. Он встречается также в кварц-мусковитовых и карбонатных жилах. Минерал редок в метаморфических породах, встречаясь в слюдяных сланцах и мраморах. *Изумруд* бывает приурочен к контактовым метасоматитам (флогопитам) по гипербазитам в контакте с бериллиносными гранитами. Берилл может сосуществовать или быть в реакционных взаимоотношениях с *хризобериллом*, *фенакитом*, *эвклазом* (в зависимости от химической активности BeO , глинозема и щелочности среды).

3.13. Топаз

Топаз (Toz) $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]\text{F}_2$ назван по острову Топазиос (Топазон?), ныне о-в Зебергед в Красном море.

Структура топаза состоит из тетраэдрических групп SiO_4 , соединенных с октаэдрическими группами, располагающимися вокруг алюминия. Четыре из шести анионов, располагающихся вокруг каждого Al, представлены кислородами, принадлежащими группам SiO_4 , а остальные октаэдрические позиции заняты ионами фтора или гидроксидов.

Наблюдаются следующие вариации состава топаза (мас. %): SiO_2 31,93–33,00; Al_2O_3 55,67–56,76; F 13,23–20,37; H_2O^+ 0,19–2,67. Кроме того, отмечаются незначительные примеси TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO, MgO, и CaO (по 5 анализам [Дир и др., 1965]).

Минерал ромбической сингонии, ромбодипирамидальный. Обычно встречается в виде короткопризматических кристаллов, богатых прослойками формами. Известно около 140 кристаллографических форм. Грани кристаллов призматического пояса обычно имеют вертикальную штриховку. Часто встречается в виде неправильных зерен. Размеры кристаллов обычно меньше 1 см. Топаз макроскопически бывает бесцветным, бледно-желтым, желтым, оранжевым, розовым, бледно-вишневым, бледно-голубым, голубым и бледно-зеленым. Иногда отмечается четкая цветовая зональность. Топаз под микроскопом всегда бесцветен и характеризуется типичным средним рельефом при $n_p = 1,608–1,629$, $n_m = 1,609–1,631$, $n_g = 1,616–1,638$, $n_g - n_p = 0,008–0,011$. (+)2V = 48–68° с заметной дисперсией оптических осей при $g > v$. Плоскость оптических осей параллельна (010). $N_g = c$, $N_m = b$, $N_p = a$. 2V уменьшается при замещении F на OH, а показатели преломления увеличиваются. Очень редко отмечаются оптические аномалии. Плотность 3,49–3,60 г/см³.

Плотную столбчатую, шестоватую разновидность топаза и его стебельчатые агрегаты называют *пикнитом* – от греческого – “пикнос” – плотный. Это

же название дается сливным, яшмовидным мелко- и тонкозернистым выделениям топаза.

Топаз замещается серицитом, *каолинитом*, иногда смесью *каолинита* и флюорита.

Отличия от оптически сходных минералов. Для топаза под микроскопом характерен средний рельеф, благодаря которому он хорошо выделяется среди кварц-полевошпатовой массы при диафрагмировании светового пучка. Формы чаще всего изометричные и призматические, при наличии спайности (совершенная в одном направлении) прямое погасание; в плоскости спайности лежат оси N_m и N_p . Двупреломление низкое, но интерференционные окраски до желтых первого порядка.

Топаз можно спутать с андалузитом, силлиманитом и апатитом, т. к. все они обладают практически одинаковым рельефом и бесцветны. Но апатит оптически одноосный и отрицательный, и его интерференционные окраски в шлифах нормальной толщины никогда не поднимаются выше серых, а у топаза – до желтых. Андалузит, как и апатит, оптически отрицательный, к тому же $2V > 80^\circ$ и $N_p = c$. У силлиманита меньше $2V$, но выше двупреломление, и он дает характерные ромбовидные сечения.

Парагенезисы. Топаз – продукт кристаллизации кислой магмы, обогащенной фтором. Из 80 известных в мире месторождений топаза 80% относятся к пегматитовому типу в гранитных массивах, 10% – к риолитовому типу. В гранитах и кислых лавах топаз встречается в миароловых пустотах, где он обычно ассоциирует с марганцевым гранатом, *биксбитом*, *псевдобрукитом*, *спекуляритом*, красным бериллом и кварцем. При этом риолиты обогащены литофильными редкими элементами (Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Sn, Ir, Be, U, Th и др.). В онгонитах топаз образует две генерации: ранняя – таблитчатые выделения, окруженные тончайшими игольчатыми микролитами топаза основной массы, относящимися к поздней генерации.

Топаз гидротермального генезиса характерен для зон изменения в кислых интрузивах (грейзенов) редок во вторичных кварцитах. Топаз исключительно характерен для цвиттеров – грейзенов, генетически связанных с Li–F гранитами и сложенных триоктаэдрическими Li–F слюдами, кварцем и рудными минералами: *касситеритом*, *вольфрамитом*, иногда *колумбитом*.

Известна ассоциация сферолитовых агрегатов топаза с *криолитом*, *томсенолитом*, флюоритом, сидеритом и баритом.

В гранитных пегматитах, в том числе и редкометалльных, топаз ассоциирует с флюоритом, турмалином, *касситеритом*, бериллом, альбитом, лепидолитом, циннвальдитом, *масутомишитом*, спессартином, кварцем, *колумбитом*.

Благодаря высокой твердости, топаз в качестве обломочного материала концентрируется в шлихах.

3.14. Турмалин

Турмалин (Tur) представляет сложную по химизму группу борных минералов, широко распространенных в природе и, по-видимому, самую распространенную. Название, вероятно, сингальского (о. Цейлон) происхождения и первоначально применялось к циркону. Современная общая формула для всей группы – $XY_3Z_6[T_6O_{18}][BO_3]_3V_3W$, где

X=Ca, Na, K, □ (вакансия);

Y=Li, Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Al, Cr³⁺, V³⁺, Fe³⁺, (Ti⁴⁺);

Z=Mg, Al, Fe³⁺, V³⁺, Cr³⁺;

T=Si, Al, (B); B=B, (□); V=OH, O; W=OH, F, O,

а в скобках указана предположительная добавочная позиция. Основу структуры турмалинов составляют шестичленные кольца Si₆O₁₈. Бор находится в тетраэдрической координации, и его тетраэдр имеет общую вершину с кремнекислородным тетраэдром. Ионы Y и окружающие их ионы кислорода и OH образуют тригональный фрагмент бруситового слоя. Ионы Z и X служат для соединения в одно целое центрального ядра, состава Y₃(OH)₄Si₆O₂₁. Турмалины представлены иногда идиоморфными кристаллами, часто удлинёнными призматическими или округлыми зёрнами, в интерстиционных выделениях или сплошных зёрнистых массах, образуют кварц (матрица)-турмалиновые симплектиты, плоские или объёмные радиально-лучистые агрегаты (“турмалиновое солнце”). Кристаллы турмалина являются пьезо- и пирозлектриками и гемиморфны, нередко имеют базальный моноэдр на одном конце тригональной или усложнённой призмы и ромбоэдр на другом. Характерны продольная штриховка граней призм и выпуклость тригональных поперечных сечений, создаваемые сочетанием различных призм. Турмалины кристаллизуются в тригональной сингонии, оптически одноосны, отрицательны, довольно редко бесцветны, обычно имеют разнообразную окраску в шлифах, с сильным плеохроизмом $N_o > N_e$ и сравнительно небольшим интервалом изменения двупреломления (0,017–0,030), обычно около 0,020.

Турмалины обладают высокой стойкостью к низкотемпературному химическому и механическому воздействию и накапливаются в терригенных породах и шлихах.

Основу подразделения турмалинов на подгруппы составляют соотношения в позиции X. Так, выделяются три подгруппы: щелочная, с преобладанием в этой позиции Na с резко подчинённым K; кальциевая, с преобладанием Ca; и вакантная, с преобладанием структурной вакансии. Среди существующих и предполагаемых 39 конечных членов изоморфных серий в группе 13 найдено в природе (табл. 14).

Эльбаит (Elb) NaLi_{1,5}Al_{1,5}Al₆Si₆O₁₈(BO₃)₃(OH)₃(OH) назван по о. Эльба. Минерал образует удлинённые призматические кристаллы, реже неправиль-

Таблица 14
Конечные минеральные виды турмалиновых серий [Hauthorne, Henry, 1999]

	X	Y ₃	Z ₆	T ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	V ₃	W
Щелочные турмалины							
эльбаит	Na	Li _{1,5} Al _{1,5}	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
дравит	Na	Mg ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
хромдравит	Na	Mg ₃	Cr ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
шерл	Na	Fe ²⁺ ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
оленин	Na	Al ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	O ₃	(OH)
бюргерит	Na	Fe ²⁺ ₃	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	O ₃	F
повондраит	Na	Fe ³⁺ ₃	Fe ³⁺ ₄ Mg ₂	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	O
Кальциевые турмалины							
увит	Ca	Mg ₃		Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
гидроксиферрувит	Ca	Fe ²⁺ ₃	Al ₃ Mg	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
лиддикуатит	Ca	Li ₂ Al	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	F
X-вакантные турмалины							
россманин		LiAl ₂	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
фоитит		Fe ²⁺ ₂ Al	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)
магнезио-фоитит		Mg ₂ Al	Al ₆	Si ₆ O ₁₈	(BO ₃) ₃	(OH) ₃	(OH)

Примечание. Выделенные жирным шрифтом турмалины наиболее распространены в природе и далее рассмотрены подробнее.

ные зерна. Химический состав может несколько отличаться от идеальной формулы, обычно присутствуют небольшие количества окисного и закисного железа, магния и кальция (табл. 15). В зависимости от примесей, главным образом, железа и марганца, меняются свойства. $n_o=1,640-1,655$, $n_e=1,615-1,620$, $n_o-n_e=0,017-0,024$, удлинение отрицательное, спайность практически отсутствует, плотность 3,03–3,10 г/см³. Цвет в шлифе от бесцветного до розового, голубого, светло-зеленого по N_o и бесцветного по N_e . Цветовые разновидности эльбаита имеют свои названия *ахроит* – бесцветный, *рубеллит* – розовый до красного, *индиголит* – синий, *верделит* – зеленый. Иногда кристаллы эльбаита полихромны – изменяют цвет по длине кристалла. Эльбаит исключительно свойственен литиевым пегматитам и находится в ассоциации с кварцем, альбитом, топазом, лепидолитом, *неталитом*, сподуменом и другими минералами литиевых пегматитов.

Дравит (Drv) NaMg₃Al₆Si₆O₁₈(BO₃)₃(OH)₃(OH) назван по коринфскому району Драв (Греция). Для него характерны более или менее изометричные кристаллы, зернистые массы, неправильные выделения. Образует непрерывный изоморфный ряд с шерлом с одной стороны и увитом – с другой. Поэтому химический состав может заметно отличаться от идеального, в особенности по FeO, Fe₂O₃ и CaO (см. табл. 15). $n_o=1,635-1,661$, $n_e=1,610-1,632$, $n_o-n_e=0,021-0,026$, плотность 3,03–3,15 г/см³. Цвет в шлифе от бесцветного (редко) до желтого, темно-

Таблица 15
Химический состав турмалинов

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	37,89	36,70	34,32	33,78	35,20
TiO ₂	0,04	1,38	0,51	0,41	0,51
B ₂ O ₃	10,28	9,50	10,90	10,70	8,82
Al ₂ O ₃	43,85	30,97	27,31	33,80	28,49
Cr ₂ O ₃	—	0,03	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	1,73	3,37	0,20	0,79
FeO	0,11	2,94	5,92	15,11	11,55
MnO	0,11	—	0,07	0,25	0,07
MgO	—	8,83	10,20	0,74	5,63
CaO	0,07	1,63	4,20	0,21	2,75
Na ₂ O	2,43	2,49	0,90	1,92	2,12
K ₂ O	—	0,21	0,11	0,11	0,13
Li ₂ O	1,66	—	—	—	0,08
F	0,10	—	—	0,98	0,08
H ₂ O ⁺	3,47	3,49	3,34	2,22	3,52
H ₂ O ⁻	—	0,17	—	0,19	0,07
O≡F	0,04	—	—	100,62	99,81
				0,41	0,03
Сумма	100,01	100,07	100,07	100,21	99,78
Количества ионов в пересчете на 31 (O, OH, F)					
Si	5,942	6,039	5,71	5,789	6,070
B	2,782	2,698	—	3,163	2,616
Al	6,000	6,000	5,16	6,000	5,774
Al	2,106	0,008	0,10 T=5,81	0,826	—
Cr	—	0,004	—	—	—
Fe ³⁺	—	0,213	0,42 Y+Z=9	0,026	0,105
Mg	—	2,166	2,53	0,189	1,441
Ti	0,005	0,171	0,06	0,052	0,062
Li	1,046	—	—	—	0,062
Fe ²⁺	0,014	0,405	0,82	2,165	1,660
Mn	0,014	—	0,01	0,036	0,010
Na	0,739	0,794	0,25 X=1,05	0,636	0,704
Ca	0,012	0,287	0,78	0,039	0,507
K	—	0,044	0,02	0,024	0,029
OH	3,630	3,832	3,00 V=3	2,537	4,040
F	0,050	—	O [0,42]	0,531	0,020

Анализы 1–3, 4–6 [Дир и др., 1965]: 1 – эльбаит, Эльба; 2 – дравит, Мурухаттен, сев. Ямтландия, Швеция; 3 – увит из флогопит-диопсидового скарна, м-ние Таежное, Центральный Алдан [Перцев, Кулаковский, 1988]; 4 – шерл, дер. Южакова, Урал; 5 – черный турмалин (шерл) из контактово измененного долерита с аксинигмом и актинолитом, Каррик-Ду, Сент-Ивес, Корнуэлл.

бурого, зеленого, сине-зеленого, синего с сильным плеохроизмом от бесцветного или почти бесцветного по N_z . Спайность отсутствует, но обычно бывает про-

явлена базальная отдельность (перпендикулярно оси призмы и возможному удлинению). Дравит встречается в разнообразных породах в ассоциациях с силикатами, бедными железом и богатыми магнием (кроме переходных к шерлу составов). Это типичный минерал кислотного выщелачивания, образующийся в постмагматических гидротермальных условиях по магматическим и метаморфическим породам – в грейзенах и вторичных кварцитах с мусковитом, топазом, флюоритом и полевыми шпатами; в пересыщенных глиноземе, богатых магнием породах, где возникает метасоматически с привнесом бора в ассоциации с силикатами глинозема, флогопитом, мусковитом, кордиеритом, в гидротермально измененных гранитах и других магматических породах. Дравиты могут образоваться и в магнезиальных скарнах в сравнительно высокотемпературных условиях в раннещелочную постмагматическую стадию в процессе скарнового образования эндогенных боратов в ассоциации с ортопироксенами, флогопитом, магнезиальной шпинелью, *людвицитом*, *сингалитом*, магнезитом, форстеритом и магнезитом.

Увит $\text{CaMg}_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{F}$ назван по провинции Ува (о. Цейлон). По свойствам трудноотличим от дравита, с которым образует обширные области перехода. Кристаллы его также изометричны. Химический состав обычно усложнен переходами к дравит-шерловой серии (см. табл. 14, 15).

Показатели преломления в значительной степени перекрываются с дравитовыми: $n_o=1,638-1,660$, $n_e=1,619-1,639$, $n_o-n_e=0,018-0,021$, плотность $3,01-3,09 \text{ г/см}^3$ [Dietrich, 1985]. Окраски в шлифах такие же, как у дравита – в магнезиальных разностях преобладают желтые по N_o и почти бесцветные по N_e ; в железистых – развиты голубые до темных буровато-фиолетовых по N_o и светлых буровато-желтых по N_e .

Парагенезисы также сходны с дравитом, но для дравита более характерны магнезиальные глиноземистые парагенезисы, недосыщенные кальцием, тогда как увиту свойственны более кальциевые ассоциации (с основным плагиоклазом, кальциевыми пироксенами, доломитом и кальцитом). Характерно развитие увита в скарнах по шпинель-фассаитовой ассоциации и Ca-Mg-Al-боросиликату *серендибиту*.

Шерл $(\text{SrI})\text{NaFe}^{2+}_3\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3(\text{OH})$, название древнее, этимология неизвестна. Встречается в виде удлиненных призм, интерстиционных и изометричных зерен. Это, вероятно, наиболее распространенный турмалиновый минерал с достаточно широкими вариациями состава (см. табл. 15). Оптические константы и плотность шерла немного выше, чем у других рассмотренных здесь турмалинов: $n_o=1,655-1,675$, $n_e=1,625-1,650$, $n_o-n_e=0,025-0,034$, плотность $3,10-3,25 \text{ г/см}^3$. Шерлы – макроскопически черные турмалины (но и голубые под микроскопом дравиты и увиты также макроскопически черны). Под микроскопом шерлы всегда густо окрашены в буро-зеленые и

буро-фиолетовые до черного непрозрачного цвета по N_6 и в довольно светлые буровато-желтые, желто-зеленые и серо-голубые тона по N_6 .

Шерлы и переходные разности к дравитам и кальциевым турмалинам свойственны разнообразным породам, начиная от песчано-глинистых и карбонатных осадков, в которых турмалин присутствует как аксессуарный терригенный продукт, иногда подвергающийся аутигенному дорастанию зерен [Henry, Dutrow, 1996], и кончая магматическими породами (обычно гранитоидами), где шерл, также в аксессуарных количествах, по-видимому, мог кристаллизоваться из магмы. Но обычно шерлы развиты в метаморфических и магматических породах при их гидротермальном изменении с участием борноносных флюидов и растворов. Наиболее характерно появление шерловых турмалинов в процессах кислотного выщелачивания с окварцеванием. При этом могут образоваться почти мономинеральные турмалиниты, кварц-турмалиновые зоны в грейзенах и подобных им породам, свойственные разнообразным гидротермальным рудным месторождениям – железорудным, колчеданным, полиметаллическим, редкометальным и др. [Slack, 1996]. Образуются также турмалиновые и кварц-турмалиновые жилы и прожилки в гнейсах, кварцитах, измененных магматических породах. Развит он также в гранитных пегматитах. Шерл может сосуществовать с кварцем, полевыми шпатами, мусковитом, парагонитом, биотитом, альмандиновым гранатом, герцинитовой шпинелью, железистыми роговыми обманками, железистыми пироксенами, железистым кордиеритом, эпидотом, пренимом, хлоритами, кальцитом, многими рудными и другими минералами средних температур и умеренных давлений.

3.15. Циркон

Циркон (Zrn) $Zr[SiO_4]$ Название “циркон” очень древнее, и предполагается, что оно произошло от арабского *zargin*, которое в свою очередь образовалось от персидского *zar* – золотой и *gun* – цвет. Минерал относится к островным силикатам. Каждый атом кремния окружен тетраэдрической группой из 4-х атомов кислорода, а каждый атом циркония лежит между восемью атомами кислорода.

Циртолит (от греческого *kyrtos* – кривой, *lithos* – камень) – это частично измененный циркон, его радиоактивная метамиктная разность, обогащенная ураном, Y, Nb, Ca, P, H_2O .

Малакон (от греческого *malakos* – мягкий) – метамиктно разложившийся стеклоподобный бурый циркон, содержащий Th, Ce, Fe, Ca, H_2O .

Теоретический состав циркона (мас. %): ZrO_2 67,01 и SiO_2 32,99, но природные цирконы содержат постоянно примеси Th, редких земель (особенно Y), Ce, Mn, Mg, Sn, U, Hf (табл. 16).

Таблица 16
Химический состав циркона

Компоненты	Содержания, мас.%
SiO ₂	24,60–33,34
ZrO ₂ + HfO ₂	51,68–67,42
TiO ₂	следы–0,52
Al ₂ O ₃	0,20–1,02
Fe ₂ O ₃	0,08–2,64
TR ₂ O ₃	0,00–10,51
MnO	0,00–0,41
MgO	следы–1,09
CaO	следы–0,55
ThO ₂	0,00–2,15
P ₂ O ₅	следы–3,44
H ₂ O ⁺	0,03–3,12
H ₂ O ⁻	до 0,32

Циркон кристаллизуется в тетрагональной сингонии в форме кристаллов с тетрагональной или дитетрагональной призмой, ограненной бипирамидой; базальный пинакоид отсутствует. Пирамиды могут располагаться по отношению к граням призмы двояко. Если каждая грань пирамиды располагается над гранью призмы – это циркониевый тип формы кристалла. Если же грань пирамиды как бы свернута на 45° и растет над ребром призмы – это гиацинтовый тип. Термин “*гиацинт*” применяется в ювелирном деле и, в частности, к ограночным разновидностям циркона красивого красно-бурого или красно-золотистого тона.

Форма цирконов в магматических горных породах зависит как от скорости кристаллизации магматического расплава, так и состава последнего. Отмечается, что с ростом щелочности расплава укорачивается призма кристалла. В щелочных породах, в частности в нефелиновых сиенитах, циркон встречается в виде дипирамидальных кристаллов не только с резко укороченной призмой, но и даже с ее отсутствием.

Скорость кристаллизации расплава также влияет на коэффициент удлинения циркона. Чем быстрее охлаждается расплав, тем выше удлинение циркона. В крупных интрузивах в главной интрузивной фации цирконы обладают нормальной призматической формой с коэффициентом удлинения 2–3, тогда как в фации эндоконтактов эта величина обычно возрастает, вплоть до образования цирконов игольчатой формы.

Цвет циркона желтый, бурый, красно-бурый, реже зеленый или бесцветный. В шлифе – бесцветный до светло-голубого или светло-бурого, плеохроизм практически не заметен. Оптически одноосный, иногда оптически аномальный с углом оптических осей до 10°, положительный, $n_e = 1,968–2,015$, $n_o = 1,924–1,960$; $n_e - n_o = 0,044–0,055$ (за исключением метамиктных разновидностей с резким уменьшением двупреломления). Плотность 4,6–4,71 г/см³.

Изменения – метамиктное разложение, сопровождающееся гидратацией. Малакон содержит от 3 до 10 мас.% H_2O .

Отличия от оптически сходных минералов. Для циркона характерен очень высокий рельеф, определяемый высокими показателями преломления; чистые яркие интерференционные окраски второго–третьего порядков в призматических сечениях; прямое погасание при пологожительном удлинении; в поперечных сечениях квадратная или восьмиугольная форма, отражающие соответственно тетрагональную и дитетрагональную призму кристалла по удлинению.

Вокруг включений циркона в биотите, лепидомелане, лигионите, часто в турмалине, в хлорите, развившемся по биотиту, в роговых обманках, в кордиеритах и даже в пироксене образуются “*плеохроичные дворики*” – потемнение минералов-хозяев в результате радиационного воздействия на них цирконов.

Циркон в осадочных породах и в метаморфических, возникших за счет осадочных пород, может приобретать хорошую окатанность и очень неровную матовую поверхность.

Сходные минералы монацит и ксенотим отличаются более низким показателем преломления, лучшей спайностью, а монацит еще и обладает косым погасанием.

Тетрагональные *касситерит* и рутил имеют более высокие, чем циркон, показатели преломления и двупреломления и обычно в шлифах окрашены в характерный красновато-бурый цвет, а рутил – иногда и в желтый.

Торит имеет низкое двупреломление ($n_e - n_o = 0,010$), ясную спайность по (110).

Титанит обладает значительно более высоким двупреломлением (перламутровые интерференционные окраски высшего порядка), характерны конвертообразные ромбовидные кристаллы, ксеноморфные зерна, косое погасание и четкая двуосность с углом оптических осей более 20° .

Парагенезисы. Циркон – один из наиболее распространенных акцессорных минералов, встречающийся практически во всех типах горных пород от единичных кристаллов в ультрамафитах до более 1 кг/т в некоторых гранитоидах. Благодаря своей высокой физической и химической устойчивости, циркон является обычным минералом многих осадочных (особенно песчано-глинистых) и метаморфических горных пород, подчас образуя промышленные скопления как в речных и морских песках, так и в некоторых щелочных породах и в пегматитах нефелиновых сиенитов.

Циркон кристаллизуется чаще всего одновременно с темноцветными минералами: с роговой обманкой, биотитом, концентрируясь либо около этих минералов, либо в виде включений в них. Иногда циркон образуется в конце кристаллизации расплава, и в этом случае он вместе с полевыми шпатами или кварцем выполняет межзерновые пространства между минералами ранней стадии кристаллизации.

3.16. Титанит

Титанит (Ttn) $\text{CaTi}[\text{SiO}_4](\text{O}, (\text{OH})_2, \text{F}_2)$ назван по составу. В немецкой и русской литературе чаще используется синоним *сфен* (Sph), названный по характеру клиновидной формы кристаллов (*сфен* – по-гречески "клин"). Международной терминологической комиссией рекомендовано приоритетное название – титанит. Минерал состоит из независимых кремнекислородных тетраэдров и групп $[\text{CaO}_7]$ и $[\text{TiO}_6]$. Двенадцать атомов кислорода элементарной ячейки занимают в структуре различные позиции. В первой атомы кислорода не связаны с группами SiO_4 и, вероятно, могут замещаться группой (OH, F). У тетраэдров SiO_4 одно ребро одновременно принадлежит и многогранникам CaO_7 , а октаэдры TiO_6 имеют четыре общих ребра с многогранниками CaO_7 . Ti-октаэдры соединены вершинами в цепочки, вытянутые параллельно короткой диагонали грани (010) ячейки. Между этими цепями параллельно оси с протягиваются колонки искаженных Ca-призм. Тетраэдры SiO_4 связывают цепочки Ti-октаэдров в плоскости (010), что позволяет считать структуру титанита субслоистой.

В составе титанита (мас.%) CaO 28,6; TiO_2 40,8; SiO_2 30,6. Нередко наблюдается примесь FeO (до 6 мас.%), иногда MnO (до 3 мас.%), MgO, изредка ZrO_2 (до 0,18 мас.%). Изоморфные примеси REE ($\text{Y} > \text{Ce}$) (до 12%), Sn (до 10%), Al (до 11%), Fe^{3+} (до 5,9%), Nb (до 1%), Cr (до 0,8%). По примесям выделяют разновидности: *Y-титанит* (синоним: *кейльгауит*), *Sn-титанит*, *Al, Fe-титанит*, *Nb-титанит*.

Облик кристаллов титанита толстотаблитчатый, призматический (уплощенные конвертообразные призмы). Двойники сростания или прорастания часты по {100}, редки по {001} и {221}, двойникование обуславливает отдельность. Кристаллизуется титанит в моноклинной сингонии. Цвет бурый или желтый разных оттенков, реже зеленоватый или голубой. Марганцовистая разность – *гриновит* (до 4 мас.% MnO) – имеет розовато-красную окраску. В шлифах – от бесцветного (серого) до бурого, с заметным плеохроизмом. Схема абсорбции всегда $N_g > N_p$. Титанит обладает очень высоким рельефом, благодаря высоким показателям преломления $n_p = 1,888\text{--}1,913$, $n_m = 1,895\text{--}1,921$, $n_g = 1,975\text{--}2,054$, $n_g - n_p = 0,091\text{--}0,140$. Минерал двусосный, оптически положительный, $2V_{N_g} = 23\text{--}55^\circ$, сильная дисперсия оптических осей $g \gg v$. Оптическая ориентировка титанита представлена на рисунке 40. Замечена тенденция к уменьшению показателей преломления, двупреломления и увеличения $2V$ с уменьшением содержания титана. Острая биссектриса N_g почти перпендикулярна к (102), образуя угол около 51° ($47\text{--}57^\circ$) со спайностью и осью c (рис. 40).

Плотность 3,45–3,55 г/см³.

При вторичных изменениях титанит иногда превращается в землистую массу титанистых минералов, называемую *лейкоксеном*, который характеризуется ватообразным обликом под микроскопом при косом освещении шлифа сверху.

Отличия от оптически сходных минералов. Титанит трудно спутать с другими минералами, но по очень высокому двупреломлению на сходство претендуют железистые карбонаты. Однако они обладают резко выраженной псевдоабсорбцией, оптически одноосны и к тому же отрицательны.

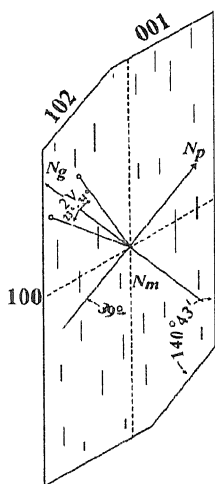


Рис. 40. Оптическая ориентировка титанита [Винчелл, Винчелл, 1953].

На бурый титанит похож *касситерит*, который отличается одноосностью и наличием колеччатых и сердцевидных двойников, подобных двойникам рутила.

Бадделейт ZrO_2 в противоположность титаниту оптически отрицательный и обладает обратной схемой абсорбции плеохроизма $N_g < N_p$.

Шеелит без анализатора можно принять за титанит, но шеелит – минерал одноосный и имеет низкое двупреломление.

Парагенезисы. Титанит встречается в широком диапазоне горных пород от основного состава до гранитов и щелочных нефелиновых сиенитов, во многих метаморфических породах. Он обычно является акцессорным минералом, но в отдельных случаях дает скопления вплоть до образования мономинеральных пород, например, слоя над апатитовыми рудами в Хибинах. В габброидах, долеритах, базальтах титанит нередко

образует ксеноморфные оторочки вокруг титаномагнетита и *ильменита*. В диоритах, сиенитах и гранитоидах развит в виде индивидуализированных кристаллов и ксеноморфных зерен, то включенных в роговую обманку и/или биотит, то заполняющих пространства между главными породообразующими минералами.

Среди метаморфических пород титанитом наиболее обогащены амфиболиты и кристаллические сланцы, богатые кальцием. В амфиболитах он нередко образует более мелкие характерные веретеновидные зерна. Весьма обычен он и в различных гнейсах. Встречается в скарнах в ассоциации с титанистым гранатом – меланитом; с титан-авгитом, анальцитом и обогащенным натрием санидином. Титанит известен и в низкотемпературных жилах альпийского типа, где ассоциирует с адуляром, альбитом и эпидотом. В гидротермальных жилах микрокешуйчатого хлорита среди серпентинитов встречаются идиоморфные

кристаллы титанита размером до 2–3 мм. В метаморфизиующихся глинистых породах титанит формируется за счет преобразования лейкокссена, при этом возможно и нахождение игольчатого рутила. Практически постоянно развиваются агрегаты ксеноморфного титанита при хлоритизации биотита. Чем выше температура образования исходного биотита, тем больше в нем примеси титана. При хлоритизации биотита титан идет на построение титанита, а при недостатке кальция возникает тонкоигольчатый рутил.

3.17. Датолит

Датолит $\text{CaB}[\text{SiO}_4](\text{OH})$ назван от греч. *dateisthai* – разделять, из-за зернистого габитуса в массивных агрегатах. Структурно относится к ортосиликатам с отдельными кремнекислородными тетраэдрами и наложенными слоями связанных O и OH тетраэдров вокруг Si и B, соответственно. Минерал моноклинный. Встречается в кристаллах, друзах на стенках пустот, в зернистых и радиально-лучистых, радиально-волокнистых агрегатах.

В химическом составе (мас.%) преобладают SiO_2 (36–38), CaO (34–36), B_2O_3 (19,5–22,5) и H_2O (5,4–6). Незначительные примеси (десятыи доли процента) составляют Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO и MnO.

В шлифе минерал бесцветен, рельеф средний, положительный; $n_p = 1,622$ – $1,626$, $n_m = 1,649$ – $1,654$, $n_g = 1,666$ – $1,670$; двупреломление умеренно высокое $n_g - n_p = 0,044$ – $0,046$. Пл.о.о. (010), $c:N_g = 1$ – 4° . Двуосный отрицательный, $(-2V = 72$ – 75° , дисперсия слабая $g > v$. Спайность и двойникование отсутствуют. Плотность 2,96–3,00 г/см³. Минерал диагностируется довольно уверенно по совокупности двупреломления, рельефа, 2V и парагенезисам.

Парагенезисы. Минерал образуется при температурах 400–100°C и глубинах до 3–4 км. При более высоких температурах он сменяется парагенезисами с *данбурином*, при больших глубинах карбонатизируется. У верхнего температурного предела он находится в парагенезисах с волластонитом, клинопироксеном, грандитовым гранатом, *данбурином*, кальцитом. В скарнах образует промышленные концентрации. В низкотемпературной области возможен его парагенезис с цеолитами, хлоритом, кварцем. Обычна инкрустация миароловых пустот в средних эффузивах. Наибольшим распространением датолит обязан стадии кислотного выщелачивания, при котором характерны его парагенезисы с кварцем, кальцитом, турмалином, *аксинитом*, эпидотом, хлоритом, магнетитом, титанитом. В целом парагенезисы датолита богаты известью и кремнеземом. В магниезальной среде, бедной кальцием, датолит не образуется.

Глава 4. ЦЕПОЧЕЧНЫЕ СИЛИКАТЫ

4.1. Группа пироксенов

Пироксены – одна из наиболее распространенных групп породобразующих фемических силикатов большинства высокотемпературных пород магматического, метаморфического и контактово-метасоматического происхождения. Встречаются они и в метеоритах. Название происходит от греческих “*pyro*” – огонь и “*xenos*” – чуждый, вероятно, из-за хорошей сохранности вкрапленников пироксена в лавах. Существенной особенностью кристаллической структуры пироксенов является сочленение тетраэдров SiO_4 , образующих непрерывные цепочки $(\text{SiO}_3)_n$. Цепочки соединяются посредством катионов (Ca, Na, Mg, Fe, Mn, Al, Ti и др.).

Систематика. Пироксены представлены как минералами, близкими по химическому составу к конечным (теоретическим) миналам, так и изоморфными рядами и сериями между ними. Изоморфные ряды образуют магниево-железистые пироксены ромбической сингонии (или ортопироксены, **Orx**) и их моноклинные модификации от энстатита (**En**) и клиноэнстатита $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, до ферросилита (**Fs**) и клиноферросилита $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$. Остальные пироксены имеют более сложный состав, и все кристаллизуются в моноклиновой сингонии (**Cpx**). Полный изоморфный ряд дают кальциевые пироксены диопсид **Di** ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) и геденберgit **Hed** ($\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$), а также геденберgit и иогансенит **Jh** ($\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$), диопсид и марганцевый **Cpx канюит** ($\text{MnMgSi}_2\text{O}_6$). Полные или существенные ряды твердых растворов дают натровые пироксены эгирин **Aeg** ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$) и жадеит **Jd** ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$). Изоморфные серии образуются между рядами **En–Fs**, с одной стороны, и **Di–Hed** с другой, между рядами **Di–Hed** и **Aeg–Jd**. Только литиевый пироксен сподумен **Spd** ($\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$) не образует изоморфных рядов и серий и может содержаться в других пироксенах лишь в незначительных количествах. Некоторые конечные миналы, хотя и встречаются в заметных количествах (до 40 мол. %), не образуют самостоятельных минералов. Это кальциево-алюминевая и кальциево-железистая молекулы Чермака $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ и $\text{CaFe}^{3+}_2\text{SiO}_6$, соответственно, дающие минералы – сложные твердые растворы фассаит **Fst** и феррифассаит, а также присутствующие в сложных сериях пижонита **Pgt** и авгита **Aug**. Классификационная диаграмма (рис. 41) упрощенно показывает соотношения между магниезиально-железистыми и кальциевыми пироксенами без

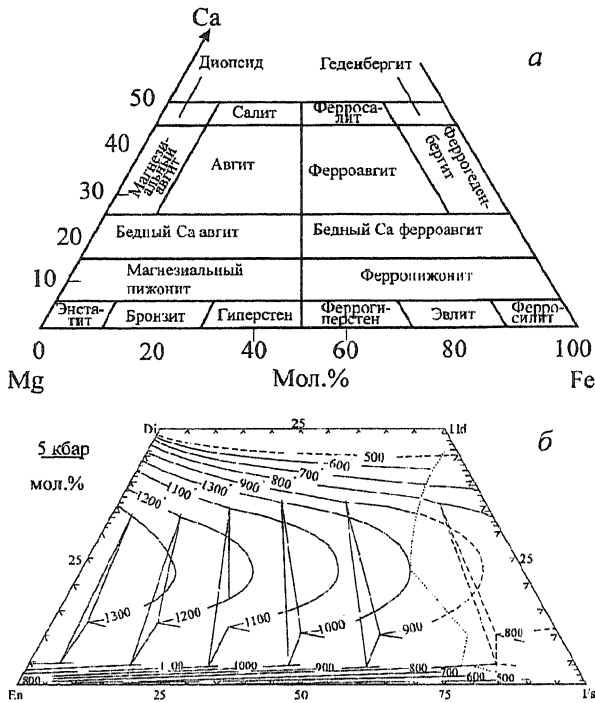


Рис. 41. (а) Номенклатура пироксенов в системе $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si}_2\text{O}_6$ [Винчелли, Винчелл, 1953] с добавлениями И.В.Гинзбург [Минералы, III-2, 1981]. (б) Изо-термы распределения составов пироксенов в той же системе с интервалом в 100°C при давлении 5 кбар [Lindsley, 1983]. Треугольники, отвечающие в вершинах сосуществующим ортопироксенам, пижонитам и авгитам, дают возможность оценки температуры тройного или любого парного парагенезиса этих минералов с интерполяцией между стоградусными интервалами. Крайнее правое поле, отделенное пунктирной линией – экстраполяция.

учета вхождения Al и Fe^{3+} содержащих минералов в пижониты и авгиты. Рисунки 42 и 43 учитывают вхождение молекул Чермака в изоморфные серии кальциевых пироксенов, а рисунок 44 – изоморфные серии эгирин-диопсид-геденбергита и омфациита между натровыми и кальциевыми пироксенами. Титан может входить в состав Sr_x в виде минерала $\text{CaTi}^{3+}\text{AlSiO}_6$ в небольших количествах (иногда до 10–15 мол.% в титанавгитах и титанфассаитах). Хром присутствует в некоторых Sr_x в форме минерала $\text{CaCr}^{3+}\text{AlSiO}_6$ или в форме юрейтового минерала $(\text{NaCr}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6)$. Небольшие содержания калия могут принадлежать минералам KAlSi_2O_6 и KFeSi_2O_6 , а избыточный (по отношению к количеству анионов) SiO_2 может входить в решетку Sr_x в виде молекулы Эскола $\text{Ca}_{0,5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$.

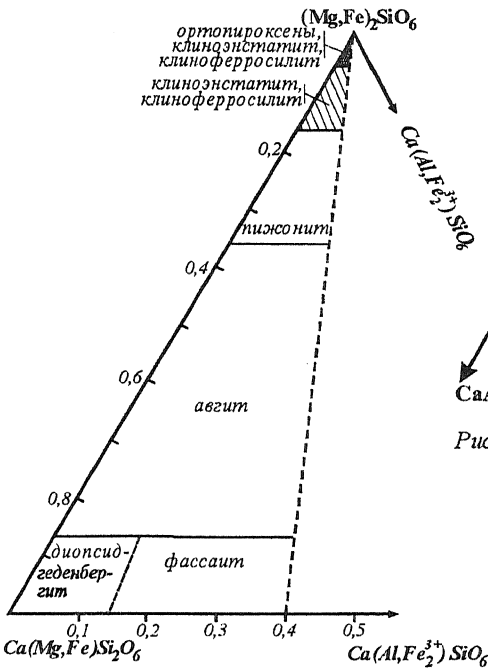


Рис. 42. Номенклатура пироксенов в системе $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{CaAl}_2\text{SiO}_6 - \text{CaFe}^{2+}\text{SiO}_6$.

Рис. 44. Номенклатура клинопироксенов в системе $(\text{Ca, Mg, Fe}^{2+})\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{NaAlSi}_2\text{O}_6 - \text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$ Минералы, III-2, 1981]

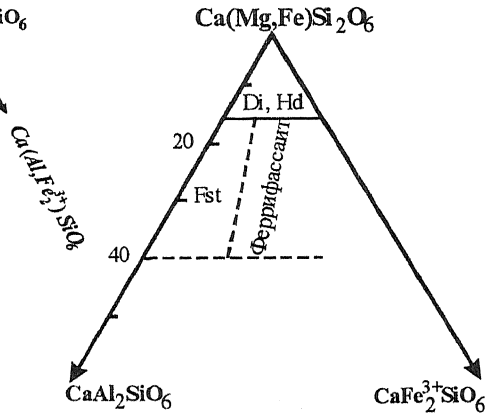
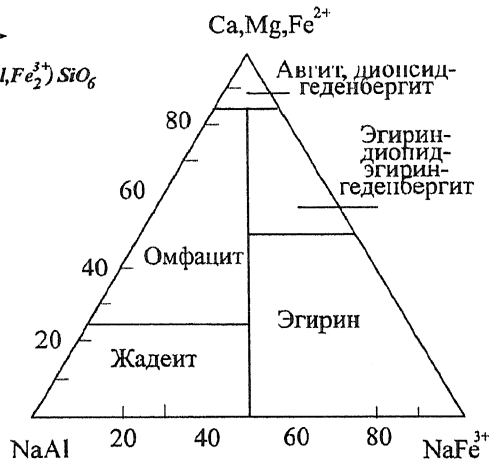


Рис. 43. Схема соотношений составов фассаита и феррифассаита с диопсид-геденбергитовым рядом.



Все пироксены имеют ряд общих свойств, позволяющих уверенно диагностировать группу под микроскопом. Это прежде всего два направления совершенной спайности, пересекающиеся вдоль удлинения (оси c) и образующие между собой почти прямой угол ($87-89^\circ$) и высокое до очень высокого светопреломление (рельеф). Плоскости спайностей соответствуют граням призмы $\{210\}$ (для Орх) и $\{110\}$ (для Срх). Они весьма характерны в поперечных сечениях (рис. 45).

Рис. 45. Спайность диопсида в сечении, перпендикулярном оси *c*. Зарисовка фрагмента шлифа пироксеновых скарнов месторождения Таежное. Увел. 20^x



4.1.1. Ромбические пироксены

Магнезиально-железистые пироксены $(\text{Mg, Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$ главное распространение в природе имеют как ортопироксены и очень редки в моноклинной модификации.

Ортопироксены встречаются в виде сплошных кристаллических масс различной крупности зерен, в виде пойкилокристаллов, фенокристаллов, порфиробласт, пойкилобласт и неправильных выделений в интерстициях, прорастаниях. Их зерна могут быть изометричны, но чаще вытянуты по оси *c*.

Диагностические свойства конечных членов ортопироксенового ряда представлены в таблице 17.

Таблица 17

Диагностические свойства ортопироксенов

	Энстатит (Fs_{0-12})	Ферросилит (Fs_{88-100})
n_p	1,650–1,662	1,755–1,768
n_m	1,653–1,671	1,763–1,770
n_g	1,657–1,680	1,772–1,788
$n_g - n_m$	0,007–0,011	0,018–0,020
(+) $2V$	55–90°	90–55°
Дисперсия	$g < v$ слабая до умеренной	$g < v$ сильная
Ориентировка	$N_p = [010]$; <i>пл. о. о.</i> (100) (рис. 46)	
Спайность	по {210} совершенная, отдельность по (100) и (010) Тонкое полисинтетическое двойникование иногда отмечается по плоскости (100). Углы погасания между двойниковыми пластинами достигают нескольких градусов.	
Плотность, г/см^3	3,209	3,96
Цвет	бесцветный	красноватый и зеленоватый
Плеохроизм	отсутствует	По N_p светлый красновато-бурый, красновато-фиолетовый, розовый, по N_m светлый зеленовато-бурый, светло-бурый, желтый, по N_g светло-зеленый, дымчато-зеленый, зеленый

Рис. 46. Оптическая ориентировка минералов ортопироксенового ряда. *a* – энстатит; *б* – ферросилит [Дир и др., 1965].

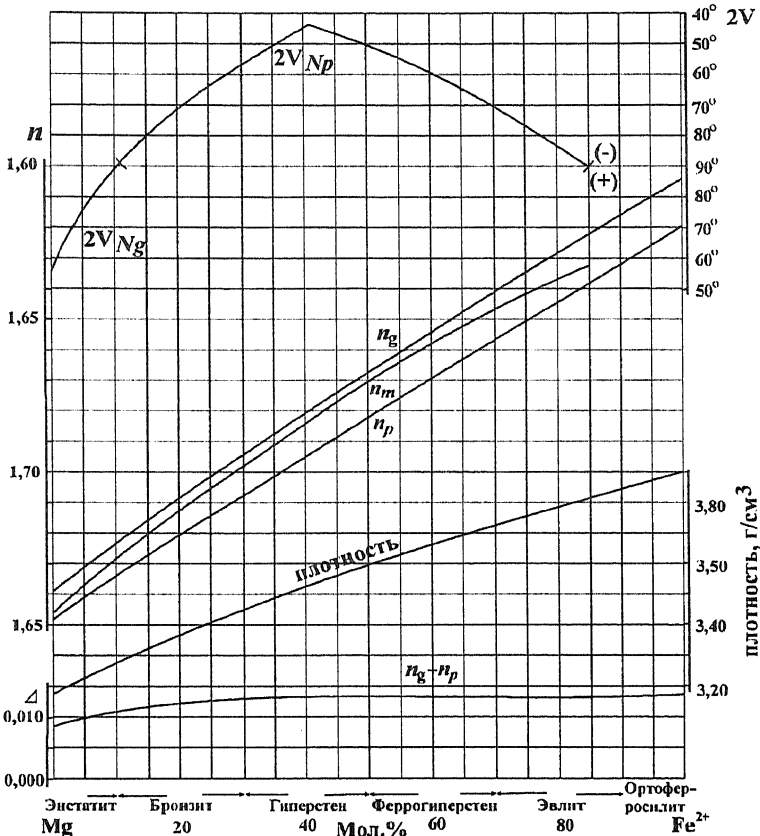
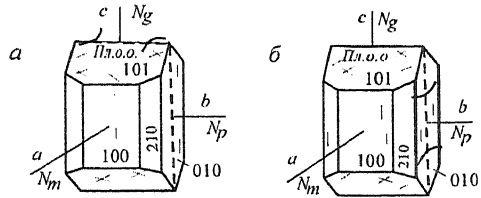


Рис. 47. Диаграмма “состав-свойства” для минералов ортопироксенового ряда [Треггер, 1958].

Промежуточные члены ряда – бронзит (Fs_{12-30}), гиперстен (Fs_{30-50}), феррогиперстен (Fs_{50-70}), эвлит (Fs_{70-88}). Они все, в отличие от крайних членов, оптически отрицательны с минимальным $2V$ около 50° для состава Fs_{50} (рис. 47). Дисперсия около N_g меняется в серии дважды, с $g < v$ на $g > v$ у состава

ва En_{50} и обратно у состава En_{80} . Интенсивность окраски и плеохроизма, в общем, повышается с увеличением содержания Fs. Однако причина окраски, по-видимому, зависит от обычно большего содержания Fe^{3+} и Ti в железистых членах ряда. Названия происходят: энстатит от греческого “энстатес” – оппонент, в связи с огнеупорностью; бронзит от бронзового отлива на плоскостях спайностей; гиперстен от греческих “зипер” – сверх и “стенос” – прочность, из-за большей твердости в сравнении с похожей на него роговой обманкой; эвлит назван по горной породе (эвлизит), в которой описан.

Диагностическими признаками Орх в шлифах являются сравнительно высокий рельеф, особенно в железистых разновидностях, 2V и дисперсия, позволяющие в сочетании с рельефом и силой весьма характерного плеохроизма оценивать приблизительный состав. Характерно прямое погасание в отношении совершенных спайностей и положительное удлинение. Следует помнить, однако, что в сечениях, косых по отношению к плоскостям спайности или поперечных двум плоскостям спайности, погасание будет косым. Для измерений нужны удлиненные сечения с наиболее четкими следами спайности.

Химизм. Типичные химические анализы ортопироксенов приведены в таблице 18. Наиболее существенными структурными примесями являются Al_2O_3 (до нескольких мас.%, максимально до 12% в парагенезисе с силлиманитом и пиропом в сланце), Fe_2O_3 и CaO (обычно менее 1%), MnO, TiO_2 (десятые доли процента). В Орх ультрабазитов и (в меньшей мере) базитов обнаруживаются также Cr и Ni (десятые и сотые доли процента, соответственно).

Характерны очень тонкие, ориентированные вдоль спайностей пластинчатые включения клинопироксена, рудных минералов и сплод.

Изменения. Характерно замещение ортопироксенов ортоамфиболами и куммингтонитом. В низкотемпературных условиях часто возникают тонкозернистые псевдоморфозы ориентированного талька с магнетитом по ортопироксену. Типично также замещение серпентином (также с примесью магнетита). В отличие от весьма характерных петельчатых псевдоморфоз серпентина по оливиноу, серпентин по ортопироксену ориентирован, образуя характерные, так называемые *баститовые* агрегаты. Довольно характерно псевдоморфное гомоосевое замещение энстатита и бронзита диопсидом в случаях регрессивного процесса, идущего с повышением химической активности CaO. При этом в диопсиде образуется тонкая четкая диааллаговая отдельность, похожая на весьма совершенную спайность.

Отличия от оптически сходных минералов. От клинопироксенов ортопироксены отличаются прямым погасанием и низким двупреломлением. От ортоамфиболов отличаются почти прямым (пироксеновым) углом между плоскостями спайности. От кианита отличаются прямым погасанием к удлинению и спайностям.

Таблица 18
Химические анализы ортопироксенов [Дир и др., 1965]

	1	2	3	4
SiO ₂	59,92	55,20	53,18	52,22
TiO ₂	—	0,22	0,21	0,08
Al ₂ O ₃	0,00	1,50	3,08	0,43
Fe ₂ O ₃	0,00	0,84	0,25	0,70
Cr ₂ O ₃	—	0,07	—	—
FeO	0,38	11,86	18,05	25,91
MnO	—	0,28	0,41	0,83
NiO	—	0,07	—	—
MgO	39,51	28,14	23,26	18,54
CaO	0,32	1,93	2,09	1,28
Na ₂ O	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	0,30	—	—
H ₂ O ⁻	—	0,06	0,20	—
Сумма	100,13	100,47	100,73	99,99
Кристаллохимические коэффициенты				
Si	2,004	1,964	1,937	1,989
Al	—	0,036	0,063	0,011
Al	—	0,026	0,069	0,009
Ti	—	0,006	0,006	0,002
Fe ³⁺	—	0,022	0,007	0,020
Cr	—	0,002	—	—
Mg	1,969	1,492	1,262	1,053
Ni	—	0,002	—	—
Fe ²⁺	0,011	0,353	0,550	0,826
Mn	—	0,008	0,013	0,027
Ca	0,011	0,073	0,082	0,052
Na	—	—	—	—
K	—	—	—	—

Анализ 1 – энстатит из метеорита, Шэллоуотер, Техас; 2 – бронзит из норита, Стилуотерский комплекс, Монтана; 3 – гиперстен из вкрапленников в авгит-гиперстеновом андезите, вулкан Акаги, Япония; 4 – гиперстен из вкрапленников в авгитсодержащем гиперстеновом даците, Хирогава, Япония.

Парагенезисы. Ортопироксены достаточно высокотемпературными и могут образоваться только в среде, недосыщенной кальцием. В парагенезисе с ортопироксеном могут быть из кальциевых минералов только клинопироксены, амфиболы, основной плагиоклаз и основной скаполит. Минералы с более высоким содержанием кальция в парагенезисе не отмечаются. С кальцитом или доломитом, а также с ангидритом парагенезис ортопироксена невозможен. При повышенной кальциевости среды ортопироксены уступают место клинопироксенам. Ферросилит практически не встречается в природе. Известны лишь составы не более Fs₉₀₋₉₂ в эвлизитах. Вместо ферросилита стабилен парагенезис фаялит (Fe₂SiO₄)+кварц. Два типа парагенезисов ортопироксенов определяются по от-

ношению к химической активности SiO_2 . Весь ряд ортопироксенов дает устойчивый парагенезис с кварцем, и потому ортопироксены стабильны в кислых магматических и метаморфических породах, дефицитных по кальцию. С другой стороны, весь ряд ортопироксенов стабилен и в ассоциации с рядом оливина, т.е. в ультраосновных и основных магматических и метаморфических породах, недосыщенных кремнеземом и кальцием. Ограничения на парагенезисы Орх вносят температура. Ортопироксены магнезиальные в природных условиях стабильны в разных парагенезисах при температуре выше $550\text{--}700^\circ\text{C}$, при более низких температурах стабильны парагенезисы форстерита, антофиллита и магнезита. С повышением железистости Орх нижний температурный предел его стабильности понижается по крайней мере до $450\text{--}500^\circ\text{C}$.

Ортопироксены могут образоваться при распаде более высокотемпературного клинопироксена – пироксена. При этом в матрице ортопироксена выделяются параллельные пластинки кальциевых клинопироксенов – авгита либо диопсида, имеющих косое погасание. Обычно такие прорастания распространены в метабазитах.

Таким образом, ортопироксены могут быть встречены в разнообразных высокотемпературных породах, обедненных кальцием (но не в породах высокой натровой щелочности, где вместо Орх стабильны Srх , богатые эгириниом). В кислых породах, также бедных кальцием и другими основаниями, они более редки и, как правило, более железисты. В гранитоидах ортопироксены представлены составами от гиперстена до эвхита, что обусловлено повышенными температурами кристаллизации, повышенной химической активностью K_2O в магме и восстановительной обстановкой. Эти условия стабилизируют парагенезис ортопироксена с ортоклазом (и редуцируют поле стабильности биотита). Гранитоидные породы с парагенезисом кварц-ортоклаз-гиперстен (±плагноклаз, клинопироксен) называют чарнокитами. В средних эффузивах (в некоторых оливиновых андезитах и дацитах) встречается ортопироксен в виде вкрапленников и микровкрапленников, имеющих состав от бронзита до гиперстена.

Являясь одним из характерных минералов базитов, ортопироксены всего ряда являются главной составляющей норитов, вместе с клинопироксеном образуют темноцветную основу габбро-норитов, присутствуют в небольших количествах в габбро-пикрите, в пироксенитах, перидотитах. Магнезиальные Орх присутствуют в гарцбургите, лерцолите и вебстерите, в небольшом количестве могут находиться в анортозите и дуните. В перидотите (лерцолите) энстатит может находиться в разных парагенезисах в зависимости от глубины кристаллизации магмы. В наиболее глубинных условиях (алмазная фация глубинности в мантии, ~ 50 кбар и выше) энстатит находится в парагенезисе с пироповым гранатом. С ними могут также сосуществовать форстерит, диопсид, хромит и алмаз. При уменьшении давления (засты-

вании магмы на более высоких уровнях) порода становится шпинелевым лерцолитом. При дальнейшем понижении давления возникает ассоциация ортопироксена с плагиоклазом (образуются плагиоклазовые лерцолиты).

В телах или нодулях (включениях, ксенолитах) мантийных пород (ультрабазитов) или в ксенокристаллах среди базитов Орх может быть обогащен алюминием, так как повышение давления способствует растворению Al_2O_3 в Орх вплоть до глубин шпинелевых лерцолитов. В пироповых лерцолитах глинозем может из пироксенов перераспределяться в гранат.

В метаморфических породах наиболее характерно появление ортопироксена в гранулитовой фации метаморфизма, где повышены температуры ($750^\circ C$ и более) и давления (не менее 5–7 кбар). Здесь Орх появляется в телах чарнокитовых гранитов и эндрбитов, в чарнокитовых гнейсах и метапелитах, бедных кальцием и обогащенных магнием (гиперстеновые плагиогнейсы, двупироксеновые кристаллические сланцы и др.). Орх нередко встречается в кварцитах и гнейсо-кварцитах гранулитовой фации. Типичными ассоциациями здесь являются Орх + силлиманит (вместо более низкотемпературного кордиерита), Орх + *санфурин*. В железистых кварцитах и эвлизитах гранулитовой и амфиболитовой фаций развиты железистые члены ряда Орх, ассоциирующие с железистыми клинопироксенами и амфиболами, фаялитом. Надежное отличие высокотемпературной фации метаморфизма ($T \sim 750^\circ C$) от более низкотемпературной амфиболитовой, устанавливается по силлиманит-ортопироксеновому и ортоклаз-ортопироксеновому парагенезисам. Сами ортопироксены в ассоциациях с кварцем, плагиоклазом, биотитом, клинопироксеном, кордиеритом могут возникнуть или сохраниться и при более низких температурах, в амфиболитовой фации, преимущественно в метабазитах.

В парагенезисах более низкотемпературных фаций метаморфизма, начиная с эпидот-амфиболитовой фации, ортопироксены могут встречаться лишь как реликтовые, метастабильные минералы.

В высокотемпературных зонах контактового метаморфизма могут встречаться Орх различного состава.

Орх не образуется ни в метаморфических, ни в контактово-метасоматических породах, связанных с карбонатными породами кальцитового и доломитового состава, но весьма типичны для высокотемпературных парагенезисов, связанных переходами к магнезитам. В таких ультрамагнезиальных породах развит крайне магнезиальный член ряда – энстатит. В зависимости от концентрации H_2O и CO_2 во флюиде при повышении температуры парагенезисы с энстатитом могут появиться вместо форстерит-антофиллитового парагенезиса или вместо антофиллит-магнезитового парагенезиса, либо сменить тальк-магнезитовый парагенезис. В скарнах, развитых по магнезиту, энстатитовая или шпинель-энстатитовая зона может достигать нескольких

метров, а кристаллы энстатита десятков сантиметров. В сторону магнезита она сменяется форстеритовой (клиногумитовой) ± шпинель зоной и далее – магнезитом.

В лунных породах и каменных метеоритах преобладают магнезиальные члены ряда Орх от почти чистого энстатита до гиперстена. Они встречаются как породообразующий минерал, образуя хондры, и в основной массе метеоритов, реже встречаются в каменно-железных метеоритах. В лунных образцах они широко представлены как в брекчиях, так и в реголите. Имеется единичная находка эвлита в обломке лунной породы.

4.1.2. Моноклинные пироксены

Клинопироксены (Срх) представляют собой наиболее распространенную группу минералов в магматических и высокотемпературных метаморфических породах разного состава. Ряд свойств, определяемых под микроскопом, отличает их от ортопироксенов. Как и ортопироксенам, им свойственны высокий до очень высокого рельеф и “пироксеновая” спайность по призме $\{110\}$, почти под прямым углом. Для них характерны также отдельности по (100) и (010) , вызываемые тонкими ориентированными пластинчатыми вростками других минералов. Главное отличие от Орх состоит в косом погасании, которое варьирует для разных видов Срх от малых и больших положительных углов $c:N_p$ до малых отрицательных $-c:N_p$. Клинопироксены нередко сдвойникованы (простое и полисинтетическое двойникование) по (100) и (001) с большими углами погасания между индивидами.

Магнезиальные клинопироксены представляют собой моноклинные полиморфы магнезиальных ортопироксенов, образующие изоморфный ряд клиноэнстатит-клиноферросилит. При температурах свыше 1000°C ортопироксены переходят в клинопироксены этого ряда. Они встречаются редко, обнаруживаются в шлаках и синтетических продуктах, и в метеоритах. Считается, что клиноэнстатиты образуются из протоэнстатита под действием температурного поля и/или стресса – под действием стрессовых напряжений образуются пластинчатые прорастания орто- и клиноэнстатита. Моноклинные полиморфы формируют серии твердых растворов с рядом моноклинных пироксенов $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$ и $\text{Ca}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{SiO}_6$ (молекула Чермака), содержат до 15 мол. % кальциевых составляющих, образуя клинопироксен пижонит. Имеются и более редкие, вероятно, метастабильные, полиморфы ортопироксенов, но они не распространены в природе.

Моноклинные магнезиальные пироксены ряда также достаточно типичны для каменных метеоритов и обнаруживаются в лунных породах. Они встречаются внутри крупных зерен Орх или образуют с ними пластинчатые прорастания.

Ряд диопсида (Di) $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ – геденбергита (Hed) $\text{CaFe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$.

Промежуточные члены ряда салит ($\text{Di}_{80}\text{Hed}_{20}$ – $\text{Di}_{50}\text{Hed}_{50}$) и ферросалит ($\text{Di}_{50}\text{Hed}_{50}$ – $\text{Di}_{20}\text{Hed}_{80}$) имеют непрерывные переходы с конечными членами ряда. Названия происходят: диопсид – от латинского *dua* – два и греч. *опсис* – облик, из-за различия в габитусе; салит по местности; геденбергит в честь химика Геденберга, описавшего его. Встречается в зернистых массах, призматических изометричных или удлинённых кристаллах, игольчатых и сноповидных и радиально-лучистых агрегатах, интерстиционных выделениях.

Химизм. Химические анализы ряда представлены в таблице 19. Кальций структурно занимает позицию X [или M(2)], Mg и Fe^{2+} – позицию Y [или M(1)], Si – Z [или T]. В природе широко развиты пироксены как чистого ряда, так и с примесью других Срх. Обнаруживаются примеси MnO и ZnO (до нескольких мас.%), Al_2O_3 (до 7%), Fe_2O_3 (до неск. %); Cr_2O_3 (до 2%, хромдиопсид); TiO_2 (до 2%), Na_2O (до 2%), K_2O (до 0,7%). Примесь Al, Fe^{3+} (полностью или частично) и Tl^{3+} определяется вхождением этих компонентов вместо Mg и Fe^{2+} в позиции M(1) с одновременным компенсирующим замещением ими же и кремнезема в позиции T. Cr_2O_3 может, как и другие трехвалентные катионы, одновременно замещать Mg и Si, а в высокобарных условиях – в виде юреитового компонента $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$, составляя до 70 мол. % во включениях Срх в алмазах. Примесь Na_2O (с Al или Fe^{3+}) связана с вхождением жадеита и эгирина, соответственно. 0,2–1,6 мас. % K_2O входит исключительно в виде высокобарного минала KAlSi_2O_6 .

Изменения. Регрессивные изменения могут быть выражены замещением пироксенов ряда амфиболами актинолитового ряда, реже хлоритами.

Отличия от оптически сходных минералов. Оптические свойства ряда представлены в таблице 20 и на рисунках 48, 49. От других Срх минералы Di–Hed ряда отличаются отсутствием или слабостью окраски в шлифах, умеренностью или слабостью дисперсии оптических осей, положительным углом погасания в 40–45°. По всем этим свойствам они трудно отличимы от жадеита, имеющего, однако, умеренный рельеф и более низкое двупреломление. Некоторую трудность для начинающего наблюдателя в шлифах может представлять хорошо развитая “диаллаговая” отдельность по (100), вызываемая ориентированными вростками примесных минералов и очень похожая на совершенную спайность {110}. Углы между этой отдельностью и спайностью образуют около 54°, напоминая сечение амфиболов.

Парагенезисы. Ряд Di–Hed развит во многих магматических и метаморфических породах, но в чистом виде преимущественное развитие получил в контактовых метасоматитах. Диопсид характерен для постмагматических магнезиальных скарнов, тогда как салитовые составы до геденбергита типичны для известковых скарнов и более поздних стадий их оруденения. Диопсид и

Таблица 19

Химический состав бедных глиноземом кальциевых моноклинных пироксенов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	54,09	50,75	49,03	44,76	50,35	46,76	46,61	40,28	52,43
TiO ₂	0,28	0,38	—	—	0,55	2,96	1,18	3,85	0,37
Al ₂ O ₃	1,57	1,33	0,86	1,7	2,23	6,26	3,47	10,3	4,16
Fe ₂ O ₃	0,74	4,41	4,22	Сл.	1,14	1,45	0,9	5,35	2,66
Cr ₂ O ₃	2,03	—	—	—	—	—	—	—	1,06
ZnO	—	—	7,14	—	—	—	—	—	—
FeO	1,47	10,69	3,95	19,27	21,12	8,92	20,18	7,92	3,53
MnO	0,09	0,36	7,91	6,22	0,38	0,16	1,11	—	0,12
NiO	0,03	—	—	—	—	—	—	—	0,08
MgO	16,96	9,53	5,81	3,25	20,03	12,07	7,27	7,78	18,19
CaO	21,10	21,82	19,88	22,20	4,5	20,34	17,24	23,57	16,56
Na ₂ O	1,37	0,94	—	0,14	—	0,43	1,04	0,36	0,96
K ₂ O	0,15	0,03	—	—	—	0,28	0,27	—	0,07
H ₂ O ⁺	0,22	0,02	0,70	0,17	—	—	0,42	0,19	0,09
H ₂ O ⁻	0,08	0,03	0,60	—	—	0,89	0,04	—	0,11
Сумма	100,18	100,29	100,10	97,71	100,3	100,52	99,73	99,6	100,39
Количества ионов в пересчете на 6 (O)									
Si	1,961	1,937	1,976	1,883	1,895	1,768	1,859	1,565	1,895
Al	0,039	0,060	0,023	0,084	0,099	0,232	0,141	0,435	0,105
Al	0,029	—	0,017	—	—	0,047	0,021	0,037	0,072
Ti	0,008	0,011	—	—	0,016	0,084	0,035	0,112	0,010
Fe ³⁺	0,020	0,126	0,127	—	0,033	0,041	0,026	0,156	0,072
Cr	0,058	—	—	—	—	—	—	—	0,030
Mg	0,917	0,542	0,347	0,204	1,123	0,680	0,432	0,450	0,980
Ni	0,001	—	—	—	—	—	—	—	0,002
Fe ²⁺	0,045	0,341	0,133	0,678	0,665	0,282	0,673	0,257	0,107
Mn	0,003	0,012	0,269	0,222	0,012	0,005	0,037	—	0,004
Ca	0,82	0,892	0,855	0,999	0,181	0,824	0,737	0,981	0,641
Na	0,096	0,07	—	—	—	0,031	0,080	0,027	0,067
K	0,007	0,001	—	—	—	0,014	0,014	0	0,003
X _{Mg}	50,800	28,300	20,000	9,700	55,800	37,100	22,800	24,400	54,300
X _{Fe}	3,800	25,000	30,600	42,800	35,200	17,900	38,600	22,400	10,100
X _{Ca}	45,400	46,700	49,400	47,500	9,000	45,000	38,600	53,200	35,600

Анализы 1–3, 5, 7–9 [Дир и др., 1965]; анализы 4, 6 [Минералы, III-2, 1981]: 1 – хромистый диопсид из кимберлита, Ю. Африка; 2 – салит из ксенолита в диорите, Гленмор, Шотландия; 3 – цинковый ферросалит из скарна, Франклин, Нью-Джерси, США; 4 – марганцовистый геденбергит из скарна, Кармазар, Таджикистан; 5 – пизонит из оливнивого габбро, Скаергард, Гренландия; 6 – авгит из долерита, Сахалин; 7 – ферро авгит из сиенита, Ю-3 Африка; 8 – титанаугит из мелилит-нефелинового долерита, Скоут Хилл, Шотландия; 9 – хромистый авгит из оливин-клинопироксеновых нодулей в меллилитовом базальте, Хофгайсмар, Германия.

салит встречаются в метаморфических карбонатных и карбонатно-силикатных породах, в некоторых метабазитах амфиболитовой фации. Хромистый диопсид характерен для глубинных перидотитов и клинопироксенитов,

Таблица 20

Диагностические свойства пироксенов диопсид-геденбергитового ряда

	Диопсид	Геденбергит
n_p	1,664	1,732
n_m	1,672	1,730
n_g	1,694	1,757
$n_g - n_p$	0,030	0,025
(+)2V	50-60°	52-62°
Дисперсия	$\gamma > \text{слаб.}$	$\gamma > \nu \text{ сильн.}$
$c:N_g$	38-46°	47-48°
Ориентировка	$N_m = b$, <i>пл. о.о.</i> (010) (рис. 48)	
Плотность, г/см ³	3,52	3,56
Цвет в шлифе	бесцветный	от бесцветного до слабо буровато-зеленого
Психоизм	отсутствует	отсутствует или слабый

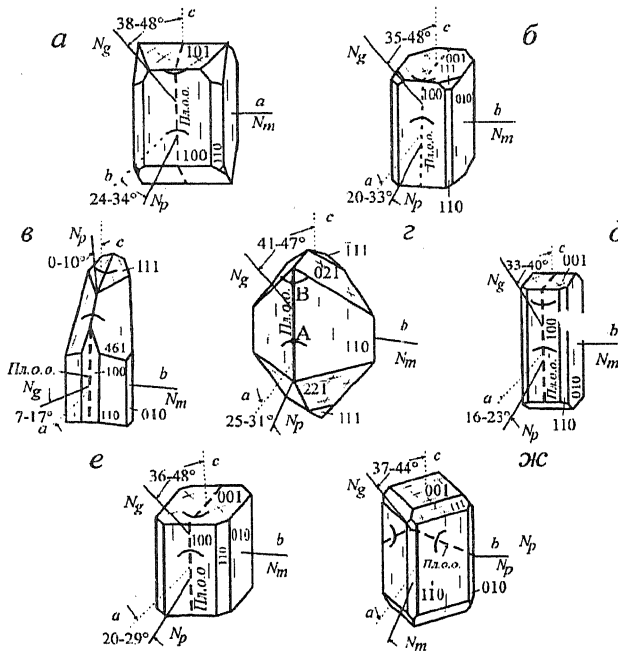


Рис. 48. Оптическая ориентировка минералов подгруппы моноклинных пироксенов. а – диопсид-геденбергит; б – авгит; в – эгирин; з – фассант; д – жадеит; е – омфациит; жс – пижонит [Дир и др., 1965].

Сг входит в состав клинопироксена в виде юреитового ($\text{NaCa}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$) высокобарного минерала. Он встречается в виде ксенокристаллов и в глубинных включениях в базальтах и кимберлитах. Хромдиопсид известен и как контактово-

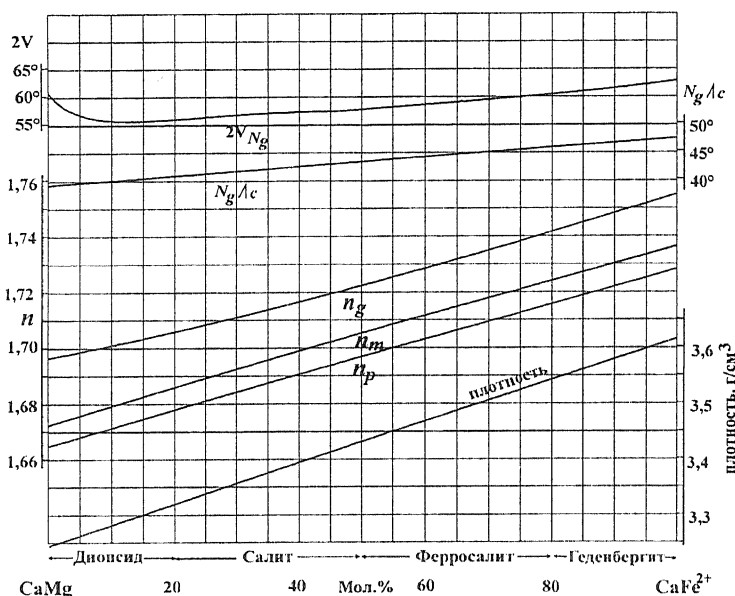


Рис. 49. Диаграмма "состав-свойства" для пироксенов диопсид-геденбергитового ряда. [Треггер, 1958].

метасоматический минерал, образованный при воздействии более поздних кислых интрузивов на богатые хромом ультрабазиты. Здесь хром изоморфно замещает часть алюминия молекулы Чермака. Диопсид-салитовый пироксен встречается в субщелочных гранитах и некоторых пегматитах.

Иогансенит (Jh) $\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$ назван в честь проф. А. Иоханнсена (США).

Характерны длиннопризматические кристаллы и сплошные крупнозернистые массы. В свежем сколе бесцветный, чаще голубой, синий, зеленоватый, розовый. На свету на воздухе быстро (несколько часов) окисляется с поверхности, теряя прозрачность и покрываясь бурой пленкой.

Примесь MnO в клинопироксенах связана главным образом со смесимостью с иогансенитовой молекулой ($\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$). Растворимость иогансенита повышается с увеличением железистости пироксенов. С ферросалитами и геденбергитами она неограничена, вплоть до того, что наиболее чистые геденбергиты всегда содержат несколько мас.% MnO . Здесь проявляется, в основном, схема изоморфизма $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mn}^{2+}$. С диопсидом может быть развит изоморфизм другого рода: $\text{Ca} \rightarrow \text{Mn}$, т. е. между диопсидом и редким марганцевым клинопироксеном *канотом*, $\text{MnMgSi}_2\text{O}_6$ [Казаченко, 1978]. Изоморфизм между магнием и марганцем в клинопироксенах, как и в других минералах, незначителен. Между иогансенитом и геденбергитом существует полный изоморфный ряд,

тогда как изоморфизм между Jh и Di незначителен. *Каноит* ($MnMgSi_2O_6$), вероятно, может образовать непрерывный изоморфный ряд (но уже $Ca \rightarrow Mn$), с диопсидом, образуя недосыщенные кальцием пироксены, что их роднит с пижонитом и авгитом.

В шлифах Jh бесцветен или слабоокрашен. $n_g=1,725-1,740$; $n_m=1,706-1,721$; $n_p=1,697-1,713$; $n_g-n_p=0,023-0,035$; $c:N_g=43-52^\circ$; $(+)2V=58-72^\circ$; дисперсия $r>v$ и $r<v$. Плотность $3,37-3,54$ г/см³. Оптические свойства близки к геденбергиту, а потому оптическая оценка марганцовистости S_{rx} практически нереальна. Иогансенит является сравнительно низкотемпературным минералом и встречается среди скарнов и скарновых руд стадий кислотного выщелачивания и поздней щелочной, с температурой образования около $300^\circ C$. Он встречается также в гидротермальных жилах, сопровождающих полиметаллические руды в ряде рудных районов. Среди парагенных с ним минералов наиболее обычны *родонит* и бустамит, а также марганцевый кальцит или тефроит, обычны сульфиды. Образование иогансенита возможно в бедной кислородом обстановке, например, при высокой химической активности H_2S , когда железо силикатов извлекается образующимися сульфидами и образуется кварц.

Серия пижонита (Pgt) – ферропижонита составлена, в основном, магнезиально-железистыми S_{rx} , в которых содержание кальциевых S_{rx} Di-Hed ряда ($\pm Ca$ -молекул Чермака) составляет 5–17 мол.%. Название пижонит дано по местности Pigeon Point (США). Химический состав типичного пижонита приведен в таблице 19. Кристаллы и зерна пижонитов призматические, округлые, удлиненные по оси c или уплощенные. Плотность $3,30-3,46$ г/см³. Под микроскопом бесцветный до светло-зеленовато-бурого. Плеохроизм отсутствует или слабый от светло-зеленого по N_g до бледно-зелено-бурого по N_m и розоватого по N_p ($N_g > N_m >> N_p$). Характерен малый положительный $2V$ от 0 до 36° дисперсия $r<v$ и $r>v$. Плоскость оптических осей в одних пижонитах $\perp (010)$ $N_p=b$, в других – $\parallel (010)$, $N_m=b$ (см. рис. 48). При нулевом значении $2V$ пижонит становится как бы оптически одноосным (но с косым погасанием). Именно в этом положении происходит смена плоскости оптических осей. $c:N_g=30-45^\circ$. $n_g=1,710-1,742$; $n_m=1,686-1,714$; $n_p=1,686-1,714$; $n_g-n_p=0,021-0,040$. Пижонит в ряду пироксенов отличается малыми положительными углами $2V$.

Изменения. Нередки сростания и пластинчатые прорастания с Орх или авгитом или их псевдоморфозы, образующиеся при распаде более кальциевого пижонита с понижением температуры.

Парагенезисы. Пижонит очень высокотемпературный минерал. Он образуется вместо ассоциации Орх с кальциевыми S_{rx} при температурах выше $1000^\circ C$, однако при еще более высокой температуре он преобразуется в ортопироксен с переходом части кальция в другие фазы. Как и ортопироксены, пижонит недосыщен кальцием и в богатой кальцием среде сменяется клинопироксе-

ном. Высокая температура, магнезиально-железистый состав при недостатке кальция предопределяет обстановку появления пижонита. Он характерен для вулканических и субвулканических производных толеитовой магмы повышенной магнезиальности и/или кремнеземистости и пониженной кальциевости. В породах повышенной кремнеземистости (дациты, кварцевые долериты) развиты более железистые пижониты, чем в основных базальтах и долеритах. Пижонит редко встречается в метаморфических породах. Известен он в породах формации железистых кварцитов, образуясь в прогрессивную стадию, но более обычен при регрессивном изменении и распаде (возможно метастабильном) ортопироксена или авгита. В метеоритах, преимущественно каменных (эвкриты, говардиты, хондриты, углистые хондриты, уреилиты), пижонит обычно представлен железистыми разновидностями. В лунных породах – это главный породообразующий пироксен и развит в базальтах, габброидах, анортозитах.

Серия авгита (Aug) $(Ca, Mg, Fe^{2+}, Na)(Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+})[Si, Al]_2O_6$. Название от греч. *αυγε* – блеск, из-за сильного блеска на плоскостях спайности. Наиболее распространен в магматических горных породах среднего и основного состава. Присутствует в виде фенокристаллов, мегакристаллов, гломерокристов, идиоморфных зерен, интрегипционных выделений, в основной массе, пластинок распада в пижоните. Нередко его кристаллы в вулканических породах имеют структуру песочных часов. Выделяют разновидности: ферроавгит, ферриавгит, титанавгит, субкальциевый авгит. Химические анализы типичных авгитов приведены в таблице 19. Серия авгита включает как основу кальциевые пироксены ряда диопсид-геденбергит, находящиеся в твердом растворе с магнезиально-железистыми Sr_x , \pm молекулы Чермака и натровые пироксены. Она занимает промежуточное положение между серией пижонита и Di-Hed рядом (см. рис. 48). По сравнению с Di-Hed рядом авгит всегда недосыщен кальцием (0,36–0,87 форм. ед.), хотя это недосыщение не столь значительно как у пижонитов. Разделение по разновидностям условное: по железистости (ферроавгит больше 0,5 форм. ед. Fe^{2+}) и по кальциевости (субкальциевый авгит 0,36–0,45 форм. ед. Ca). Субкальциевый авгит одновременно может быть и ферроавгитом. Титанавгит содержит несколько мас. % TiO_2 . В шлифе авгиты обычно бесцветны, иногда слабоокрашены в буроватые и зеленоватые тона, без плеохроизма или со слабым плеохроизмом: зеленоватым по N_g и бесцветным или розоватым по N_m и N_p . Титанавгит может быть окрашен в сиреневые и фиолетовые тона со слабым плеохроизмом. Плотность 3,20–3,65 г/см³. Показатели преломления возрастают с возрастанием содержания железа: $n_g=1,704-1,766$; $n_m=1,678-1,745$; $n_p=1,673-1,735$; $n_g-n_p=0,018-0,033$; $c:N_g=39-47^\circ$; $(+)2V=25-62^\circ$; дисперсия $g>v$ слабая, у ферроавгитов и титанавгитов сильная. По интенсивно сине-зеленой окраске в шлифе с сильным плеохроизмом (N_g зеленая, N_m желто-зеленая, N_p сине-зеленая, $N_p>N_g>N_m$) выделяются довольно редкие *ферриавгиты*, т. е. авгиты, бога-

тые окисным железом. Оценка состава авгитов в шлифах оптическими методами практически невозможна за исключением весьма приблизительной оценки железистости по рельефу и силе дисперсии.

Изменения. Наиболее характерное регрессивное изменение авгитов – замещение их амфиболами (уралитом) и хлоритизация.

Отличия от оптически сходных минералов. Авгиты сходны с другими кальциевыми пироксенами. В отличие от диопсид-геденбергитового ряда они часто имеют цветовую зональность и/или зональность по углу погасания. В целом авгитам свойственна более сильная дисперсия оптических осей. Титанавгиты могут отличаться от других авгитов по характерной окраске и сильной дисперсии, но трудно отличимы по этим признакам от титанфассаита. Ферриавгит оптически весьма сходен с феррифассаитом. Различие этих разновидностей – в парагенезисах.

Парагенезисы. Авгиты свойственны, в основном, магматическим породам. В кислых вулканических породах наиболее характерно появление ряда авгита-ферроавгита (недосыщенная кальцием среда, высокая химическая активность кремнезема, повышенная температура и низкое флюидное давление способствуют образованию авгитов вместо биотита или роговой обманки). Авгиты образуются и в интрузивных кислых породах небольших глубин образования. Магнезиальные авгиты развиты в ультраосновных породах, они обычно обогащены хромом. Средней железистости авгиты свойственны основным породам габбро и базальтам и обогащены титаном. Кристаллизация авгита в магме оливиновых габбро идет с увеличением его железистости и уменьшением магнезиальности, сопровождающимися также и уменьшением кальциевости, что вызывает появление в парагенезисе второго S_{rx} – пижонита (по-видимому, существует небольшой интервал несмесимости между пижонитовой и авгитовой серией). При дальнейшей кристаллизационной дифференциации кристаллизация пижонита прекращается, образуется один ферроавгит, заканчивающий кристаллизацию в феррогаббро. Магматические авгиты нередко образуют зональные кристаллы, чаще с “прямой” зональностью, т. е. с увеличением железистости к крайним зонам. Авгиты встречаются и в некоторых метаморфических породах гранулитовой фации (эндербитах, чарнокитах и метабазитах).

Фассаит (Fst) $Ca(Mg, Fe^{2+} Al, Fe^{3+})(Si, Al)_2O_6$.

Название по реке Фасса (Австрия). Минерал представляет твердый раствор магнезиальных членов Di-Hed ряда с 10–30 мол.% Ca-Al молекулы Чермака и несколькими мол.% $CaFe^{3+}_2SiO_6$. Фассаит имеет одинаковое количество кальция с диопсид-геденбергитовым рядом, но недосыщен SiO_2 . В этом его принципиальное отличие от авгита и других пироксенов.

Химические анализы фассаитов приведены в таблице 21. Более глиноземистые фассаиты обычно и более богаты Fe_2O_3 .

плеохроизм практически отсутствует, кроме разностей, богатых титаном и железом одновременно. В этом случае по N_g наблюдаются несколько более густые розовато-бурые или фиолетоватые окраски. Для всех фассаитов, особенно для разностей с высоким содержанием Al_2O_3 (около 8 мас.% и выше) и/или TiO_2 (около 3% и выше) характерна сильная дисперсия оптических осей, так что полного угасания зерна фассаита вблизи оптических осей к осе микроскопа добиться в белом свете нельзя. Вместо погасания появляется аномальная серо-голубая окраска. Оптическая ось В, близкая к оси [001] (выходит в сечениях с двумя спайностями) (рис. 482), диспергирует значительно сильнее оси А, дисперсия может достигать нескольких градусов в монохроматических измерениях, $\gamma > \nu$, редко и только в оси А $\gamma < \nu$. (+)2V меньше, чем в диопсидах, 23–55° и особенно низок в богатых титаном разностях. Показатели преломления близки к диопсидовым: $n_g = 1,710–1,740$; $n_m = 1,690–1,720$; $n_p = 1,695–1,710$; $n_g - n_p = 0,024–0,031$. Угол погасания $c:N_g$, как и в других кальциевых пироксенах, малоинформативен и колеблется в интервале 32–54°.

Изменения. Наиболее ранним изменением фассаита является его замещение диопсидом – в минерале уменьшается количество высокотемпературной Са-АI молекулы Чермака, связывающейся в других глиноземистых минералах (анортит, гроссуляр, паргасит, флогопит). Такое изменение может быть частичным по прожилкам и каймам, полным с очищением зерен образующегося диопсида от других минералов или симплектитовым с множеством мелких включений в диопсиде одного из образующихся глиноземистых минералов.

Отличие от оптически сходных минералов. Наиболее характерными отличительными чертами от других пироксенов является исключительно сильная дисперсия при слабой окраске и слабом или отсутствующем (за исключением титанфассаита) плеохроизме и пониженный 2V. Титанфассаит оптически тождественен титанавгиту. Отличие в парагенезисах.

Парагенезисы. Титанавгит недосыщен кальцием и потому свойственен магматическим породам, титанфассаит недосыщен кремнеземом и свойственен скарнам. Фассаиты типичны для магнезиальных скарнов магматического (наиболее высокотемпературного) этапа образования. Они являются главным минералом шпинель-пироксеновой зоны и отделяются от кварцсодер-

Анализы 1, 2, 5–12 [Дир и др., 1965]; анализы 3, 4 [Минералы, 1981]: 1 – фассаит из магнезиального скарна, Шри-Ланка; 2 – титанфассаит из роговикового ксенолита в норите, Великобритания; 3 – титанфассаит из уррита, Кузнецкий Алатау; 4 – феррифассаит из чарнокитовой серии Побужья, Украина; 5 – фассаит из плагиоклазового пироксенита, Мадагаскар; 6 – эгирин из нефелин-сиенитового пегматита, Шотландия; 7 – эгирин-авгит из ийолитового пегматита Ома Бэй, Кения; 8 – жадеит из Бирмы; 9 – жадеит из серпентинита, Котаки, Япония; 10 – омфацит из эклогита, Гренландия; 11 – омфацит из эклогита, Ваксельсваден, Норвегия; 12 – сподумен из пегматита, Варутрюск, Швеция.

жащих кислых пород зоной плагиоклаз (битовнит-анортит)-пироксеновых пород, пироксен которых беднее молекулами Чермака в силу реакции $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ (Ca-Al молекула Чермака) + $\text{SiO}_2 = \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (анортит). Фассаит встречается и в магматических основных, и ультраосновных породах, но довольно редок в них. В щелочных породах (а также в магнезиальных скарнах магматического этапа, связанных со щелочными интрузивами) фассаит обогащен титаном (титанфассаит). Описанные как фассаиты пироксены в метеоритах и лунных породах [Минералы III-2, 1981] сильно недосыщены кальцием, их лучше относить к авгитам. Фассаит – минерал сравнительно невысоких давлений. При давлениях 14–25 кбар глинозем может входить в клинопироксен в виде насыщенной кремнеземом Ca-молекулы Эскола ($\text{Ca}_{0,5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$), образующейся при реакции анортита с кварцем. Но эта реакция осуществляется только в кислых (кварцсодержащих) породах, где неустойчив фассаит, и содержание этой молекулы может достигать всего лишь нескольких мольных процентов. При более высоких давлениях и фассаит, и глиноземистый пироксен с “избыточным” SiO_2 отдадут глиноземистые минералы гранату.

Феррифассаит $\text{Ca}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_6$ представляет твердый раствор Di-Hed ряда, точнее, салитов и ферросалитов с существенным содержанием Ca-ферри и Ca-Al молекул Чермака (см. рис. 43). В минералогических справочниках он рассматривается как богатый окисным железом фассаит или авгит. Однако по составу, ряду оптических свойств и парагенетических особенностей феррифассаит значительно отличается от фассаитов. Поэтому выделение его в самостоятельную разновидность, по видимому, петрологически оправдано. Химические анализы феррифассаита приведены в таблице 21. Содержание кальция в нем такое же, как в Di-Hed ряду и в фассаите. Этим он отличается от авгитов, и, в частности, от *ферриаавгитов*, всегда недосыщенных кальцием. Он отличается от фассаитов по составу не только повышенным содержанием Fe^{3+} (8–15 мас. % и более), но и повышенным содержанием закисного железа, соответствующим салиту и ферросалиту в Di-Hed ряду. Типичен зеленый, темно-зеленый до черного цвет минерала в образце, а в шлифе – от светло-зеленого до густого сине-зеленого с заметным до очень сильного плеохроизмом – зеленым по N_g , желтовато-зеленым по N_m и сине-зеленым до зеленовато-синего по N_p , $N_p > N_g > N_m$. Показатели преломления частично перекрываются с фассаитами, а частично выше, достигая значений $n_g = 1,745$, $n_m = 1,730$ и $n_p = 1,722$ и, вероятно, выше. Двупреломление $n_g - n_p$ около 0,030. Угол оптических осей (+) $2V = 55 - 65^\circ$, дисперсия $g > v$ сильная по оптической оси B (близко к сечению поперек обеих спайностей) и $g < v$ заметная до сильной по оси A.

Отличия от оптически сходных минералов. Зеленая и сине-зеленая окраска в шлифе и плеохроизм являются главными оптическими диагностическими признаками ферриавгита от других кальциевых пироксенов. Среди не очень опытных петрографов бытует заблуждение, что сине-зеленые пироксены являются непременно щелочными (натровыми). Это не так. Сине-зеленая окраска пироксенов и амфиболов, вероятно, связана с совокупным влиянием Fe^{2+} , Fe^{3+} и Al. Феррифассаиты оптически сходны с ферриавгитами и трудно от них отличимы без привлечения парагенезисов (ферриавгит недосыщен кальцием и развит в основном как магматический минерал). От эгирин-авгитов, имеющих сходную окраску и плеохроизм, отличаются по углу оптических осей и углу $c:N_g$.

Парагенезисы. Феррифассаиты, в отличие от фассаитов, являются сравнительно низкотемпературными минералами, а потому свойственны средне-температурным ($350\text{--}500^\circ$) метасоматическим породам и типичны для фации эпидотовых амфиболитов. Высокое содержание Fe_2O_3 ограничивает их появление окислительными условиями около или выше магнетит-гематитового буфера. Это могут быть родингиты и родингитоподобные или скарноподобные породы по метабазитам. Они могут сопровождаться магнетитовым или гематитовым оруденением, окварцеванием. Высокая железистость феррифассаита (в отличие от фассаита) делает возможным его парагенезис с кварцем. Типичны также ассоциации с бурым (титанистым) андрадитовым гранатом, титанитом, железистым эпидотом, средним до основного скаполитом (реже плагиоклазом), несколько более поздней железистой сине-зеленой роговой обманкой, кальцитом, иногда с волластонитом. Встречаются *ферриавгиты* также в известково-силикатных метаморфических породах.

Натровые пироксены. Менее распространенное, но петрологически очень важное семейство натровых пироксенов включает как минералы конечных членов рядов эгирин (акмит) ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$), жадеит ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$), так и их твердые растворы с кальциевыми Crx (эгирин-авгит и омфацил) (см. рис. 44).

Эгирин (Aeg) или (акмит) $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$. Название эгирин – в честь исландского бога моря *Эгира*. Акмит – синоним эгирина – от греч. *акме* – острие, из-за игольчатого габитуса кристаллов. Aeg образует полные твердые растворы с пироксенами ряда Di-Hed и серией авгита). Находится в виде удлиненных призматических или более или менее изометричных вкрапленников в магматических породах, сплошных зернистых масс, игольчатых агрегатов. Химические анализы эгирина и эгирин-авгита приведены в таблице 21. Молекулы Чермака содержатся в эгиринах и эгирин-авгитах незначительно. Обычно менее 10 мол. % содержание в эгирине и другого натрового пироксена – жадеита. Особо отметим относительно повышенное содержание K_2O (до 0,5 мас. %), которое в отличие от кальциевых пироксенов и жаде-

ита, не имеющих высокого содержания Aeg, не свидетельствует о высоком давлении при образовании пироксена. Отмечаются несколько повышенные содержания Mn, Ti, V, Zr, Ce и Y (до сотых и десятых долей процента).

Для чистого эгирина $n_p=1,776$; $n_m=1,820$; $n_g=1,836$; $n_g-n_p=0,060$; $(-2V)=60^\circ$; дисперсия умеренная до сильной $g>v$; $c:N_p$ $0-10^\circ$ (N_p в тупом углу β) (см. рис. 48). Плотность – $3,60$ г/см³. Эгирин-авгиты проявляют плавное изменение оптических свойств в зависимости от химического состава (рис. 50). Цвет от светлого буровато-желтого (акмит) до красновато-бурого, темно-зеленого и черного. В шлифе – от светло-желтого до зеленовато-бурого и ярко-зеленого с плеохроизмом в зеленых тонах по N_p и N_m , желто-бурым по N_g . Причина резких различий в окраске достоверно не выяснена.

Удобно называть эгирином разности, оптически отрицательные, с мольной долей Aeg более ~45%, а эгирин-авгитом (-диопсидом, -геденбергитом и т.п.) – соответствующие разности с Aeg₄₅₋₁₅. Такое деление условно. Во многих справочниках граница между эгирином и эгирин-авгитами проводится по 50, либо 60 и даже 70% Aeg.

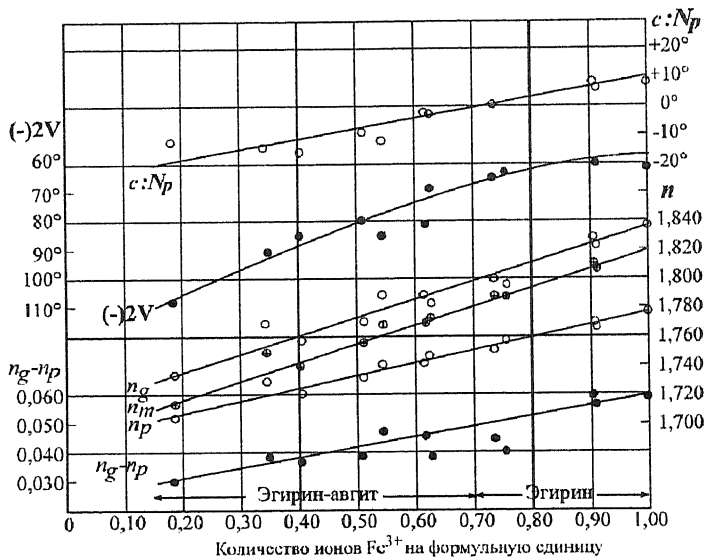


Рис. 50. Диаграмма “состав–свойства” для моноклинных пироксенов серии эгирин-авгита [Дир и др., 1965].

Характерными продуктами регрессивного изменения эгириновых пироксенов является замещение их щелочными амфиболами.

Отличия от оптически сходных минералов. Главными отличительными признаками эгирина от других клинопироксенов (в особенности от сход-

ных по окраске и плеохроизму ферриавгитов и феррифассаитов) являются отрицательный угол оптических осей, отрицательное удлинение при малом угле погасания. Эгирин-авгиты имеют больший, чем у авгитов (+)2V и меньший угол $c:N_p$. От амфиболов эгирины отличаются пироксеновой спайностью, отрицательным удлинением, очень высоким рельефом. От железистых эпидотов эгирин можно отличить по более интенсивной окраске и плеохроизму, большему двупреломлению и по ориентировке плоскости оптических осей поперек спайности в сечениях с одной спайностью.

Парагенезисы. Сочетание натрия с окисным железом определяют повышенную щелочность эгирина и эгирин-авгитов в сравнении с другими пироксенами, а также окислительную обстановку при их образовании. Эгирины и эгирин-авгиты характерны для магматических, метаморфических и метасоматических пород повышенной щелочности и кислородного потенциала. Эгирины или эгирин-авгит являются породообразующими минералами некоторых щелочных гранитов и сиенитов и их жильных производных в ассоциации с щелочными амфиболами (рибекит), образуясь в заключительные стадии кристаллизации или при субсолидусном (постмагматическом) изменении этих пород. Особенно характерны они для нефелиновых сиенитов и других нефелиносодержащих пород, интрузивных или метасоматических, где содержание такого пироксена может составлять от нескольких до 70% и более, до почти мономинеральных эгиринов. В этих породах эгирин может находиться в парагенезисах с арфведсонитом, титанистым (меланитовым) гранатом, титанитом, титано- и цирконосиликатами. Его кристаллы часто проявляют зональность, обычно с возрастом эгиринового минерала к краям. Эгирин встречается в приконтактовых метасоматических ореолах щелочных интрузивов – фенитах, развитых по различным гнейсам.

В метаморфических комплексах эгирин характерен в эклогит-глаукофансланцевых поясах и в формации железистых кварцитов. В эклогит-глаукофансланцевой обстановке эгириновый пироксен появляется как поздний продукт низкобарного и окислительного реакционного изменения гранат-пироксенового парагенезиса эклогитов. Он находится в тесном парагенезисе со щелочными амфиболами (кроссит, глаукофан), эпидотом, кислым плагиоклазом, парагонитом. В формации железистых кварцитов эгирин развит в продуктах щелочного метасоматоза, проявления которого характерны для этих комплексов и связаны, по предположению Д.С. Коржинского, с поздним окислением магнетитовых руд, вызывающим повышение химической активности щелочей. Он находится здесь в парагенезисе с кварцем и щелочными амфиболами, адуляром, альбитом и карбонатами.

Эгирин может быть стабильным до низких температур. Отмечено даже его аутигенное происхождение (в формации Гринривер, США). Изменения эгирина связаны не с низкотемпературным распадом и гидратацией или окислением, а с

реакциями замещения. Так, например, в фенитах отмечается замещение эгирина андрадитом. Эгирин-авгит является сравнительно высокотемпературным минералом и нередко замещается щелочными амфиболами.

Жадеит (Jd) $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ сравнительно редкий пироксен, название древнее, по-видимому, от испанского “камень, лечащий почки”, во французском произношении *жад*. Химические анализы жадеита приведены в таблице 21. Минерал имеет небольшие колебания состава. Вхождение CaO и MgO ограничивается первыми мас.%, FeO и Fe_2O_3 могут достигать нескольких процентов, TiO_2 не превышает 1,5%. Известны хромистые разновидности (Cr_2O_3 до 4%). Существует редкая разновидность состава, промежуточного между эгирином и жадеитом (*эгирин-жадеит*) с молярным содержанием каждого из этих двух компонентов в 35–65%. Вероятно, это самостоятельный минеральный вид в семействе натровых пироксенов.

Жадеит в шлифах (за исключением богатых хромом разновидностей – изумрудно-зеленых по N_g , сине-зеленых по N_m и желто-зеленых по N_p) бесцветен или слабо окрашен в буроватых или сиреневых тонах без заметного плеохроизма. $n_p=1,640-1,658$, $n_m=1,645-1,663$, $n_g=1,652-1,673$, $n_g-n_p=0,012-0,013$, $(+)2V=64-70^\circ$, дисперсия $r>v$ умеренная до сильной. $N_m \parallel b$, $c:N_g=33-45^\circ$ (см. рис. 48д).

Изменения. Регрессивные изменения высокобарного жадеита проявляются широко при падении температур и существенном уменьшении давления с образованием коронарных структур вокруг зерен жадеита в кварцевой матрице. Короны состоят из альбита и небольшого количества щелочных амфиболов (кроссита или глаукофана) (рис. 51). С развитием процесса регрессивного изменения в коронах может появиться и эгирин.

Отличия от оптически сходных минералов. Из всех клинопироксенов жадеит имеет заметно отличающиеся низкие, показатели преломления и низкое двупреломление. Однако в тех случаях, когда минерал представлен спутанно-волокнистым агрегатом, его не всегда просто отличить от нефрита, ос-

Рис. 51. Глаукофан–альбитовые “короны” вокруг жадеита в кварцитах Дабешаня (Китай). Увел. $20\times$. Микрофотография шлифа. Никколи +.



нову которого составляет амфибол. Помогают диагностике высокие углы погасания в волокнах жадеита и, в целом, парагенезисы, характерные для условий образования жадеита.

Парагенезисы. В ряду натровых алюмосиликатов нефелин (NaAlSiO_4) – жадеит ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) – альбит ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), жадеит занимает промежуточное положение и может быть получен твердофазовой реакцией нефелин+альбит=2 жадеита. Термодинамический расчет показывает, что альбит-нефелиновый парагенезис при давлениях меньше 1 кбар стабилен до температуры примерно 250°C , ниже должен появиться жадеит. Альбит остается стабильным или образуется при температуре $250\text{--}300^\circ$. Нефелин вряд ли остается стабильным до таких температур в гидротермальных условиях, легко подвергаясь различным преобразованиям. Это объясняет причину отсутствия равновесных жадеит-нефелиновых парагенезисов. Вместо нефелина в ассоциации с жадеитом обычно присутствуют низкотемпературные натровые минералы, образующиеся при разложении нефелина.

Благодаря другой реакции: альбит=жадеит+кварц, имеющей высокий объемный эффект, образуется высокобарная кварц-жадеитовая ассоциация. Реакция начинается при давлении более 11 кбар при 500°C (или 16 кбар при 800°C) и продолжается с повышением давления с извлечением альбитового минала из плагиоклаза, делая его все более основным, пока основной плагиоклаз не вовлечется в другие высокобарные реакции с образованием граната.

Таким образом, существуют 2 типа парагенезисов жадеита – щелочной бескварцевый, стабильный в ассоциациях с альбитом, и жадеит-кварцевый, безальбитовый тип. Первый свойственен щелочно-основным породам и образуется при сравнительно невысоких давлениях и температурах в постмагматических условиях. Второй тип характеризует высокие давления и менее щелочную обстановку. Он свойственен эклогитовым поясам. В нем могут равновесно сосуществовать также другие высокобарные и недосыщенные кальцием минералы: парагонит, фенгит, рутил, *ильменит*, существенно алмандиновый или пироп-алмандиновый гранат, щелочной амфибол (нибейт), кианит и некоторые другие. При давлении выше 25 кбар кварц нестабилен, и кремнезем представлен более плотной его модификацией – коэситом. Реликтовые включения коэсита или характерные псевдоморфозы кварца по ним часто сохраняются в зернах не только граната, но и жадеита, подтверждая их высокобарность. В отличие от эгирина, для образования жадеита окислительная обстановка не требуется.

Омфацит (Omp) $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3}, \text{Al})[\text{Si}_2\text{O}_6]$ – пироксен эклогитовых пород. Название от греч. *омфас* – незрелый виноград, из-за цвета и форм выделения. Образует агрегаты и монокристаллические зерна различного размера, часто довольно крупные, вперемежку с гранатами. Химические анализы омфацитов представлены в таблице 21. Минерал представляет собой твердый раствор

диоксида с существенной, иногда преобладающей долей жадеита, резко подчиненным количеством молекул Чермака (до 23% максимально, обычно до 10%) и этирина (до 15%). Наиболее существенную роль в выделении омфацита играет молярное содержание жадеитового минала (15–70%) (см. рис. 50). Наиболее высокие содержания K_2O (выше 0,3 мас.%) получены из Отр алмазных парагенезисов, т. е. наиболее высокобарных, возникших при давлении не менее 50 кбар. С дальнейшим ростом давления растворимость минала $KAlSi_2O_6$ в омфаците возрастает, однако омфациты с содержанием 2 мас.% K_2O и выше пока неизвестны.

Омфациты обладают зеленым цветом различной интенсивности. В шлифах от бесцветного до зеленого. Плеохроизм заметен в густоокрашенных разностях в голубовато- и желтовато-зеленых тонах без устойчивой схемы абсорбции. $n_p=1,625-1,701$, $n_m=1,679-1,712$, $n_g=1,687-1,723$, $n_g-n_p=0,018-0,033$, $(+)2V=56-84^\circ$, дисперсия умеренная $g>v$. $c:N_g=38-70^\circ$, $N_m \parallel b$ (см. рис. 48 e). Плотность 3,11–3,42 г/см³.

Изменения. Как и жадеит высоких температур и давлений, омфацит при регрессивных изменениях с понижением давления легко вступает в реакции с гранатом с образованием коронарных структур как вокруг граната в пироксене, так и вокруг пироксена в гранате. При этом образуются разнообразные, главным образом щелочные, амфиболы, эпидот, новый (альмандиновый) и гранат, глаукоклаз. Процесс образования корон часто бывает многоактным, с различными наложениями парагенезисов, отвечая ступеням регрессивного процесса.

Отличия от оптически сходных минералов. По оптическим свойствам омфацит трудно отличим от кальциевых пироксенов. Наиболее проста диагностика в шлифах по парагенезисам и продуктам изменения.

Парагенезисы. Встречаясь в эклогитах и родственных им породах, омфацит присутствует в них в различных количественных соотношениях с гранатом от альмандина до Pgr-Alm-Grs и граната, примерно в равных пропорциях. От скарных зон гранат-пироксенового состава, в принципе похожих на них, эклогиты отличаются красноватая (вместо желто-бурой и бурой) окраска граната и более интенсивная зеленая окраска пироксена. От гранатовых клинопироксенитов эклогиты макроскопически отличаются с трудом. Подмикроскопом следует обратить внимание на обычное присутствие в эклогитах акцессорного рутила и/или ильменита, которые отсутствуют в скарнах. В гранатовых клинопироксенитах может присутствовать ильменит и нередко присутствует хромшпинелид. В них можно встретить в небольших количествах также оливин и ортопироксен.

Диапазон давлений, при которых образуется омфацит, достаточно широк — от 15 кбар для глаукоклазовых эклогитов, где содержание жадеитового компонента невелико (15–20 мол.%) и преобладает гранат, близкий к альмандину, до алмазной фации глубинности (около или более 50 кбар), где гранат представлен существенно пироповой разностью с заметными долями гроссуляра и альман-

дина. В отличие от аналогичных составов основных пород, в эклогитах нередко присутствие кварца или (при давлении больше 25 кбар) коэсита (гранат и омфациит беднее кремнекислотой, чем авгит-плагноклазовый парагенезис). Мелкие включения-"узники" коэсита или характерные псевдоморфозы кварца по коэситу могут сохраниться при регрессивных изменениях эклогитов и в гранате, и в омфациите.

Сподумен $\text{Spd LiAlSi}_2\text{O}_6$, наиболее индивидуализированный пироксен, не дающий заметных твердых растворов с другими пироксенами, имеет распространение лишь в литиевых гранитных пегматитах. Название от греч. *сподуменос* – напоминающий пепел, из-за светло-серого цвета. Минерал встречается в зернистых массах, радиально-лучистых выделениях, волокнистых, пластинчатых, шестоватых агрегатах и отдельных кристаллах, размером от долей миллиметра до 2 м в поперечнике и 15 м в длину. Является главным сырьем налитий. Состав минерала близок теоретическому. Химический анализ природного сподумена приведен также в таблице 21. Примеси обычно не превышают 2 мас. % (редко достигают 5%). Наиболее существенны примеси Na_2O и Fe_2O_3 (до 2%), K_2O до 1%. CaO , MgO , FeO , MnO , Cr_2O_3 встречаются до десятых долей мас. %.

$n_p = 1,648-1,663$, $n_m = 1,655-1,669$, $n_g = 1,662-1,679$, $n_g - n_p = 0,014-0,027$, $(+)\alpha V = 58-68^\circ$, дисперсия $r < v$, $c:N_g = 22-26^\circ$. Плотность $3,03-3,22 \text{ г/см}^3$. Бесцветный, серовато-белый, сиреневый, светло-зеленый, светло-желтый, изумрудно-зеленый (с Cr – *гидденит*), лиловый (с Mn – *кунциит*); в шлифе, кроме яркоокрашенных разновидностей, бесцветен.

Изменения. Минерал подвержен гидротермальным низкотемпературным изменениям (замещается кварцем, микроклином, альбитом, *жильбертитом*, лепидолитом). При выветривании замещается глинистыми минералами.

Отличие от оптически сходных минералов. В группе клинопироксенов отличается малым углом $c:N_g$. По оптике он похож на пижонит. Главные диагностические признаки – геохимическая и петрологическая обстановка появления сподумена.

Парагенезисы. В богатых литием пегматитах встречается в тесной ассоциации с кварцем, альбитом, лепидолитом, бериллом, турмалином. Изредка встречается и во вмещающих литиевые пегматиты гнейсах, а также в аплитовых жилах.

4.2. Группа пироксеноидов

Метасиликаты Са (волластонит и его Mn–Са аналоги) выделены в группу пироксеноидов. Они довольно широко развиты в природе как породообразующие минералы. Структурно несколько отличаются от пироксенов и имеют существенные отличия в некоторых свойствах, изучаемых под микроскопом. Так, их спайности отличаются от типичных пироксеновых спайностей.

Волластонит (Wo) CaSiO_3 – минерал преимущественно контактово-метасоматических и контактово-метаморфических пород. Назван по фамилии британского химика и минералога В. Волластона. Структура Wo состоит из бесконечных цепей, содержащих три тетраэдра на элементарную ячейку. Цепь состоит из двух тетраэдров, связанных вершинами (как в $[\text{Si}_2\text{O}_7]$), чередующихся с одним тетраэдром, с ребром, параллельным направлению цепи. В пироксеновых же цепях чередующиеся тетраэдры расположены перпендикулярно направлению цепи. Минерал триклинный, но имеет и более редкие модификации: моноклинный 2M политип волластонита *параволластонит* и высокотемпературный псевдогексагональный *псевдоволластонит*. *Параволластонит* почти не отличается по оптике от волластонита, с которым может встречаться совместно. *Псевдоволластонит* стабилен выше 1100°C и может быть встречен лишь в весьма необычных природных объектах (лавах, продуктах подземных пожаров и т.п.). Поэтому здесь ограничимся рассмотрением только волластонита.

Отклонения в природе от теоретического состава невелики (табл. 22). Суммарно примеси MgO , MnO и FeO обычно не превосходят 1 мас.%, хотя в редких случаях в ферро- и манганволластонитах содержания FeO могут достигать 11, а MnO – 8%. Растворимость железистого (Fs), точнее геденбергитового, минала в Wo ограничена и возрастает с температурой, достигая максимально примерно 35 мол.% Hed, $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ (или 17,5% Fs, FeSiO_3). При 400°C содержание Hed в Wo, даже в парагенезисе с геденбергитом, не превышает нескольких мольных процентов. Растворимость MnSiO_3 в Wo еще меньше. Совсем ничтожна растворимость диоксида (или MgSiO_3) в Wo. Между составами CaSiO_3 и MnSiO_3 существует ряд промежуточных минеральных фаз. Это пироксеноид бустамит $\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$, сходный с волластонитом и дающий с ним и более богатым марганцем *родонитом* твердые растворы с мольным отношением Ca/Mn от 0,4 до 1,3, пироксен иоганнсентит $[\text{Ca}/(\text{Mn}+\text{Fe}) \cong 1]$, пироксеноид *родонит* $\text{CaMn}_4[\text{Si}_5\text{O}_{15}]$, где $\text{Ca}/(\text{Mn}+\text{Fe})$ от 0,04 до 0,52 и пироксеноид *пироксмангит* $(\text{Ca}, \text{Mn})(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})[\text{Si}_7\text{O}_{21}]$ с мольной долей CaSiO_3 всего 0,01–0,07.

Свойства волластонита: $n_p = 1,616$ – $1,640$, $n_m = 1,628$ – $1,650$, $n_g = 1,631$ – $1,653$, $n_g - n_p = 0,013$ – $0,014$, $(-)\text{2V} = 39$ – 40° (в сечениях $\perp N_p$ изогирь не выходят из поля зрения), дисперсия слабая до умеренной $r > v$. У ферроволластонита $(-)\text{2V}$ возрастает с увеличением железистости, достигая 60° . $c:N_p = 30$ – 44° , $b:N_m = 5$ – 6° (0° для параволластонита), плотность 2,87–3,09 г/см³, твердость 5,5–6. Спайность по (100) совершенная, по (001) и (102) хорошая. В сечениях, перпендикулярных оси b , (это сечение обладает также самой высокой интерференционной окраской, желто-оранжевой в шлифах нормальной толщины) хорошо видны 3 спайности с углами (001):(100) $84,5^\circ$ и (001):(102) 70° . Они создают характерную мозаичную картину (рис. 52). Двойникование встреча-

Таблица 22
Химический состав волластонита [Дир и др., 1965]

	1	2		1	2
SiO ₂	51,56	50,00	Si	5,976	5,985
Al ₂ O ₃	0,15	—	Al	0,021	—
Fe ₂ O ₃	0,21	0,00	Fe ³⁺	0,018	—
FeO	0,08	9,29	Fe ²⁺	0,007	0,930
MnO	0,06	1,22	Mn	0,006	0,123
MgO	0,26	—	Mg	0,045	—
CaO	47,73	38,86	Ca	5,928	4,981
Na ₂ O	0,02	—	Na	0,004	—
H ₂ O ⁺	0,03	—			
H ₂ O ⁻	0,02	—			
Сумма	100,12	99,82			

Анализ 1 – волластонит из магнезального эндоскарна, Крестмор, Калифорния; 2 – волластонит из магнезального эндоскарна, Скай, Шотландия.

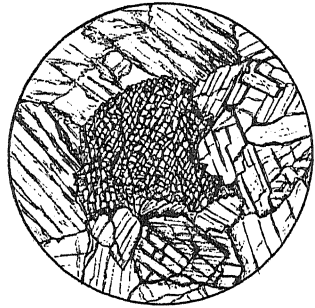
ется часто по (100), двойниковая ось [010], углы погасания индивидов относительно двойникового шва составляют несколько градусов. Цвет обычно белый, серый, желтоватый, розоватый, у ферроволластонита – буроватый. Блеск стеклянный или шелковистый; в шлифах бесцветный. Разлит в зернистых или призматических агрегатах, зерна и призмы вытянуты по *b*. Особенно характерны поперечно- и параллельно-волокнистые или игольчатые агрегаты. Излом крупно- и мелкозернистых агрегатов занозистый.

Изменения. Наиболее характерное регрессивное изменение волластонита – развитие по нему кварц-кальцитового агрегата, вне T - p CO₂ поля его стабильности. При достаточно низкой концентрации CO₂ во флюиде ниже 400°C волластонит гидратируется, переходя в *ксонолит*.

Отличие от оптически сходных минералов. Волластонит отличается от пироксенов меньшим светопреломлением, низкими углами погасания, низким двупреломлением, небольшими отрицательным углом оптических осей и мозаичным видом сечения поперек 3 плоскостей спайности (см. рис. 52). Макроскопически волокнистые и игольчатые агрегаты похожи на тремолит, который, однако, имеет высокое двупреломление.

Парагенезисы. Появление волластонита возможно в известково-силикатной среде, в широком температурном интервале выше 400°C и сравнительно низких давлениях CO₂ во флюиде. Поле стабильности Wo ограничивается реакцией декарбонатизации: CaCO₃+SiO₂=CaSiO₃+CO₂. Эта реакция зависит от температуры и летучести CO₂. При высокой летучести (или упрощенно давлении) CO₂ и/или низкой температуре образование волластонита вместо парагенезиса кварц+кальцит невозможно. Особенно Wo характерен для известковых скарнов, где может слагать обширные би- или мономинеральные зоны, непосредственно замещающие известковый мрамор. Может

Рис. 52. Мозаичный характер спайности волластонита перпендикулярно оси *c*. Силикатно-карбонатная порода (Алданский щит). Увел. 20^x. Зарисовка по микрофотографии шлифа, без анализатора.



находиться в этой позиции в парагенезисе с кальцитом и, как с салитом до геденбергита, так и с существенно андрадитовым гранатом (при более окислительных условиях). При кислотном выщелачивании и оруденении скарнов Wo может быть в равновесии с кварцем (без кальцита) или разлагаться на кварц-кальцитовый агрегат. Он может быть и в равновесии с рудными минералами, образовавшимися в $T-p_{CO_2}$ поле стабильности волластонита.

Иную позицию занимает волластонит в магнезиальных скарнах доломитовых контактов. Волластонитовая (или волластонит-гроссуляровая) зона образуется в постмагматических условиях, накладываясь на тьловые, самые близкие к магматическому телу зоны магнезиальных скарнов, образовавшихся на магматическом этапе. Здесь также возможен парагенезис с пироксеном, но с более магнезиальным (диопсид-салит) и с гранатом, но существенно гроссуляровым. Иногда возможно появление и эндозоны по граниту, с образованием высокотемпературного (выше 700°C) парагенезиса волластонит + анортит, где волластонит может находиться в равновесии с кварцем. Вместо анортита или битовнита в таких волластонитсодержащих зонах может появиться основной скаполит.

При контактовом метаморфизме волластонит может образоваться в роговиках, развитых по кремнистым известнякам (мраморам). Здесь он сосуществует не только с кальцитом, но и с грандитовым гранатом, диопсидом. С монтичеллитом ($CaMgSiO_4$) Wo может быть стабильным лишь до 710°; при более высокой температуре с волластонитом стабилен акерманит ($Ca_2MgSi_2O_7$). При избытке кальцита, более высокой температуре и достаточно низкой мольной доле CO_2 волластонит переходит в тиллеит ($Ca_3Si_2O_7[CO_3]_2$). Парагенезисы Wo с более богатыми кальцием силикатами – ранкинитом и его модификацией килхоанитом ($Ca_3Si_2O_7$), мервинитом ($Ca_3MgSi_2O_8$), спурритом ($Ca_5Si_2O_8[CO_3]_2$), ларнитом (Ca_2SiO_4) практически невозможны, являются запрещенными. Невозможны также парагенезисы Wo с периклазом, форстеритом, энстатитом и шпинелью. Между Wo и этими

минералами образуются минералы промежуточного состава. При контактовом метаморфизме известковистых кварцитов или песчаников Wo будет находиться в парагенезисе с кварцем, а не с кальцитом.

Волластонит может присутствовать и среди региональных метаморфических комплексов (амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций), появляясь в специфических известково-силикатных полосчатых породах, сложенных главным образом зеленым салитовым пироксеном с примесью Ca-Fe молекулы Чермака, основным скаполитом ± основной плагиоклаз, с почти неизменным присутствием титанита (до 10 об. %). В них может присутствовать $Wo \pm Qtz$ или $Wo \pm Cal$ в разных количествах (до преобладания в породе) в одних случаях и альтернативный парагенезис $Qtz + Cal$ – в других. Кроме того, может встречаться гроссуляровый гранат, образующий вместе с кварцем регрессивные каймы на стыках Wo и скаполита (плагиоклаза). Обычно такие известково-силикатные породы, наряду с мраморами, использовались как маркирующие стратиграфические горизонты. Однако с середины 70-ых годов стали накапливаться аргументы против синхронности и в пользу их тектоногенно-метаморфической природы вдоль мощных тектонических нарушений. Поэтому указания в минералогических справочниках о возможности глубинного происхождения волластонита в гранулитовых комплексах по меньшей мере неубедительны, а название “волластонитовый гранулит” представляется бессмысленным.

Кальциево-марганцевый аналог волластонита бустамит сходен с волластонитом под микроскопом, отличаясь более высокими показателями преломления. Он представлен обычно волокнистыми агрегатами. Как и другие марганцевые пироксеноиды, легко отличается от волластонита по черным или бурым пленкам и корочкам марганцевых окислов на их поверхностях. Бустамит отличается розоватым или буроватым цветом от волластонита, но бесцветен в шлифах. Все марганцевые пироксеноиды характерны как для известково-железистых марганцевистых скарнов, так и для гидротермальных метасоматических (зональных) жильных месторождений. Они, как правило, несколько более низкотемпературны, чем волластонит (образуются в пределах 250–370°C), и часто сопровождаются различными типами руд (золото, серебро, олово, вольфрам, бериллий, полиметаллы, железо). Появление марганцевых пироксеноидов обусловлено вулканогенной деятельностью или переработкой более древней марганцевой минерализации подстилающих пород. Бустамит может находиться в ассоциации с родонитом и марганцевым кальцитом.

Глава 5. ЛЕНТОЧНЫЕ СИЛИКАТЫ. ГРУППА АМФИБОЛОВ.

Амфиболы (Am) – одна из наиболее распространенных групп минералов в земной коре. Они кристаллизуются в широком диапазоне температур и давлений в разнообразных метаморфических, метасоматических и некоторых магматических породах. Название происходит от греческого *amphibolos* – неясный, сомнительный. Группа амфиболов имеет много аналогий с группой пироксенов, но отличается большей сложностью составов. Характерными элементами структуры амфиболов являются бесконечные ленты из SiO_4 - и AlO_4 -тетраэдров состава $[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]$, вытянутые вдоль оси *c*. Тетраэдры каждой ленты одинаково ориентированы свободными вершинами. Одна из сторон ленты составлена основаниями, а другая – вершинами тетраэдров. Ленты попарно обращены друг к другу сторонами со свободными вершинами тетраэдров и связаны атомами Mg, Fe, Al, Mn и Ti, находящимися в октаэдрическом окружении кислородов, занимающими три неэквивалентные позиции: M1 и M3 в центральных и M2 – в краевых частях лент. Катионы Al^{3+} , Fe^{3+} и Ti^{4+} в основном локализируются в M2. Группы OH дополняют координационную сферу M1 и M3 до 6. Катионы в октаэдрических позициях M образуют ленту между двумя лентами тетраэдров, формируя трехслойные бруски, стороны которых ограничены кислородом. Связь между брусками более слабая, чем внутри них, что обуславливает характерную для всех амфиболов спайность. Трехслойные бруски плотно упакованы, каждый из них окружен 6 другими. Между каждой тройкой соседних брусков располагаются полиэдры M4. Между каждой парой соседних брусков имеется колонка 12-ти- или 8-ми-вершинников вокруг позиций A, заполняемых крупными щелочными катионами или остающихся вакантными. Природные амфиболы образуют три структурных типа: один относится к ромбической сингонии, R $\bar{3}m$ (ортоамфибол, **Oam**) и второй – к моноклинной, C2/m и P2 $_1$ /m, (клиноамфиболы). Структурная формула амфиболов $\text{A}_2\text{B}_2\text{C}_5\text{VI}^{\text{IV}}\text{T}_8^{\text{IV}}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.

Позиция A может быть частично или полностью вакантной или заполняться ионами K и Na.

Наможет также находиться в позиции В. Са находится только в позиции В. Ионы L-типа ($Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Li, Zn, Ni, Co$) находятся в позициях С и В. Ионы М-типа ($Fe^{3+}, Mn^{3+}, Cr^{3+}$) располагаются только в С. Al и Ti^{4+} находятся в С и Т; Zr – только в С; Si – только в Т. “ОН” занята ОН, F, Cl, O.

Систематика. Наиболее химически простой подгруппой являются магнезиально-железистые амфиболы. В них отсутствуют в больших количествах известь и щелочи. Редкие натровые антофиллиты ($Na > 0,5$ ф.е.), как и другие редкие – марганцевые и лигневые амфиболы, в данной книге не рассмотрены.

Главное разнообразие и смесимость между собой представляют натровые и кальциевые амфиболы. Согласно современной международной структурно-химической классификации амфиболов [Leake et al., 1997] они делятся на 3 семейства (рис. 53): кальциевые, натрово-кальциевые и натровые амфиболы. Название амфиболов рекомендовано давать по конечным классификационным членам, если молярное количество минала $\geq 50\%$. Всего выделяется 78 миналов, но не все из них присутствуют в природных амфиболах в количестве, превышающем 50 мол.%. Когда ни один из миналов не содержится в таком количестве, приходится усложнять название.

Амфиболы встречаются в призматических кристаллах, неправильных выделениях и массах, с массивной или директивными текстурами, в пойкилитовых и симплектитовых кристаллах, в параллельно- или спутанно-волокнистых агрегатах и других формах.

Общими для всех амфиболов являются 2 направления совершенной спайности по призме $\{110\}$ (или $\{210\}$ в Oam) с углом между ними $54,5-56^\circ$ (рис. 54). Спайности в амфиболах более совершенны, чем в пироксенах, а потому спайные блоки (в шлифах – ромбики) мельче и ровнее, чем в пироксенах. Оптическая ориентировка различных амфиболов приведена на рисунке 55.

5.1. Магнезиально железистые амфиболы

Амфиболы этой подгруппы кристаллизуются в двух системах – ромбической и моноклинной. Ортоамфиболы представлены рядом антофиллит-ферроантофиллит и его глиноземистой разновидностью жедрит-феррожедрит, а моноклинные – рядом куммингтонит-грюнерит (рис. 56)

5.1.1. Ромбические амфиболы

Серия антофиллита (Ath) $(Mg, Fe^{2+})_7[Si_8O_{22}](OH, F)_2$ и жедрита (Ged) $(Mg, Fe^{2+})_{6-5}(Al)_{1-2}[Si_6](Si, Al)_2O_{22}](OH, F)_2$ образует непрерывные ряды по железистости и глинозему. Названия происходят от латинского *anthophyllum* – гвоздика, из-за бурого цвета и по местонахождению близ

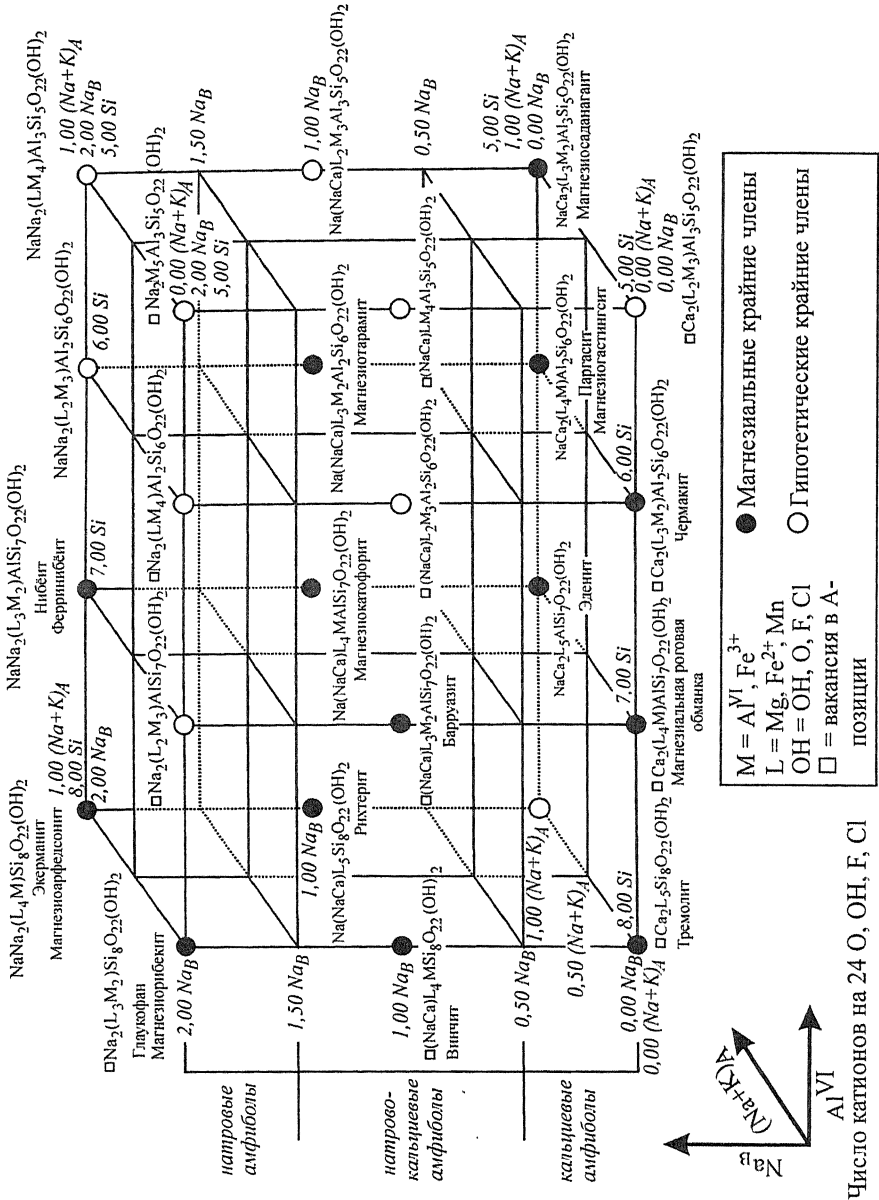


Рис. 53. Общая классификация амфиболов (без Mg-Fe-Mn-Li разностей) [Leake et al., 1997].

Рис. 54. Характерная спайность амфибола в сечении перпендикулярном c . Актинолит из амфибол-хлоритового сланца. Увел. $10\times$. Микрофотография шлифа. Никולי +.

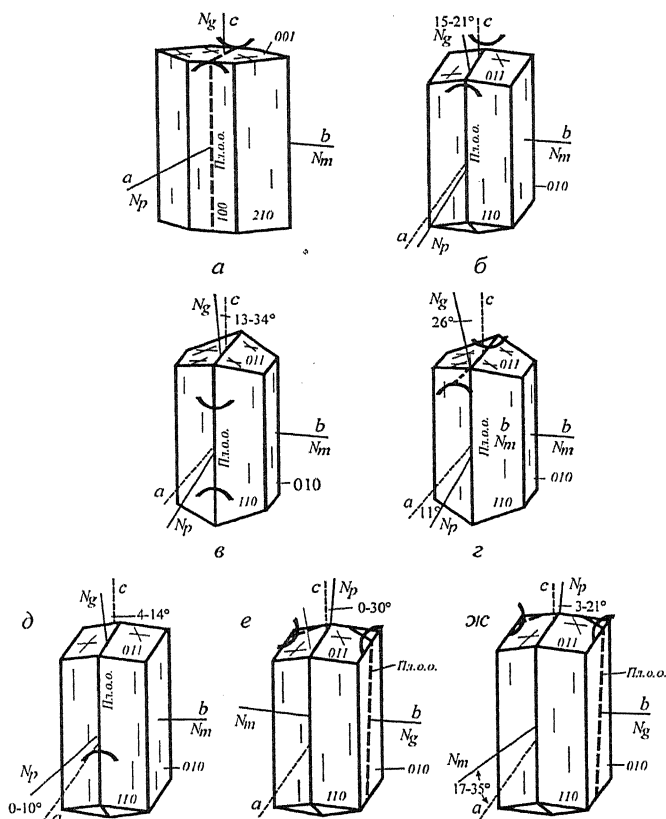


Рис. 55. Оптическая ориентировка различных амфиболов [Дир и др., 1965].
 а – жедрит; б – куммингтонит; в – обыкновенная роговая обманка;
 г – паргасит; д – глаукофан; е – арфведсонит; жс – рибекит.

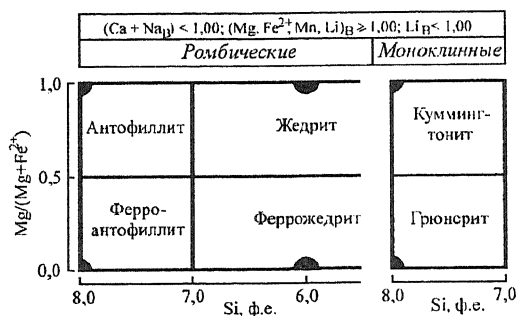


Рис. 56. Классификационная схема амфиболов [Leake et al., 1997]: Mg-Fe-Mn-Li амфиболы.

Жедре в Пиренеях, Франция. Эти минералы могут содержать до нескольких мас.% CaO, до 4% Fe₂O₃, до 1,5% Na₂O и до 2% MnO. Представительные химические анализы серии приведены в таблице 23. Граница между

Таблица 23

Химические анализы магнезиально-железистых амфиболов, [Дир и др., 1965]

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	52,82	50,06	44,22	38,41	51,53	50,70	47,54
TiO ₂	—	0,20	—	0,48	0,31	0,31	—
Al ₂ O ₃	0,66	7,28	23,79	19,72	5,02	1,72	0,20
Fe ₂ O ₃	0,52	0,96	0,20	2,21	0,82	3,11	0,71
FeO	—	18,42	9,21	33,54	16,91	26,63	47,25
MnO	2,53	0,57	0,16	2,30	0,22	0,19	2,14
MgO	30,81	18,40	20,69	0,03	20,84	14,36	0,04
CaO	3,45	0,87	0,62	0,03	1,34	0,87	0,00
Na ₂ O	0,22	0,76	—	1,16	0,65	0,60	0,29
K ₂ O	—	0,02	—	0,04	0,00	0,15	0,11
H ₂ O ⁺	2,64	2,32	1,42	2,06	2,15	1,46	1,55
H ₂ O ⁻	0,28	0,08	—	—	0,64	—	—
F	—	—	—	0,13	—	—	—
Сумма	99,93	99,97	100,31	99,92	100,43	100,10	99,84
Кристаллохимические коэффициенты							
Si	7,835	7,185	6,071	6,017	7,364	7,665	7,968
Al	0,104	0,815	1,929	1,983	0,636	0,307	0,032
Al	—	0,417	1,923	1,657	0,209	—	0,008
Ti	—	0,021	—	0,056	0,033	0,035	—
Fe ³⁺	0,052	0,104	0,020	0,260	0,087	0,354	0,088
Mg	6,117	3,936	4,233	0,006	4,438	3,235	0,010
Fe ²⁺	—	2,212	1,058	4,396	2,022	3,368	6,626
Mn	0,286	0,069	0,018	0,305	0,027	0,025	0,304
Na	0,056	0,210	—	0,352	0,180	0,176	0,093
Ca	0,492	0,134	0,091	0,005	0,205	0,142	—
K	—	0,004	—	0,008	—	0,029	0,024
OH	2,346	2,222	1,390	2,152	2,049	1,472	1,739
F	—	—	—	0,064	—	—	—

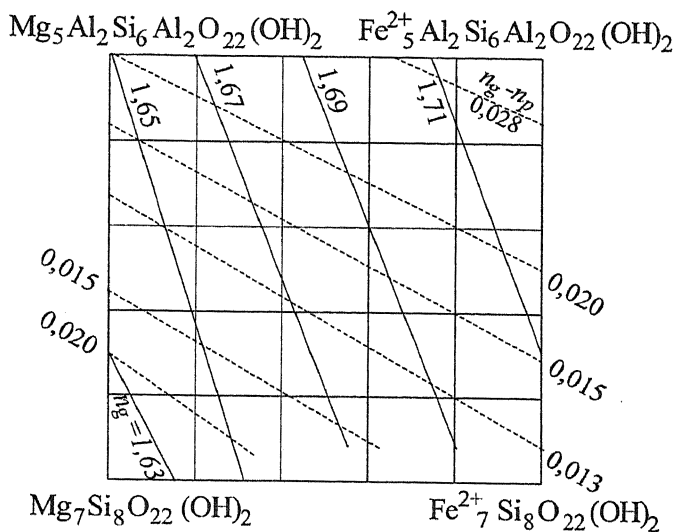


Рис. 57. Соотношение между n_g , двупреломлением и составом в антофиллитовой серии [Дир и др., 1965].

антофиллитом и жедритом условна, удобно ее принять в 10 мас.% Al_2O_3 (~2 ф.е. Al или 7 ф.е. Si). Примечательно, что жедриты оказываются также в целом и заметно более богатыми Fe^{2+} . Минералы серии встречаются в виде удлинённых призматических кристаллов или волокнистых асбестовидных агрегатов. Показатели преломления заметно повышаются с увеличением железистости (рис. 57). $n_p=1,596-1,694$, $n_m=1,605-1,710$, $n_g=1,615-1,722$, $n_g-n_p=0,013-0,028$, $(-)\Delta V=69-102^\circ$, дисперсия $r>v$ и $r<v$. Бедные железом антофиллиты обычно оптически отрицательны, а жедриты преимущественно оптически положительны. Погасание прямое, удлинение положительное. Плотность 2,85–3,57 г/см³. Спайности совершенные по {210} с углом между ними 54,5°. Окраска в шлифе от бесцветной до желтой и зеленоватой с умеренным плеохроизмом от зеленоватого или желтого по N_g и N_m до зеленовато-серого и бурого по N_p .

Отличия от оптически сходных минералов. От других амфиболов Ath и Ged отличаются прямым погасанием. От ортопироксена – углом между спайностями и более высоким двупреломлением. Силлиманит имеет

Анализ 1 – антофиллит, Эдварс, округ Сент-Лоренс, Нью-Йорк; 2 – антофиллит из метагаббро, округ Гасингс, Онтарио; 3 – жедрит, Мэзон-Маунтин, Франклин, Северная Каролина, США; 4 – феррожедрит (алюминиевый ферроантофиллит) из контактных роговиков, нагорье Китаками, северо-восточная Япония; 5 – куммингтонит из олигоклаз-биотит-рутилового кристаллического сланца, Финляндия, Сатерленд, Шотландия; 6 – куммингтонит из гранатового амфиболита, Изопза; 7 – грюнерит, Рокпорт, Массачусетс, США.

низкий $2V$, одну спайность по (010) и почти квадратное сечение призматических кристаллов.

Парагенезисы. Ath и Ged встречаются в метаморфических и метасоматических породах, богатых магнием и бедных кальцием и щелочами. Недосыщенность кальцием для образования Oam очень существенна. Они часто находятся в ассоциации с ортопироксеном или регрессивно заменяют его, но не сосуществуют (в отличие от Орх) с кальциевыми пироксенами. Могут образовывать парагенезисы с актинолитом и обыкновенными рогами обманками. Для образования жедрита нужна среда, богатая глиноземом (ассоциации с кордиеритом, алмандиновым гранатом, силикатами глинозема, шпинелью, корундом, основным плагиоклазом). Oam могут встречаться как в парагенезисе с кварцем (в метапелитах), так и в среде, недосыщенной SiO_2 (в метаклипербазитах), в ассоциации с оливином. В контактово-метасоматических породах, образованных по магнезитам, Oam может присутствовать вместе с тальком, актинолитом, флогопитом, кордиеритом, сапфирином, турмалином, форстеритом, минералами группы гюмита, клинохлором. Он может находиться в равновесии с магнезитом, но не с доломитом или кальцитом. Жедрит встречается в ассоциации с куммингтонитом и грюнеритом. Антофилилит низкой глиноземистости имеет небольшой интервал перекрытия составов с куммингтонитом (рис. 58), в котором они могут сосуществовать в

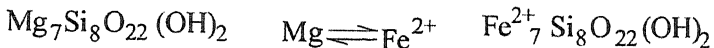
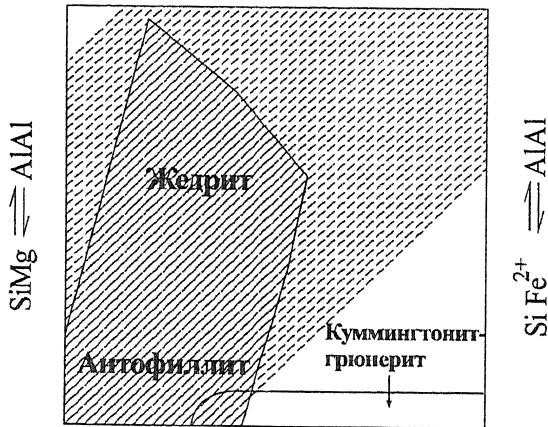
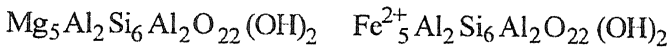


Рис. 58. Поля состава антофилилита-жедрита и куммингтонита-грюнерита. Пунктирная штриховка показывает предполагаемый возможный состав жедрита [Дир и др., 1965].

одном парагенезисе. Асбестовидный антофиллит встречается в виде жил в серпентините. Температурный интервал стабильности антофиллита достаточно велик. Верхняя температурная граница для пород с избытком кремнезема определяется реакцией $Ath = En + \text{кварц} + H_2O$ и в зависимости от p_{H_2O} составляет $570-650^\circ$. В метаципербазитах эта граница располагается значительно выше, по меньшей мере до 700° . Нижняя граница – реакция $Ath + CO_2 + H_2O = \text{талк} + \text{магнезит}$ – опускается до $450-500^\circ C$. С повышением железистости поле стабильности расширяется в низкотемпературную область, возможно, до $350^\circ C$.

5.1.2. Моноклинные амфиболы.

Ряд куммингтонита (**Cum**) – грюнерита (**Gru**). Минералы названы по местности Куммингтон, Массачусетс, США, и в честь Э.Л.Грюнера (США), впервые проанализировавшего минерал. Встречаются в виде призматических кристаллов, неправильных зерен и волокнистых асбестовидных прожилков и выделений. Общая формула: $(Mg_{0,7-0,1}Fe_{0,3-0,9})_7[Si_8O_{22}](OH)_2$. Главными примесями являются Fe_2O_3 (до 4 мас.%) и Al_2O_3 (до 8 мас.%). Содержания CaO обычно не превышают 2–3% и редко выше 4%. Примесь Na_2O меньше 1% (см. табл. 23).

Оптические свойства куммингтонитов существенно зависят от железистости (рис. 59). $n_p = 1,635-1,696$, $n_m = 1,644-1,709$, $n_g = 1,655-1,729$, $n_g - n_p = 0,020-0,045$, $(+)2V = 65-96^\circ$, дисперсия $\gamma > \nu$ слабая. $c:N_g = 21-10^\circ$, $Nm = b$, *пл.о.о.* (010). Спайности хорошие по {110} с углом между ними $\sim 55^\circ$. Двойникование простое и полисинтетическое по (100) обычно. Плотность $3,10-3,60 \text{ г/см}^3$. Окраска в шлифе от бесцветного для магнезиального Cum до желтого, светло-зеленого или светло-бурого для грюнерита с плеохроизмом от желтого по N_p и N_m до светло-бурого по N_g .

В куммингтоните могут наблюдаться структуры распада твердого раствора с выделением вростков актинолита и роговой обманки. Наблюдаются также обрастание и замещение зерен куммингтонита роговой обманкой.

Отличия от оптически сходных минералов. От амфиболов актинолитового ряда куммингтониты отличаются положительным оптическим знаком, от антофиллитов – косым погасанием. Ферроактинолит имеет меньшие свето- и двупреломление. Весьма характерны тонкие полисинтетические двойники куммингтонитовых минералов с небольшими углами погасания к удлинению. Асбестовидная разновидность ряда (*амозит*) обычно обволакивается бурыми гидроокислами железа. Между собой Cum и Gru различаются по оптическому знаку и углу погасания (γ Cum $+2V$, а $c:N_g > 15^\circ$).

Парагенезисы. Куммингтонит из-за более высокой железистости недосыщен кальцием в меньшей мере, чем антофиллиты, и потому его па-

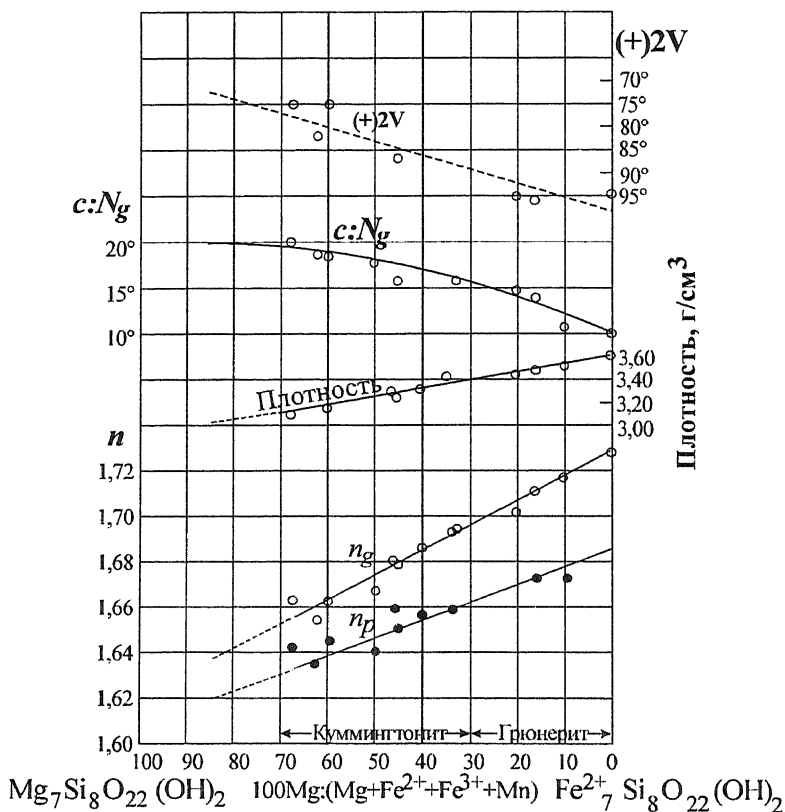


Рис. 59. Диаграмма "состав-свойства" для амфиболов ряда куммингтонит-грюнерит [Дир и др., 1965].

рагенезисы с плагиоклазом и кальциевыми амфиболами более обычны. Однако его парагенезисы с кальциевыми пироксенами неизвестны или по меньшей мере не характерны. Ассоциации его в магматических породах, бедных кальцием и повышенной железистости, с гиперстеном и бурой или зеленой роговой обманкой (при разных порядках кристаллизации) обычны. Сум описан как магматический минерал в гиперстеновых и рогово-обманковых дацитах, норитах, в роговообманковых габбро. Он довольно широко развит в бедных кальцием метагипербазитах и амфиболитах в ассоциации с гиперстеном (или часто в псевдоморфозах по нему), с антофиллитом или жедритом, биотитом, роговыми обманками, алмандиновым гранатом, плагиоклазом, может находиться в трехамфиболовом парагенезисе (Сум+Ath+Hbl); распространен также его парагенезис с хлори-

том и тальком. В метапелитах куммингтонит встречается в ассоциации с кварцем, полевыми шпатами, биотитом, магнетитом, кианитом или силлиманитом и ставролитом.

Грюнерит, особенно высокожелезистые его разновидности, встречается в кислых породах типа гранита рапакиви в ассоциации с кварцем, полевыми шпатами и фаялитом. Особенно характерен Ggr для формации железистых кварцитов, где находится в ассоциациях с кварцем, алмандином, железистым кордиеритом, магнетитом, *гематитом*, биотитом, тальком, актинолитом, роговой обманкой, хлоритом, сидеритом. Характерен он для некоторых роговиков. Высокая известковистость для существенно железистых членов ряда не является определяющим препятствием, и грюнерит может встречаться в ассоциации с богатыми кальцием минералами, такими как анкерит и даже кальцит.

Температурный интервал образования минералов куммингтонитового ряда простирается от магматических температур $\sim 800^\circ\text{C}$ в базитах до температур порядка 300°C в ассоциациях с хлоритом и сидеритом.

5.2. Подгруппа кальциевых и натровых амфиболов

5.2.1. Кальциевые амфиболы

В эту подгруппу объединены амфиболы с высоким содержанием кальция, низким содержанием натрия и с большим интервалом содержаний кремнезема (ф.е.): $\text{Ca} \approx 2$; $(\text{Na}, \text{K})_{0-0,5\text{A}}$; $\text{Na}_{0-1\text{B}}$; $\text{Si}_{8-4,5}$. По соотношению Na в позициях А и В, двух- и трехвалентных катионов в шестерной координации и Si-Al соотношения в четверной координации выделяются магнезиально-железистые серии актинолита, актинолитовой роговой обманки, *канниллоита*, эденита, чермакита, феррочермакита, керсутита, паргасита-гастингсита и *саданагаита* (рис. 60). Редкие амфиболы *канниллоит* и *саданагаит* здесь подробнее не рассматриваются. Значительную часть подгруппы традиционно объединяют собирательным термином “роговые обманки”, в который не входят безглиноземистые амфиболы этой подгруппы.

Ряд актинолита (Act) простирается от тремолита (Tr) до ферроактинолита (Fac) $(\text{Na}, \text{K})_{0-0,5\text{A}} \text{Na}_{0-0,5\text{B}} \text{Ca}_2(\text{Mg}_{1-0}, \text{Fe}^{2+}_{0-1})_{5-4,5} (\text{Al}^{\text{VI}}, \text{Fe}^{3+})_{0-0,5} [\text{Si}_{8-7,5} \text{Al}_{0-0,5} \text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Химические анализы минералов ряда приведены в таблице 24. Актинолиты встречаются в виде призматических кристаллов, часто одинаково ориентированных или вкрапленных игольчатых, также в почти мономинеральных массах и в сплошных или микроволокнистых агрегатах. Показатели преломления возрастают с железистостью почти линейно (рис. 61). $n_p = 1,599-1,688$, $n_m = 1,612-1,697$, $n_g = 1,622-1,705$, $n_g - n_p = 0,027-0,017$, $(-)\text{2V} = 86-65^\circ$, дисперсия $r < v$ слабая. $c:N_g = 21-10^\circ$, $N_m = b$, *пл. о. о.* (010). Спайности совершенные по $\{110\}$ с углом между ними

Таблица 24
Химические анализы амфиболов тремолит-актинолитового ряда [Дир и др., 1965]

	1	2	3
SiO ₂	58,56	55,20	51,60
TiO ₂	—	0,25	0,50
Al ₂ O ₃	—	4,60	2,33
Fe ₂ O ₃	0,06	0,49	2,60
Cr ₂ O ₃	—	—	—
FeO	—	1,91	15,21
MnO	—	—	0,20
MgO	25,45	21,65	12,91
CaO	13,14	13,03	10,97
Na ₂ O	0,10	1,29	0,91
K ₂ O	—	0,64	0,53
H ₂ O ⁺	—	0,86	2,05
H ₂ O ⁻	—	—	0,56
F (-F ₂ =O)	4,65	0,25	—
Сумма	98,04	100,09	100,39
Кристаллохимические коэффициенты			
Si	7,956	7,691	7,598
Al	—	0,309	0,402
Al	—	0,446	0,005
Ti	—	0,026	0,056
Fe ³⁺	0,006	0,052	0,288
Cr	—	—	—
Mg	5,154	4,496	2,833
Fe ²⁺	—	0,223	1,873
Mn	—	—	0,025
Na	0,026	0,348	0,260
Ca	1,914	1,945	1,731
K	—	0,114	0,098
OH	—	0,798	2,014
F	1,998	0,110	—

Анализ 1 – синтетический фтортремолит; 2 – тремолит из мрамора, река Жовжанка, Погорье, Балканы; 3 – актинолит из хлорит-эпидот-альбитового амфиболита, Лох-Гейр, Аргайл, Шотландия.

находиться в ассоциации с кальцитом, кварцем или доломитом. При повышении температуры эти ассоциации сменяются парагенезисами диопсида с кальцитом, форстерита с кальцитом или диопсида с кварцем. Более распространены, однако, актинолиты при регрессивном метаморфизме и гидротермальных диафорических и метасоматических процессах. Магнезиальные члены ряда распространены в метабазах зеленосланцевой фации, в измененных магнезиальных скарнах, образуя мономинеральные массы или рассеянную минерализацию в диопсид-оливиновых, или существенно диопсидовых породах. Существенную часть спутанно-волоконистых, микроволок-

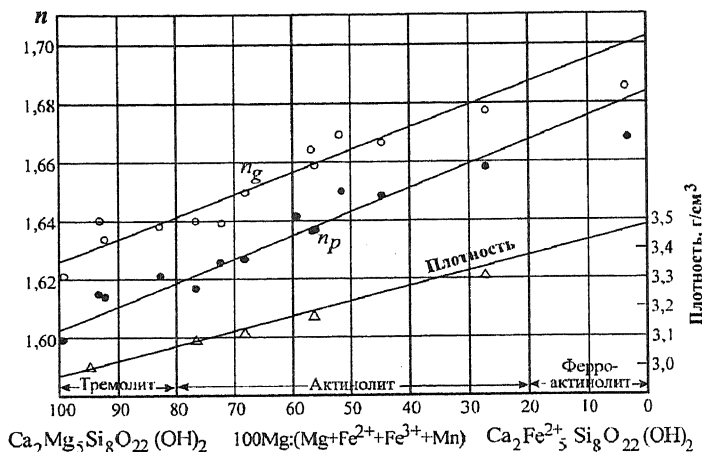


Рис. 61. Диаграмма “состав-свойства” для амфиболов тремолит-ферроактинолитового ряда [Дир и др., 1965].

нистых масс в метагипербазитах, образующих тела *нефрита*, также слагают тремолиты. Актинолит может находиться в парагенезисе с хлоритом, эпидотом, развиваться по роговой обманке. Так называемый “уралит” или ориентированные каемки и прожилки амфибола по клинопироксену в магматических и метаморфических породах также обычно представлен железистым актинолитом. Магнезиальные актинолиты нередки в продуктах диафореза глаукофановых сланцев. Ферроактинолиты развиваются по железистым пироксенам и оливинам, присутствуют в измененных известково-железистых скарнах и в формации железистых кварцитов.

Для клинопироксен-актинолитовых парагенезисов характерна значительно более высокая (приблизительно вдвое) железистость $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ амфибола по сравнению с сосуществующим клинопироксеном.

Роговые обманки (Ны). Обширная часть кальциевых амфиболов, наиболее распространенных в природе, получила свое название в древние времена от немецких рудокопов – *hornblende* – похожая на рог, вероятно, из-за вязкости спутанно-волоконистых разностей. В новой классификации [Leake et al., 1997], этот традиционный широко употребляемый термин оставлен только для магнезиально-железистых роговых обманок (*magnesiohornblende* и *ferrohornblende*), соответствующих в русском языке актинолитовым (тремолитовым-ферроактинолитовым) роговым обманкам. Место обыкновенных и базальтических роговых обманок в классификации теперь занято набором конкретных минеральных видов. Однако, ввиду широкого использования в литературе, генетического и парагенетического сходства, обширных взаимо-

переходов составов и трудности оптической диагностики конкретных видов, в этой книге наряду с рассмотрением конкретных видовых серий сохранены описания семейств обыкновенных и базальтических роговых обманок.

В отличие от ферромагнезиальных амфиболов и актинолитовой серии роговые обманки редко образуют сильно удлинённые, игольчатые или волокнистые кристаллы и зерна. Им свойственны более изометричные формы.

Ряд “магнезиально-железистых роговых обманок” (или актинолитовых роговых обманок) $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Al}[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$ имеет пределы составов $(\text{Na}, \text{K})_{0-0,5\text{A}}\text{Na}_{0-0,5\text{B}}\text{Ca}_2(\text{Mg}_{1-0}\text{Fe}^{2+}_{0-1})_{4,5-3,5}(\text{Al}^{\text{VI}}, \text{Fe}^{3+})_{0,5-1,5}[\text{Si}_{7,5-6,5}\text{Al}_{0,5-1,5}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$, занимает промежуточное положение между рядом актинолита и чермакита (см. рис. 60 б). Химический анализ актинолитовой роговой обманки приведен в таблице 25.

$n_p=1,615-1,669$, $n_m=1,618-1,697$, $n_g=1,634-1,704$, $n_g-n_p=0,017-0,035$, $(-)\text{2V}=67-87^\circ$, дисперсия $r>v$. $c:N_g=12-20^\circ$, $N_m=b$, *пл. о. о.* (010). Спайности совершенные по {110} с углом между ними $\sim 56^\circ$, отдельность по (010). Двойникование простое и полисинтетическое по (100) обычно, по (001) редко. Окраска в шлифе: от слабой желто-зеленой по N_p , зеленой по N_m и голубовато-зеленой по N_g в маложелезистых разностях до более интенсивной в тех же тонах в железистых членах ряда. Плотность $2,95-3,37 \text{ г/см}^3$. Под микроскопом в шлифах актинолитовые роговые обманки трудно отличимы от актинолитов.

Парагенезисы актинолитовых роговых обманок сходны с парагенезисами актинолитов, но немного более высокотемпературны, о чем свидетельствуют взаимные замещения при прогрессивных и регрессивных процессах. Эти амфиболы широко распространены в метабазитах эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фацции, встречаются в продуктах изменения магнезиальных скарнов. Ферроактинолитовая Hbl может присутствовать в продуктах изменения известково-железистых скарнов, а также в породах формации железистых кварцитов. Типичны парагенезисы этого магнезиально-железистого ряда с кварцем, кальцитом, доломитом или анкеритом, хлоритами, кислым плагиоклазом, эпидотом, куммингтонитом, турмалином, *ильваитом*, *сульфидами*, магнетитом, титанитом.

Обыкновенные роговые обманки (Hbl) имеют общую формулу $(\text{Na}, \text{K})_{0-1\text{A}}\text{Na}_{0-0,5\text{B}}\text{Ca}_2(\text{Mg}_{1-0}\text{Fe}^{2+}_{0-1})_{4,5-2,5}(\text{Al}^{\text{VI}}, \text{Fe}^{3+})_{0,5-2,5}[\text{Si}_{7,5-5,5}\text{Al}_{0,5-2,5}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ и представляют собой изоморфные серии эденига-ферроэденига, чермакита-феррочермакита, паргасита-ферропаргасита и магнезиогастингсита-гастингсита (см. рис. 60, 61). Эти серии имеют сходные оптические свойства и часто трудно различимы между собой под микроскопом без специальных аналитических исследований. Ввиду сложных изоморфных замещений оптические свойства роговых обманок имеют многофакторную зависимость от состава. Лишь приблизительно можно оценивать их магнезиальность по оптике (рис. 62).

Таблица 25

Химические анализы роговых обманок [Дир и др., 1965]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	51,63	46,55	47,60	41,72	41,85	38,04	41,44	45,17	38,30
TiO ₂	Сл.	0,15	0,60	0,81	0,16	0,87	1,12	2,11	6,06
Al ₂ O ₃	7,39	7,44	6,49	15,86	12,63	11,09	13,82	7,68	12,87
Fe ₂ O ₃	2,50	1,53	6,07	3,36	8,08	7,38	5,97	14,30	7,98
FeO	5,30	1,01	11,00	6,03	0,99	21,30	13,61	2,81	6,96
MnO	0,17	—	0,35	0,12	2,22	0,36	0,59	0,41	0,12
MgO	18,09	21,68	11,94	14,14	16,24	4,00	9,72	13,44	11,79
CaO	12,32	12,72	9,40	12,92	10,95	11,99	9,26	11,18	10,47
Na ₂ O	0,68	2,34	3,38	1,42	4,02	1,40	1,71	1,35	3,11
K ₂ O	—	—	1,49	2,60	0,24	1,69	0,78	1,09	1,30
H ₂ O ⁺	2,31	1,77	1,80	0,85	2,42	1,85	2,04	0,19	1,10
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,04	—	0,19	0,18	0,06	0,62
F	—	—	0,20	0,16	—	0,02	0,18	0,35	0,05
Сумма	100,99	99,87	100,25	100,33	100,00	100,89	100,34	100,00	100,71
Кристаллохимические коэффициенты									
Si	7,194	6,621	7,037	6,138	6,045	6,026	6,177	6,728	5,753
Al	0,806	1,248	0,963	1,862	1,995	1,974	1,823	1,272	2,247
Al	0,408	—	0,169	0,890	0,195	0,097	0,607	0,076	0,031
Ti	—	0,016	0,067	0,089	0,017	0,104	0,125	0,236	0,685
Fe ³⁺	0,263	0,164	0,674	0,372	0,878	0,880	0,670	1,602	0,900
Mg	3,757	4,596	2,630	3,101	3,495	1,944	2,159	2,984	2,639
Fe ²⁺	0,618	0,120	1,360	0,742	0,120	2,823	1,697	0,350	0,875
Mn	0,020	—	0,043	0,015	0,272	0,048	0,074	0,051	0,015
Na	0,166	0,644	0,968	0,404	1,124	0,430	0,495	0,390	0,906
Ca	1,840	1,939	1,489	2,037	1,694	2,035	1,479	1,784	1,685
K	—	—	0,280	0,488	0,044	0,340	1,148	0,208	0,248
OH	2,150	1,681	1,774	0,834	2,332	1,956	2,040	0,190	1,102
F	—	—	0,093	0,074	—	0,009	—	0,165	0,023

Анализ 1 – актинолитовая “роговая обманка” из роговообманковой породы с эпидотом, Зальцбург, Австрия; 2 – хромовая роговая обманка с хромитом и уваровитом, Cr₂O₃ – 4,68, Турция; 3 – эденит, Иганвилл, Онтарио; 4 – паргасит из включений в мраморе (левизанские гнейсы), Тири, Аргайлшир, Шотландия; 5 – железистый паргасит (тибергит) из скарна, Лонгбан, Швеция; 6 – феррогасингсит из феррогасингситового сланца, Клиппер-Миллс, Бидуэлл-Бар, Калифорния, (+Cl – 0,66); 7 – чермакитовая роговая обманка из среднеринистого разнородного кварцевого диорита, Фурудано, район Госайсно – Такануки, Япония; 8 – базальтическая роговая обманка из кварцевого патита, Сан-Хуан, Колорадо; 9 – керсунит, кристаллы, Йоходо, Корея.

$n_p=1,615-1,705$, $n_m=1,618-1,714$, $n_g=1,632-1,730$, $n_g-n_p=0,014-0,026$, $(-)2V=95-27^\circ$, дисперсия $g < v (N_p)$, $c:N_g=13-34^\circ$, $N_m=b$, *н. л. о. о.* (010). Спайности совершенные по {110} с углом между ними $\sim 56^\circ$, отдельность по (100) и (001). Двойникование простое и полисинтетическое по (100) обычно. Окраска в шлифе для крайне магнезиальных членов серий бесцветная. Интенсивность окраски и плеохроизм возрастают с железистостью от бесцветной до

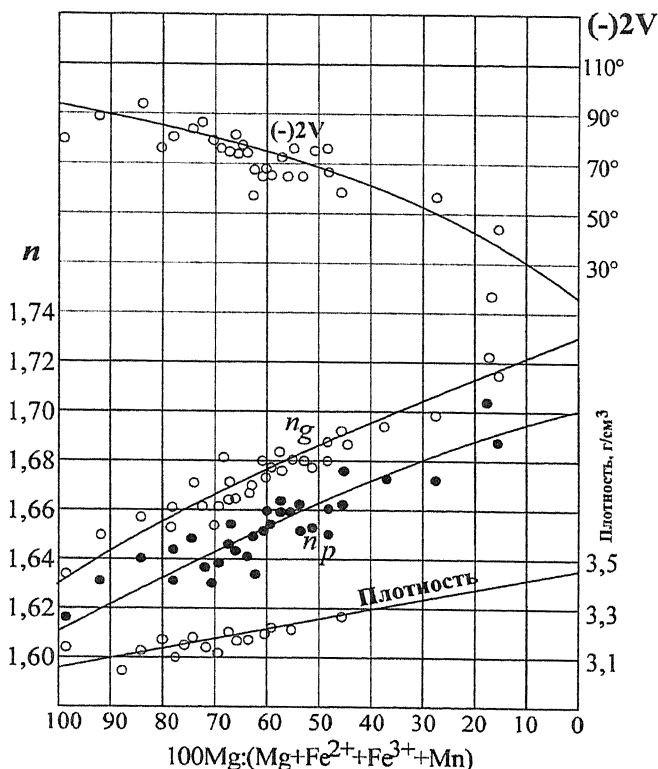


Рис. 62. Диаграмма «состав–свойства» для обыкновенных роговых обманок [Дир и др., 1965].

желто-зеленой, желтой, буроватой по N_p , желто-зеленой, зеленой, желто-бурой по N_m и от голубовато-зеленой до сине-зеленой или бурой по N_g . Плотность 3,02–3,45 г/см³. Положительные углы погасания $c:N_g$ и двупреломление, в общем, возрастают, а отрицательные углы $2V$ – убывают к железистым членам серий. Химические анализы роговых обманок приведены в таблице 25.

Серия эденита (Ed) – ферроэденита (Fed) $\text{NaCa}_2(\text{Mg, Fe})_5[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$. Эденит назван по местности Edenvill, шт. Нью Йорк, США. Состав серии выражается формулой: $(\text{Na, K})_{1-0,5A}\text{Na}_{0-0,5B}\text{Ca}_2(\text{Mg}_{1-0}\text{Fe}_{0-1}^{2+})_{5-4,5}(\text{Al}^{\text{VI}}, \text{Fe}^{3+})_{0-0,5}[\text{Si}_{7,5-6,5}\text{Al}_{0,5-1,5}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Эдениты обычно имеют большие отрицательные углы $2V$ (60–85°), $c:N_g=20-35^\circ$ и серо-голубые тона плеохроизма в шлифах. Ферроэдениты в шлифах обладают густой окраской и плеохроизмом в сине-зеленых или буроватых тонах.

Серия паргасита (Prg) – ферропаргасита $\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Al}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Название дано по местности Паргас, Финляндия. Это высокоглиноземистая роговая обманка, преимущественно и высокомагнезиальная. Мольные содержания ферропаргасита в природных образцах паргасита не достигают 30%. Состав серии может быть выражен следующей формулой: $(\text{Na,K})_{1-0,5\text{A}}\text{Na}_{0-0,5\text{B}}\text{Ca}_2(\text{Mg}_{1-0,7}\text{Fe}_{0-0,3}^{2+})_{4,5-3,5}(\text{Al}^{\text{VI}}_{1-0,7}\text{Fe}^{3+}_{0-0,3})_{0,5-1,5}[\text{Si}_{6,5-5,5}\text{Al}_{1,5-2,5}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Паргасит в шлифе от бесцветного до серо-голубого. Характерен высокий положительный $2V (>70^\circ)$, как правило, не превышающий 90° . Угол погасания $15-32^\circ$. Паргаситы обладают сравнительно низким дву- преломлением ($0,012-0,023$).

Серия магнезиогастингсита–гастингсита (Hs) $\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_4\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Название дано по местности Hastings, Онтарио, Канада.

Серия отличается от серии паргасита заменой Al^{VI} на Fe^{3+} . В отличие от паргаситового ряда в природе развиты преимущественно железистые разновидности, тогда как магнезиогастингситы очень редки. Химический состав серии выражен формулой $(\text{Na,K})_{1-0,5\text{A}}\text{Na}_{0-0,5\text{B}}\text{Ca}_2(\text{Mg}_{0,9-0}\text{Fe}_{0,1-1}^{2+})_{4,5-3,5}(\text{Al}^{\text{VI}}_{0-0,5}\text{Fe}^{3+}_{0,5-1})_{0,5-1,5}[\text{Si}_{6,5-5,5}\text{Al}_{1,5-2,5}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ (табл. 25). Гастингситовой серии свойственны довольно интенсивные сине-зеленые и зелено-бурые окраски в шлифе с сильным плеохроизмом, отрицательные, преимущественно небольшие $2V (30-60^\circ)$, сравнительно небольшое двупреломление ($0,015-0,025$) и небольшие углы погасания ($11-17^\circ$).

Серия чермакита (Ts) – феррочермакита (Fts) $\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe})_3\text{AlFe}^{3+}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Название дано по имени австрийского минералога Г. Чермака (Tschermak). Это высокоглиноземистая роговая обманка с заметным присутствием Fe^{3+} . Поле составов чермакитов может быть выражено формулой $(\text{Na,K})_{0-0,5\text{A}}\text{Na}_{0-0,5\text{B}}\text{Ca}_2(\text{Mg}_{1-0}\text{Fe}_{0-1}^{2+})_{2,5-3,5}(\text{Al}^{\text{VI}}_{0,5-1,5}\text{Fe}^{3+}_{1,5-0,5})[\text{Si}_{6,5-5,5}\text{Al}_{1,5-2,5}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Чермакитовой серии присущи высокие отрицательные $2V (60-88^\circ)$, $c:N_g = 13-28^\circ$ (увеличиваются с повышением магнезиальности), умеренные двупреломления $0,016-0,024$.

Диагностические оптические различия обыкновенных роговых обманок между слагающими их видами не всегда достаточно надежны. Лишь паргасит не представляет большой трудности из-за светлых голубовато-серых окрасок и положительного $2V$. Эденит также обладает светлыми окрасками, но оптически отрицателен. Яркие сине-зеленые окраски присущи железистым разновидностям с заметным содержанием окисного железа и алюминия (чермакит, феррочермакит, гастингсит). Грязно-зелено-бурыми окрасками в шлифах обладают роговые обманки умеренной до высокой железистости с малым содержанием окисного железа.

Парагенезисы. Обыкновенные роговые обманки имеют широкое распространение в разнообразных магматических, метаморфических и метасо-

матических породах сравнительно высоких температур образования (~400–750°C). В магматических кислых и средних породах, и гнейсах преобладают роговые обманки с низким содержанием алюминия эденит-ферроэденитового ряда. Недосыщенные кремнием глиноземистые роговые обманки (паргасит, гастингсит, чермакит) развиты преимущественно в метабазах и ультраметабазах, амфиболитах, постагматических магнезиальных скарнах. В метаморфических комплексах роговые обманки почти исключительно принадлежат амфиболитовой фации метаморфизма. Железистые члены семейства обыкновенных роговых обманок и эденит могут находиться в парагенезисе с кварцем, полевыми шпатами, скаполитом, гранатом, биотитом, кальциевыми и магнезиально-железистыми пироксенами, магнетитом, титанитом, хлоритом (или замещаться хлоритом). При прогрессивном метаморфизме роговые обманки замещаются пироксенами, и обратно – при регрессивном преобразовании. Главная реакция образования этих роговых обманок – $\text{плаггиоклаз} + \text{Рх} + [\text{FeO}] + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Нл}$. Они могут замещать биотит или замещаться им.

Магнезиальный чермакит и особенно паргасит не встречаются совместно с кварцем и кислыми полевыми шпатами. Для них характерны ассоциации с магнезиальными оливинами, энстатитом, диопсидом, магнезиальной шпинелью, магнетитом, основным плаггиоклазом, флогопитом, титанитом, магнезиальным хлоритом в метагипербазах и магнезиальных скарнах. Главная регрессивная реакция образования паргасита – $\text{пироксен} + \text{шпинель} + [\text{Na}_2\text{O}] + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Prg}$. Чермакит может встречаться как главный минерал горнблендитов, развитых по перидотитам.

Базальтические роговые обманки. Под базальтическими роговыми обманками понимают обычно кальциевые магнезиально-железистые амфиболы с преобладанием окисного железа над закисным, пониженным содержанием (ОН) и имеющие в шлифах бурую и красно-бурую окраску и плеохроизм в этих тонах. Название происходит от обычного их присутствия в эффузивных породах среднего и основного состава. К базальтическим Нл относится серия ферричермакита-ферриферрочермакита. Часть справочников к ним же относит титановые кальциевые магнезиально-железистые амфиболы серии керсутита-феррокерсутита, тем более, что миалы этой серии входят в заметных количествах в ферричермакитовую серию базальтических роговых обманок.

Серия ферричермакита–ферриферрочермакита $\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe})_3\text{Fe}^{3+}_2[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Состав минерала (без учета титанового миала) укладывается в формулу $(\text{Na, K})_{0-0,5\text{A}}\text{Na}_{0-0,5\text{B}}\text{Ca}_2(\text{Mg}_{1-0}\text{Fe}^{2+}_{0-1})_{2,5-3,5}(\text{Al}^{\text{VI}}_{0-0,5}\text{Fe}^{3+}_{0,5-2,5})[\text{Si}_{6,5-5,5}\text{Al}_{1,5-2,5}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ (см. табл. 25). Зависимость оптических свойств минералов серии многофакторная и сильно меняющаяся, так что в шлифах невозможно оценить состав. $n_p = 1,662-1,690$, $n_m = 1,672-1,730$, $n_g = 1,680-1,760$,

$n_g - n_p = 0,018 - 0,070$, $(-)2V = 60 - 82^\circ$, дисперсия $g < v$ (N_p), $c : N_g = 0 - 18^\circ$, $N_m = b$, *пл.о.о.* (010). Спайности совершенные по {110} с углом между ними $\sim 56^\circ$, отдельность по (100) и (001). Двойникование простое и полисинтетическое по (100). Окраска в шлифе: светло-желтая, желтая по N_p , темно-бурая по N_m , темно-бурая, красно-бурая по N_g . Плотность 3,19–3,30 г/см³.

Серия керсутита Krs – феррокерсутита $\text{NaCa}_2(\text{Mg, Fe})_4\text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Название по местности Kaersut, Гренландия. Содержания минералов ферричермакита, феррочермакита, чермакита и паргасита значительны, суммарно превышают 20–50%. В отличие от ферричермакитов в природных составах серии обычно закисное железо преобладает над окисным (см. табл. 25). $n_p = 1,670 - 1,689$, $n_m = 1,690 - 1,741$, $n_g = 1,700 - 1,772$, $n_g - n_p = 0,019 - 0,083$, $(-)2V = 66 - 82^\circ$, дисперсия $g > v$ (N_p), $c : N_g = 0 - 19^\circ$, $N_m = b$, *пл.о.о.* (010). Спайности совершенные по {110} с углом между ними $\sim 56^\circ$, отдельность по (100) и (001). Двойникование простое и полисинтетическое по (100). Цвет в шлифе: светло-желтый, желтый по N_p , темно-бурый по N_m , темно-бурый, зеленовато-бурый, красно-бурый по N_g . Плотность 3,20–3,28 г/см³. Оптические свойства серий керсутита и ферричермакита практически совпадают за исключением дисперсии оптических осей.

Парагенезисы. Ферричермакиты свойственны лавам и туфам состава от базальтов до трахитов и особенно характерны для андезитов. Предполагается, что их образование связано с высокотемпературным окислением железа магматических роговых обманок при вулканических извержениях.

Керсутит развит в магматических породах повышенной щелочности, образует вкрапленники и присутствует в основной массе в трахибазальтах, трахиандезитах, трахитах, щелочных риолитах, сиенит-порфирах, лампрофирах. Встречается вместе с щелочными полевыми шпатами, титанавитом, биопитом. Образует также реакционные взаимоотношения с титанавитом. При повышении давления летучих в магме титанавит обростает каймой керсутита или полностью замещается им. Потеря магмой летучих вызывает образование вокруг керсутита опалитовых каемок из агрегата титанавита, магнетита, оливина и плагиоклаза. Вероятно, керсутит образуется в магматических породах также и в раннюю постмагматическую стадию. Во всяком случае, керсутит (как и ферричермакит) является более высокотемпературным минералом по сравнению с остальными кальциевыми амфиболами. С ферричермакитом его роднит не только обычно высокое содержание TiO_2 , но и более высокие содержания Fe_2O_3 при нахождении его в вулканическом шлаке, по-видимому, из-за высокотемпературного окисления железа.

5.2.2. Натрово-кальциевые амфиболы.

В натрово-кальциевой подгруппе объединены амфиболы содержащие (Na+K) в позиции А от 0 до 1 ф.е., Na в позиции В от 0,5 до 1,5 ф.е. за счет соответству-

иющего уменьшения содержания Са. Увеличение содержания Na в позиции В приводит также к соответствующему увеличению содержания трехвалентных ионов (М) в шестерной координации. Известно 18 конечных членов в этой подгруппе амфибола, объединяющихся в 5 магнезиально-железистых рядов: винчита, барруазита, рихтерита, катофорита и тарамита (рис. 63). Минералы подгруппы редки, за исключением рихтерита. Ряды винчита, барруазита, катофорита и тарамита встречаются в измененных эклогитах и породах глаукофановой фации.

Ряд рихтерита – феррорихтерита $\text{Na}(\text{CaNa})(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ назван в честь проф. Дж.Л.Рихтера. Ряд аналогичен актинолитам, отличаясь большим замещением кальция натрием. Классификационная схема ряда приведена на рисунке 63. Границы состава ряда определяются формулой $(\text{Na}, \text{K})_{0-0,5\text{A}}\text{Na}_{0,5-1,5\text{B}}\text{Ca}_2(\text{Mg}_{1-0}, \text{Fe}^{2+}_{0-1})_{5-4,5}(\text{Al}^{\text{VI}}, \text{Fe}^{3+})_{0-0,5}[\text{Si}_{8-7,5}\text{Al}_{0-0,5}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Химический анализ рихтерита приведен в таблице 26. $n_p = 1,605-1,685$, $n_m = 1,618-1,700$, $n_g = 1,627-1,712$, $n_g - n_p = 0,029-0,015$, $(-)\text{2V} = 87-66^\circ$, дисперсия $r < v$. $c: N_g = 21-10^\circ$, $N_m = b$, *пл.о.о.* (010). Спайности совершенные по {110} с углом между ними $\sim 56^\circ$, отдельность по (100) и (001). Двойникование простое и полисинтетическое по (100). Окраска в шлифе от бесцветного до светлого в желто-оранжевых тонах, зеленого и фиолетово-бурого. Плеохроизм по осям индикатрицы переменный: бесцветный, оливково-зеленый или светло-желтый по N_p , светло-желтый до оранжевого, светло-зеленый или светло-сиреневый по N_m , бесцветный, светло-желто-зеленый или оранжевый, сине-зеленый, синий, фиолетово-бурый по N_g . Плотность 2,97–3,45 г/см³.

Отличия от оптически сходных минералов. Окраска и характерный плеохроизм рихтеритов пониженной железистости отличает их от других амфиболов довольно надежно. Однако бесцветные магнезиальные рихтериты практически неотличимы оптически от тремолита. От паргасита они отличаются отрицательным 2V. Железистые рихтериты и феррорихтериты трудно отличимы от железистых роговых обманок. Щелочной амфибол эжermanит имеет большее светопреломление и большие углы погасания. Глаукофан отличается плеохроизмом в сине-фиолетовых тонах.

Рис. 63. Классификационная схема амфиболов [Leake et al., 1997]: натрово-кальциевые амфиболы.

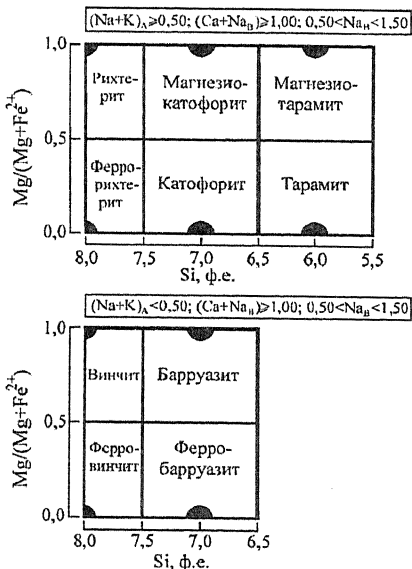


Таблица 26
Химические анализы натрово-кальциевых и натровых амфиболов [Дир, 1965]

	1	2	3	4	5
SiO ₂	55,02	54,88	52,41	56,48	49,12
TiO ₂	—	0,87	0,45	0,30	2,07
Al ₂ O ₃	4,53	9,86	0,61	1,22	4,56
Fe ₂ O ₃	1,04	4,35	14,37	8,38	7,68
FeO	3,28	12,02	14,82	2,67	16,70
MnO	—	0,14	1,46	—	0,51
MgO	20,36	7,69	5,07	17,40	5,63
CaO	8,00	1,95	1,33	2,70	2,84
Na ₂ O	6,71	5,62	4,94	8,09	8,24
K ₂ O	1,52	0,09	2,10	1,82	1,81
H ₂ O ⁺	0,51	2,22	2,02	0,87	1,10
H ₂ O ⁻	—	0,13	0,10	—	—
F	—	—	0,30	—	—
Сумма	100,97	99,82	99,85	99,93	100,26
Кристаллохимические коэффициенты					
Si	7,765	7,746	7,924	8,069	7,522
Al	0,235	0,254	0,076	—	0,478
Al	0,519	1,386	0,032	0,206	0,344
Ti	—	0,092	0,051	0,033	0,238
Fe ³⁺	0,110	0,461	1,634	0,901	0,886
Mg	4,282	1,618	1,142	3,704	1,285
Fe ²⁺	0,387	1,419	1,874	0,319	2,140
Mn	—	0,017	0,187	—	0,066
Ca	1,836	1,539	1,448	0,413	0,466
Na	1,209	0,295	0,215	2,238	2,446
K	0,272	0,015	0,406	0,330	0,354
ОН	0,480	2,089	2,036	0,829	1,124
F	—	—	0,143	—	—

Анализ 1 – рихтерит (сехениит) из жадеитовой породы, Санка, Бирма; 2 – глаукофан из глаукофанового сланца, район Коту, префектура Токусима, Япония; 3 – рибекит из эгирин-рибекит-кварцевого сиенита, Коджан-цан, Корея; 4 – асбестовидный экрманит (натровый асбест) из сколовой зоны между гнейсом и монцонитом, округ Боулдер, Колорадо; 5 – арфведсонит из гнейсовидного нефелинового сиенита, Киикхтелисваара, восточная Финляндия.

Парагенезисы. Рихтериты, имея более высокие содержания Na по сравнению с кальциевыми амфиболами серий актинолита, актинолитовой роговой обманки и паргасита, больше тяготеют к парагенезисам, обогащенным щелочами. Иногда более высокая щелочность может быть выражена только самим рихтеритом. Так, рихтерит может быть встречен в метаморфических карбонатных парагенезисах с кальцитом, диопсидом, флогопитом, т. е. в такой же обстановке, где вместо него обычно присутствуют паргасит или тремолитовая роговая обманка. Однако он более обычен в продуктах гидротермальной переработки сиенитов.

нитов и других щелочных пород, в гидротермальных жилах с карбонатами среди магматических и метаморфических пород. Рихтерит встречается как регрессивный минерал в эклогитах и глаукофановых сланцах. Богатая калием (почти полностью занимающим позицию А) разновидность рихтерита встречается в лампроитах в парагенезисе с лейцитом и диопсидом. Можно предполагать присутствие рихтерита в постмагматических магнезиальных скарнах, связанных с щелочными интрузивами. Минералы серии рихтерита, по-видимому, образуются при температурах более низких, чем паргасит, и близких к температурам образования серии актинолита и актинолитовой роговой обманки ($\sim 350\text{--}450^\circ\text{C}$).

5.2.3. Натровые амфиболы.

Подгруппа натровых амфиболов выделяется по содержанию $(\text{Na}+\text{K})$ в позиции А от 0 до 1 ф.е. и содержанию Na в позиции В $> 1,5$ ф.е. Всего в подгруппе выделено 17 конечных членов, которые по соотношению Na в позициях А и В и количеству Si в формуле дают 6 магнезиально-железистых

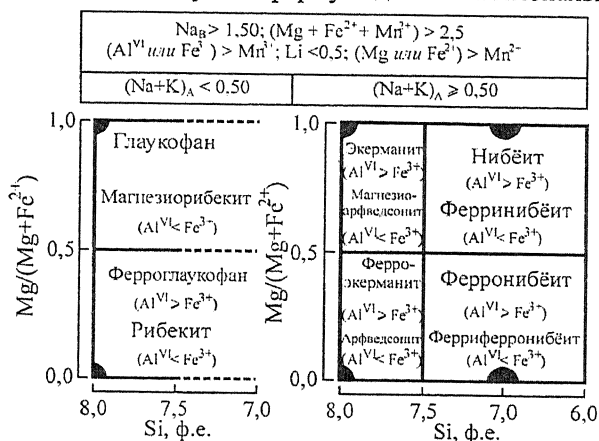


Рис. 64. Классификационная схема амфиболов [Leake et al., 1997]: натровые амфиболы.

серий (рис. 64), не считая двух серий литий-натровых амфиболов и двух – марганцевых, которые редки и здесь не рассматриваются.

Ряды глаукофана (Gln) – ферроглаукофана $\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ и **магнезиорибекита (Mrb) – рибекита (Rbk)** $\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Fe}^{3+}_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Пределы составов определяются формулой $(\text{Na}, \text{K})_{0-0,5\text{A}}(\text{Na}_{1,5-2}\text{Ca}_{0-0,5})(\text{Mg}_{1-0}, \text{Fe}^{2+}_{0-1})_{2,5-3,5}(\text{Al}^{\text{VI}}_{1-0}\text{Fe}^{3+}_{0-1})_{1,5-2,5}[\text{Si}_{8-7,5}\text{Al}_{0-0,5}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Названы: глаукофан от греч. *glaukos* – сине-зеленый и *phainesthai* – появляться; рибекит – в честь д-ра И.Рибека (E. Riebeck). Химические анализы глаукофана и рибекита приведены в таблице 26. Минералы промежуточного состава между рядами глаукофана–ферроглаукофана и магнезиорибекита–рибекита

(между 25–75 мол.% каждого) традиционно относились к кросситу. Нынешняя классификация [Leak, et al., 1997] не рекомендует использовать этот термин, поскольку он не представляет собой конечный член. В глаукофановом ряду ферроглаукофан, как минерал с преобладанием этого минала, практически не встречается в природе, тогда как рибекитовый ряд распространен полностью. Поэтому в приводимых оптических свойствах (табл. 27) глаукофанового ряда правый предел относится не к ферроглаукофану, а к наиболее железистому глаукофану.

Таблица 27
Оптические свойства минералов глаукофановой и рибекитовой серии

	Глаукофан	Магнезиорибекит–рибекит
n_p	1,606–1,661	1,654–1,701
n_m	1,622–1,667	1,662–1,711
n_g	1,627–1,670	1,668–1,717
$n_g - n_p$	0,008–0,022	0,006–0,016
($\angle 2V$)	50–0°	40–90°
Дисперсия	$r < v$	
Удлинение	+ ($c:N_g=4-14^\circ$)	– ($c:N_p=3-21^\circ$)
Ориентировка	$N_m=b$, <i>пл.о.о.</i> (010)	$N_m=b$, <i>пл.о.о.</i> \perp (010)
Спайности	по {110} совершенные	
Спайный угол	~56°	~58°
Двойникование	простое и полисинтетическое по (100)	
Плотность, г/см ³	3,08–3,30	3,02–3,42
Окраска в шлифах	от бесцветного до лавандово-синего	темно-синий до желто-зеленого
Плеохроизм	N_p – бесцветный N_m – лавандово-синий N_g – фиолетовый	N_p – синий N_m – лавандово-синий, синий N_g – индигово-синий, желтовато-зеленый

Минералы серии нередко окрашены неравномерно в одном зерне, иногда зонально.

Отличие от оптически сходных минералов. Глаукофан отличается от рибекита более светлой синей окраской, а также меньшим светопреломлением, положительным удлинением, меньшим углом $2V$ и оптической ориентировкой плоскости оптических осей. Сходной окраски турмалин – одноосен. *Йодерит* имеет большее светопреломление и двупреломление. Рибекит отличается от арфведсонита меньшими углами погасания и плеохроизмом (арфведсонит плеохроирует в буроватых тонах и имеет очень сильную дисперсию оптических осей).

Парагенезисы. Минералы серии обогащены натрием и алюминием, но вместе с тем богаты кремнием и бедны кальцием. Это определяет их появление в довольно широком по основности диапазоне парагенезисов и пород. Повышенная щелочность парагенезисов способствует окислению железа, что приводит к смещению ферроглаукофана в магнезиорибекит. Повышенная кремнекис-

лотность обуславливает возможность парагенезисов с кварцем и кислыми породами. Глаукофан и магнезиорибекит (богатые магнием минералы серии) широко развиты в метаморфических породах (метабазитах) фации глаукофановых (или голубых) сланцев. Они образуются часто при регрессивных изменениях эклогитов и жадеитовых пород, встречаясь совместно с разными минералами, из которых наиболее принципиальными являются алмадин, жадеит, лавсонит, пумпеллит, альбит, кальциевые амфиболы, парагонит, хлорит, *стильномелан*, цоизит, эпидот, титанил. РТ-интервал образования магнезиальных минералов серии шире, чем в фации зеленых сланцев.

Рибекиту, имеющему низкую магнезиальность, свойственны иные парагенезисы. Он развит преимущественно в кислых, субщелочных породах от гранитов до нефелиновых сиенитов, где ассоциирует с альбитом, эгирином, кварцем или реже нефелином, встречается в пегматитах. Минерал типичен для кислых эффузивов и встречается в богатых натрием риолитах и трахитах в ассоциации с эгирином-авгитом. Рибекит можно встретить в кварцевых жилах, связанных с лампрофировыми дайками. Тонковолокнистая разновидность рибекита – *крокидолит* или *голубой асбест* – распространена в породах формации железистых кварцитов, где его прожилковые прослойки образуются в результате воздействия щелочных гидротерм. Крокидолит может находиться в ассоциации с кварцем, *гематитом* и магнетитом, карбонатами и может иметь не только голубой, но и золотисто-бурый цвет (“*кошачий глаз*”). Рибекит встречается в низкотемпературной ассоциации (формация Гринривер) с эгирином и натрово-кальциевым карбонатом *шортитом*. Магнезиорибекит в волокнистых агрегатах описан в жилах с *опалом* среди песчаников.

Ряды **экерманита (Eck)** – ферроэкерманита $\text{Na}_3(\text{Mg, Fe})_4\text{Al}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ и магнезиоарфведсонита – арфведсонита (Arf) $\text{Na}_3(\text{Mg, Fe})_4\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH})_2$. Названы в честь проф. Х. фон Экермана (Швеция) и химика проф. Дж.А. Арфведсона (Швеция). Пределы составов определяются формулой $(\text{Na, K})_{0,5-1\text{A}}(\text{Na}_{1,5-2\text{B}}\text{Ca}_{0-0,5})(\text{Mg}_{1-0}, \text{Fe}^{2+}_{0-1})_{2,5-3,5}(\text{Al}^{\text{VI}}_{1-0}, \text{Fe}^{3+}_{0-1})_{0,5-1,5}[\text{Si}_{8-7,5}\text{Al}_{0-0}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ (см. рис. 64 и табл. 26). Как и ферроглаукофан, ферроэкерманит встречается в природе, это – расчетный минерал. В то же время арфведсонитый ряд представлен в полном объеме.

В приводимых ниже оптических свойствах экерманитового ряда (табл. 28) правый предел относится не к ферроэкерманиту, а к наиболее железистому экерманиту.

Угол погасания $s:N_p$ у экерманита довольно большой и обычно неравномерен даже в одном зерне, проявляя “пламенное” погасание. В то же время $s:N_p$ у арфведсонита обычно мал. Нередко у арфведсонита проявляется аномальное погасание, когда в разрезах вдоль (010) минерал не гаснет даже в монохроматическом свете.

Таблица 28

Оптические свойства минералов экерманитовой и арфведсонитовой серий

	Экерманит	Магнезиоарфведсонит- арфведсонит
n_p	1,612–1,636	1,674–1,700
n_m	1,625–1,652	1,679–1,709
n_g	1,630–1,654	1,686–1,710
$n_g - n_p$	0,009–0,020	0,005–0,012
$(\) 2V$	80–15°	0–50°
Дисперсия	$\gamma > \nu$ очень сильная	$\gamma < \nu$ очень сильная
Удлинение	— ($c: N_p = 53-18^\circ$)	— ($c: N_p = 0-30^\circ$)
Ориентировка	$N_m = b$, <i>н.л.о.о.</i> (010)	$N_m = b$, <i>н.л.о.о.</i> \perp (010)
Спайности	по (110) совершенная, отдельность по (010)	
Спайный угол	~56°	
Двойникование	простое и полисинтетическое по (100)	
Плотность, г/см ³	3,00	3,50
Окраска в шлифах	зеленый	зеленый, буровато-зеленый, серо-фиолетовый
Плеохроизм	N_p — зеленовато-голубой; N_m — светлый голубовато-зеленый; N_g — светлый желтовато-зеленый	N_p — голубовато-зеленый, синий; N_m — синеватый, оранжево-желтый, серовато-фиолетовый; N_g — зеленовато-желтый, желто-зеленый

Отличия от оптически сходных минералов. Минералы серии экерманита-арфведсонита обладают очень высокой дисперсией оптических осей, так что полное погасание минерала в полихроматическом (белом) свете наблюдается не всегда. Вместо погасания возникают аномальные окраски. Многие интервалы величин оптических свойств серии перекрываются с другими амфиболами. Все же по совокупности величин светопреломления, двупреломления, углу оптических осей, характеру их дисперсии, ориентировке индикатрисы, окраске и плеохроизму, и особенно с учетом парагенезисов, минералы серии в большинстве случаев поддаются приближенной диагностике. Арфведсонит от всех амфиболов, кроме рибекита и катфорита, отличается ориентировкой плоскости оптических осей, \perp (010), низким двупреломлением и характером плеохроизма. Для рибекита характерен большой угол оптических осей и большой угол погасания в сравнении с арфведсонитом.

Парагенезисы. Минералы серии экерманита-арфведсонита имеют более высокое содержание натрия, чем глаукофан-рибекитовая серия и являются более щелочными. Их парагенезисы тяготеют к щелочным магматическим породам (сиенитам, нефелиновым сиенитам), где они сосуществуют с микроклином, альбитом, *нектолитом*, эпидиомом, нефелином, титанитом, апатитом и образуются на поздних стадиях кристаллизации магмы или в постмагматическую стадию. Реже экерманит встречается в доломитовом карбонатите в контакте с *бас-*

тнезитом, гематитом и флюоритом. Встречается он в жадеитовой породе, а также в сланцах с эпидотом, кварцем и кальцитом. Более распространенные в серии минералы магнезиально-железистого ряда арфведсонита характерны для нефелиновых сиенитов, пегматитов и их контактовых ореолов, находясь в парагенезисах с эгирином, эгирин-авгитом, гастингситом, микроклином, альбитом, нефелином, титанигом, *энигматитом, эвдиалитом*. Известен парагенезис арфведсонита с куммингтонитом. Арфведсонит обнаруживается также в щелочных гранитах, где встречается в ассоциации с кварцем, микроклином, плагиоклазом, эгирином, гранатом, рибекитом, *энигматитом*, образуясь в раннюю постмагматическую стадию. Арфведсонит известен в риолитах и трахитах, установлен в образцах лунных пород. Найден он и в кальцит-доломитовом карбонате, в щелочных метасоматитах, контактово-метасоматических породах повышенной щелочности, фенитах, роговиках, редко в гнейсах. Минерал нередок в породах формации железистых кварцитов.

Серия *нибёита* $\text{NaNa}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$ с двумя изоморфными рядами *нибёит* \rightarrow **ферронибёит** $\text{NaNa}_2\text{Fe}_3\text{Al}_2[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$ и *нибёит* \rightarrow **ферроферринибёит** $\text{NaNa}_2\text{Fe}_3\text{Fe}^{3+}_2[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$ (см. рис. 64) представлена редкими амфиболами, найденными пока только в высокобарных породах – эклогитах и жадеитовых кварцитах в ассоциации с жадеитовым пироксеном, магнезиально-железистым гранатом, коэситом, рутилом, *ильменитом*. По окраске, плеохроизму и другим оптическим характеристикам минералы этой серии сходны с другими щелочными амфиболами, но в отличие от них устойчивы в более высокобарных условиях, образуя парагенезисы с первичными минералами эклогитовой фации. При понижении давления *нибёит* при избытке SiO_2 (как и жадеит), замещается альбитом и натрово-кальциевыми амфиболами.

Глава 6. СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ

6.1. Группа слюды

Название *слюда* происходит от древнеславянского слова *слуда, слуд* – второй слой льда или *слуз* – тонкий слой льда, дано по сходству с тонкими и прозрачными льдинками.

Слюды – важнейшие породообразующие минералы. По распространенности они уступают только полевым шпатам, кварцу, пироксенам и амфиболом. Наиболее широко развиты мусковит и биотит, флогопит встречается гораздо реже и приурочен преимущественно к продуктам метаморфизма мало-железистых карбонатных пород, а среди магматических образований встречается в ультраосновных и основных породах. Литиевые слюды по распространенности составляют следующую группу, но встречаются только в породах, исходная магма которых была богата летучими компонентами. В осадочных породах широко развит глауконит. Другие слюды более редки, некоторые известны лишь в единичных или немногочисленных находках.

Систематика. Минералы *группы слюды* представляют собой классический пример силикатов со слоистой структурой. Ее основу составляют двумерные структурные элементы двух типов: 1) сетки колец гексагональной или дитригональной конфигурации из соединенных вершинами кислородных тетраэдров, заселенных преимущественно катионами Si и Al; 2) сетки из соединенных ребрами кислородных тетраэдров, которые могут быть заселены полностью двухвалентными катионами (главным образом Mg, Fe²⁺ с возможностью частичного замещения на трех- и одновалентные катионы) или на 2/3 трехвалентными катионами (главным образом Al). В связи с этим выделяются соответственно *триоктаэдрические* и *диоктаэдрические* слюды. Структурные элементы двух типов соединяются друг с другом в трехэтажные слои, представляющие сочетание октаэдрической сетки с примыкающими к ней сверху и снизу двумя тетраэдрическими сетками. При этом вершины всех тетраэдров соединяются лишь с 2/3 вершин октаэдров; оставшаяся 1/3 вершин октаэдров заселена группами (OH)⁻ и F⁻. Между собой отдельные трехэтажные слои связаны межслоевыми катионами (K⁺, Na⁺, Ca²⁺ и др.) (рис. 65).

Общий химический состав минералов этой группы определяется формулой $XY_{2-3}[Z_4O_{10}](OH,F)_2$, где X – межслоевые катионы, обычно K, Na, реже NH₄, Ca,

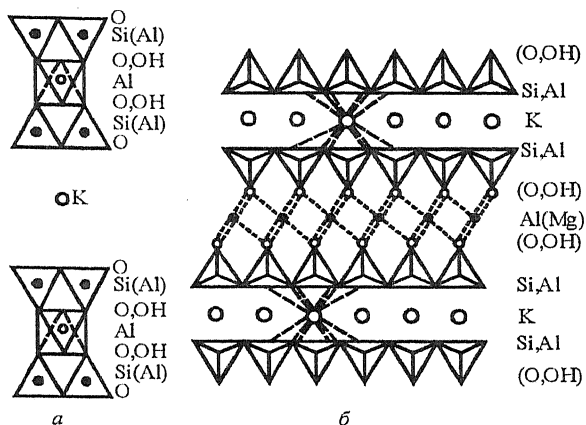


Рис. 65. Структура слюд [Минералы, IV–2, 1992].

Ва, Rb, Cs; Y – октаэдрические катионы, обычно Al, Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, реже Mn²⁺, Cr³⁺, Ti⁴⁺, Li; Z – тетраэдрические катионы, обычно Si, Al, реже Fe³⁺, Ti⁴⁺. Систематика наиболее распространенных слюд приведена в таблице 29.

Таблица 29

Систематика наиболее распространенных минералов группы слюд

Название минерала	Позиции		
	X	Y	Z
Дюоктаэдрические слюды			
Мусковит	K	Al ₂	Al Si ₃
Гидромусковит	K, H	Al ₂	Al Si ₃
Фенит	K	(Mg, Fe) _{0,5} Al _{1,5}	Al _{0,5} Si _{3,5}
Лейкофиллит	K	MgAl	Si ₄
Фузит	K	(Al, Cr) ₂	Al Si ₃
Селадонит	K	(Mg, Fe ²⁺)(Fe ³⁺ , Al)	Si ₄
Глаукозит	K	(Mg, Fe ²⁺) _{0,67} (Fe ³⁺ , Al) _{1,33}	Al _{0,33} Si _{3,67}
Парагонит	Na	Al ₂	Al Si ₃
Триоктаэдрические слюды			
Флюгозит	K	Mg ₃	Al Si ₃
Биозит	K	(Mg, Fe ²⁺) ₃	Al Si ₃
Анигит	K	Fe ²⁺ ₃	Al Si ₃
Сидерофилюзит	K	Fe ²⁺ _{2,5} Al _{0,5}	Al _{1,5} Si _{2,5}
Лепидомелан	K	(Fe ²⁺ , Fe ³⁺) ₃	Al _{1,5} Si _{2,5}
Истонит	K	Mg _{2,5} Al _{0,5}	Al _{1,5} Si _{2,5}
Тетраферрифлюгозит	K	Mg ₃	Fe ³⁺ Si ₃
Лещадолит	K	Li _{1,5} Al _{1,5}	Al Si ₃
Полиитионит	K	Li ₂ Al	Si ₄
Цинвальдит	K	Li (Fe ²⁺ , Al) ₂	Al Si ₃
Хрупкие слюды			
Маргарит	Ca	Al ₂	Al ₂ Si ₂
Клиттонит	Ca	(Mg, Al) ₃	Al ₃ Si

Наиболее четко слюды разделяются по характеру катионов в октаэдрических позициях. В диоктаэдрических слюдах из каждой трех октаэдрических позиций две заняты трехвалентными катионами (обычно Al), а одна свободна; в триоктаэдрических слюдах все три октаэдрические позиции заняты двухвалентными катионами (обычно Mg или Fe^{2+}). Особое место занимают лигневые слюды, в которых октаэдрические позиции в большей или меньшей мере заняты Li (лепидолигт, *полиптионит*, *цинвальдит*). По характеру межслоевых катионов выделяются резко преобладающие калиевые слюды, а также натриевые и очень редкие – аммониевые. В межслоевых промежутках хрупких слюд находятся двухвалентные катионы (Ca, Ba), в гидрослюдах – молекулярная вода или оксоний, частично замещающие калий.

Кремний в кремнекислородных тетраэдрах обычно заменен примерно на 1/4 алюминием, однако существуют четырехкремнистые слюды (*лейкофиллит*, *селадонит*, *полиптионит*) и промежуточные – с Si около 3,6 ф.е. (фенгит), двух- и однокремнистые (хрупкие слюды), а также слюды, в которых позиции Al^{IV} заняты Fe^{3+} (тетраферрислюды).

Оптические свойства. Для слюд характерны моноклининая сингония и псевдогексагональный характер табличатых кристаллов, весьма совершенная спайность по (001) и очень высокое двупреломление. Все слюды оптически отрицательны. Важным диагностическим свойством всех минералов группы слюд является их прямое и искристое погашение, которое проявляется в том, что кристаллы в погашенном состоянии содержат массу мелких светящихся точек. Все слюды имеют положительный знак удлинения (вдоль спайности).

Парагенезисы. Слюды образуются в широком интервале P-T-условий, и некоторые из них устойчивы, видимо, до глубин порядка 150–200 км при давлении более 40 кбар и температуре выше 1000°C. Это непосредственно доказывается обнаружением флогопита, биотита [Giardini et al., 1974] и мусковита [Prinz et al., 1975] в виде включений в краевых частях кристаллов алмаза вместе с другими калийсодержащими минералами: калиевым полевым шпатом, *джерфшиеритом*. Отметим, что такие находки водосодержащих минералов в виде включений в алмазе отражают специфику флюидного режима магматических очагов алмазоносных магм [Маракушев и др., 1998], представляя в этом аспекте особый интерес. Парагонит стабилен при повышенных T и P и замещается альбитом и другими минералами уже при 550–620°C и давлении 1–4 кбар.

Для интрузивных горных пород особенно характерны биотит и мусковит, входящие в состав биотитовых, мусковитовых и двуслояных гранитов, сиенитов, диоритов и других. При этом многими исследователями отвергается первично магматическая природа мусковита, и его образование в перечисленных породах связывается с наложенными постмагматическими процессами мусковитизации, грейзенизации и т. п. В эффузивных породах развит биотит, а флого-

пигмент обогатены некоторые лампрофиры (меланократовые жильные породы). В грейзенах и пегматитах разного типа широко распространены мусковит и литиевые слюды, менее – биотит, который становится неустойчивым ниже 500°C. Мусковит присутствует в березитах, а для листовчатых характерна его хромосодержащая разновидность (фуксит). Флогопит является типичным минералом контактовых зон гранитов и пегматитов с магнетизальными карбонатными породами. Поздние скрации флогопита, формирующиеся в окислительных условиях, представлены тетраферрифлогопитом. Флогопит обильно в кэмберлитах и лампроитах.

Исключительно велика роль слюды в метаморфических породах – гнейсах, слюдяных (биотитовых, мусковитовых, двуслюдяных и серицитовых) сланцах и филлигах. Для последних характерна тонкочешуйчатая разновидность мусковита – серицит.

Среди слюды по составу и свойствам принято выделять две крупных группы – *белые* (бесцветные или слабоокрашенные, с малым содержанием магния и железа) и *темные* (густоокрашенные, с существенными содержаниями магния и железа) *слюды*.

6.1.1. Белые слюды

Мусковит (Ms) $KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$ является одной из самых распространенных слюды, встречаясь в самых различных условиях. Название *мусковит* происходит от “Московии”, откуда вывозился этот минерал, используемый как оконное стекло.

Химизм. Для мусковита характерны довольно значительные изоморфные замещения, при которых калий замещается Na, Rb, Cs, Ca, Ba. На месте октаэдрического Al могут присутствовать Mg, Fe²⁺, Fe³⁺, Mn, Li, Cr, Ti, V. Группа (OH) может замещаться F, а соотношение кремнекислоты и глинозема (Si₆Al₂) может изменяться до (Si₇Al). На редко присутствует в больших количествах (максимальные содержания не превышают 2 мас. %). При преобладании Na над K используется термин **парагонит (Pg)**, идеальный состав которого отвечает формуле $NaAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$. Как видно из диаграммы (рис. 66), мусковит и парагонит не образуют полного ряда смешимости, пределы которой расширяются с температурой, что может быть использовано в качестве приближительного геотермометра. Так, при температуре ~660°C в состав мусковита может входить свыше 20 мол. % парагонитовой составляющей.

Мусковит часто содержит от 2 до 4 мас. % Fe₂O₃, а некоторые разновидности характеризуются таким же высоким содержанием FeO. Большинство мусковитов содержит менее 1 мас. % MnO и лишь следы хрома, хотя известны хромовые мусковиты, содержащие до 6 мас. % Cr₂O₃, которые называют **фукситами**.

В структуру мусковита может входить до 3,5 мас. % Li₂O без ее изменения, и такие слюды называются *литиевыми мусковитами*. Слюды с еще боль-

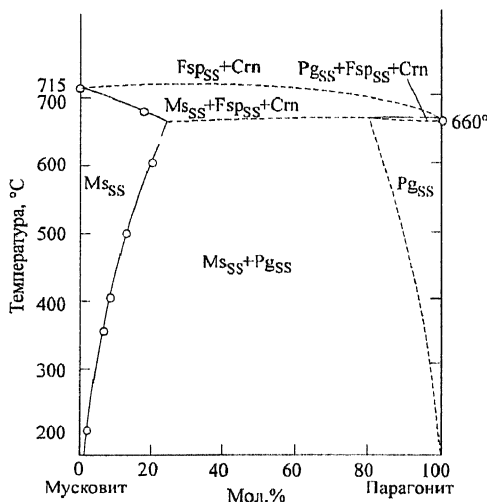


Рис. 66. Фазовая диаграмма области субсолидуса сечения мусковит–парагонит [Eugster, Yoder, 1955]. SS – твердый раствор.

шим содержанием лития описываются как самостоятельный вид, получивший название **лепидолита**. Важной особенностью литиевых слюдов является их высокая фтористость.

Название **фенгит** (от лат. *phengites* – прозрачный, просвечивающий) применяется для обозначения мусковита, у которого отношение Si:Al больше, чем 3:1. При этом увеличение содержания кремния обычно сопровождается замещением Al в октаэдрических позициях на Mg или Fe^{2+} . Фенгит закономерно вписывается в ряд мусковит – **лейкофиллит** $KAlMgSi_4O_{10}(OH)_2$, в котором $2Al \rightarrow (Al, Mg)$, а $(Si, Al) \rightarrow Si$.

Гидромусковит имеет высокое содержание H_2O и низкое содержание K_2O . Имеются данные о том, что в ионах, замещающих K^+ , присутствует дополнительный водород $(H_3O)^+$. Иногда отмечаются также повышенные содержания магния относительно нормального мусковита.

В хрупких слюдах главный межслоевой катион представлен кальцием, появление которого в решетке компенсируется увеличением отношения $Al^{VI}:Si$. К этой группе относятся **маргарит**, который получил свое название от греч. *margarites* – жемчужина, и **клинтонит** (синоним *ксантофилит*).

Представительные химические анализы белых слюдов приведены в таблице 30.

Оптические свойства. Мусковит большей частью бесцветный, хотя иногда бывает слабо розоватым, что чаще характерно для лепидолита и объясняется присутствием ионов Mn, слабо зеленоватым или коричневатым. Фуцит характеризуется отчетливо зеленоватой окраской и шехоуризмом.

Таблица 30
Химический состав и рассчитанные формулы минералов группы слюд
[Дир и др., 1966]

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	46,77	50,83	49,23	44,41	38,30	34,06	40,16	29,57
TiO ₂	0,21	—	0,67	0,22	3,60	1,42	0,45	—
Al ₂ O ₃	34,75	23,70	25,86	40,09	13,99	20,52	12,65	49,97
Fe ₂ O ₃	0,71	—	3,94	1,72	3,98	0,58	5,52	2,94
FeO	0,77	1,24	1,27	0,28	20,24	19,90	4,39	—
MnO	—	0,97	0,04	0,02	0,09	0,02	0,03	0,22
MgO	0,92	0,46	3,18	0,16	7,96	9,55	22,68	0,34
CaO	0,13	0,24	0,32	0,67	0,90	0,47	0,24	10,89
Na ₂ O	0,47	1,06	0,51	5,80	0,50	0,41	—	0,92
K ₂ O	10,61	9,88	9,85	2,22	8,31	7,57	9,62	—
Rb ₂ O	0,05	1,64	—	—	—	—	—	—
Li ₂ O	0,02	5,51	—	—	—	—	—	0,39
F	0,16	6,96	—	0,08	0,32	—	—	—
H ₂ O ⁺	4,48	0,90	4,48	4,45	1,63	5,03	3,00	4,81
H ₂ O ⁻	—	0,12	0,29	—	—	0,21	—	—
O≡F	0,07	2,93	—	0,03	0,13	—	—	—
Сумма	100,05	100,58	99,64	100,12	99,84	99,74	98,74	100,05
Кристаллохимические коэффициенты								
Si	6,210	6,754	6,66	5,754	6,015	5,089	5,917	3,922
Al ^{IV}	1,790	1,246	1,34	2,246	1,985	2,911	2,083	4,078
Al ^{VI}	3,650	2,368	2,78	3,879	0,605	0,704	0,114	3,738
Ti	0,021	—	0,06	0,022	0,424	0,160	0,050	—
Fe ³⁺	0,071	0,161	0,40	0,168	0,470	0,064	0,613	0,293
Fe ²⁺	0,085	0,175	0,14	0,030	2,659	2,488	0,541	—
Mn	—	0,088	—	—	0,012	0,003	0,004	0,025
Mg	0,182	0,006	0,64	0,031	1,863	2,127	4,180	0,067
Li	0,005	2,770	—	—	—	—	—	0,208
Ca	0,018	0,015	0,04	0,093	0,151	0,075	0,038	1,548
Na	0,121	0,140	0,14	1,458	0,150	0,118	—	0,236
K	1,800	1,518	0,85	0,368	—	1,444	1,810	—
Rb	—	0,336	—	—	—	—	—	—
F	0,067	2,920	—	0,032	0,158	—	—	—
OH	3,968	1,344	4,04	3,846	1,708	5,014	2,984	4,258

Анализ 1 – мусковит из метасоматической жилы в гранодиорите, бассейн Салтен, округ Снохомиш, Вашингтон; 2 – лепидолит из пегматита, Миннаги, префектура Окаяма, Япония; 3 – фенгит из зеленых сланцев Восточных Альп; 4 – парагонит из хлорит-серпичитового сланца, Глеб-Маунтин, Южный Вермонт; 5 – биотит из гранодиорита, Вудсон, батолит Южной Калифорнии; 6 – биотит из ставролит-гранат-слюдяного сланца, залив Пертхуми, Стоунхейвн, Шотландия; 7 – флогопит из кимберлита, месторождение Франк-Смит, Капская провинция, Южная Африка; 8 – маргарит, Честер, Массачусетс. Кристаллохимические коэффициенты слюд рассчитаны кислородным методом на 24 (O, OH, F).

У мусковита нередко наблюдаются двойниковые образования, причем двойниковым швом служит или третий пинакоид, или призма {110}. Двойниковый шов минерала часто имеет совершенно неправильную форму.

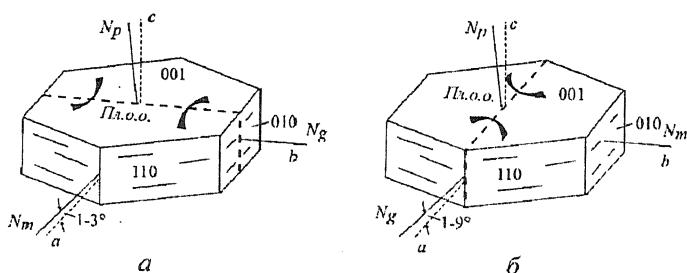


Рис. 67. Оптическая ориентировка мусковита (а) и биотита (б) [Дир и др., 1966].-

Оптическая ориентировка мусковита показана на рис. 67 а. Плоскость оптических осей минерала перпендикулярна (010). Показатели преломления мусковита изменяются в достаточно широких пределах: $n_g=1,587-1,616$, $n_m=1,582-1,610$, $n_p=1,552-1,574$, в большинстве случаев рельеф минерала низкий положительный. Иногда очень хорошо проявлена псевдоабсорбция (изменение рельефа в зависимости от направления). Двупреломление мусковита, как и всех слюд, высокое $n_g-n_p=0,036-0,054$. Оптический знак отрицательный, $2V=35-50^\circ$, дисперсия оптических осей слабая, $r>v$.

В породах мусковит образует обычно листочки, чешуйки, пластинки и розетки; мелкочешуйчатый и мелколейстовидный мусковит называется **серпидитом**. При этом серпидит иногда отличается по своему химическому составу от мусковита в сторону увеличения содержания SiO_2 , MgO и H_2O и снижения $-K_2O$.

Парагонит в шлифах очень похож на мусковит и оптическими методами от него практически неотличим. Фенит также практически неотличим от мусковита.

Оптические свойства лепидолита колеблются в широких пределах, которые скорее определяются примесью марганца и железа (особенно окисного), нежели присутствующим в слюде литием. Устанавливаются следующие пределы колебаний оптических констант $n_g=1,555-1,566$; $n_m=1,553-1,563$; $n_p=1,533-1,537$; $n_g-n_p=0,022-0,029$.

Хрупкие слюды встречаются в виде пластинчатых скоплений, реже образуют массивные зернистые агрегаты. Минералы этой группы имеют средний положительный рельеф ($n_g=1,644-1,650$; $n_m=1,642-1,648$; $n_p=1,630-1,638$) и низкое двупреломление ($n_g-n_p=0,012-0,014$), отличающее их от всех белых слюд. Иногда для хрупких слюд отмечается слабо выраженный плеохроизм в желтоватых и зеленоватых тонах. Минералы этой группы оптически двуосны, $2V$ колеблется от 40 до 67° .

Изменения. В корях выветривания белые слюды переходят в **каолинит**, в современных почвах – в **монтмориллонит** и в смешаннослойные образования с **монтмориллонитом**. Может также наблюдаться переход в гидрослюды с резким уменьшением двупреломления.

Отличия от оптически сходных минералов. Мусковит, фенгит и парагонит обычно можно спутать с тальком, у которого плоскость оптических осей тоже перпендикулярна (010), и между этими минералами наблюдается сходство большинства оптических свойств. Различия наблюдаются по углу оптических осей, который у талька мал и укладывается в диапазон $2V=0-20^\circ$. Кроме того, тальк всегда образуется в магнезиальной (ультраосновной и основной) среде, а мусковит типичен для пород, богатых алюминием. Мусковит очень похож на бесцветные глинистые минералы *монтмориллонитовой* группы, однако у *монтмориллонита* и магнезиального *сметкита* низкий отрицательный рельеф.

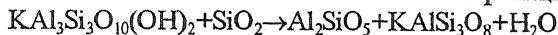
От *каолинита* и минералов группы хлорита мусковит отличается высоким двупреломлением, а от окрашенного флогопита – отсутствием хорошо заметного плеохроизма в коричневатых тонах. В магнезиальных скарпах флогопит обычно или очень часто бесцветен, но для него в отличие от мусковита характерна магнезиальная среда, низкая железистость мафических минералов в парагенезисе и более низкий $2V$.

Литиевые слюды отличаются от сходных минералов по парагенезисам (богатые литием и фтором пегматиты), а также по четко проявленной розовой окраске в пшуге.

Хрупкие слюды отличаются от мусковита и талька более высоким показателем преломления и низким двупреломлением, а от окрашенных хлоритов и хлоритоида – отсутствием яркой зеленоватой окраски и несколько большим двупреломлением. Хрупкие слюды похожи на ортопироксены по плеохроизму и более грубой, чем у остальных слюд, спайности, но легко отличаются по низкому ($-2V$).

Парагенезисы. Мусковит встречается в самых разных регионально метаморфизованных породах. Для низкой (хлоритовой) ступени метаморфизма образование этого минерала обусловлено главным образом перекристаллизацией первичного осадка и служит явным признаком метаморфических преобразований глинистых отложений. Мусковит может ассоциировать с хлоритом и хлоритоидом, с повышением температуры количество мусковита в породах снижается, и стабилизируется его парагенезис с биотитом. В мусковитовых и двуслюдяных сланцах с мусковитом часто присутствует альмандин-спессартиновый гранат.

Ассоциация мусковита с кварцем устойчива на протяжении большей части РТ-условий регионального метаморфизма, однако выше $600-650^\circ\text{C}$ она замещается полевым шпатом и силлиманитом согласно реакции:



мусковит + кварц → силлиманит + ортоклаз.

Мусковит является наиболее обычной слюдой жильных магматических образований (аплитов и пегматитов), но в гораздо меньшей степени, чем био-

тит, встречается в кислых магматических породах. Мусковит кристаллизуется непосредственно из жидкости гранитного состава при давлении выше 1,5 кбар, а ниже этого давления мусковит может образовываться только в субсолидусе (рис. 68). Крупные кристаллы мусковита в гранитах могут формироваться в равновесии с жидкостью или кристаллизоваться в твердом состоянии при давлении и температуре ниже кривой устойчивости мусковита. В регрессивных условиях мусковит и серицит развиваются по силикатам глинозема.

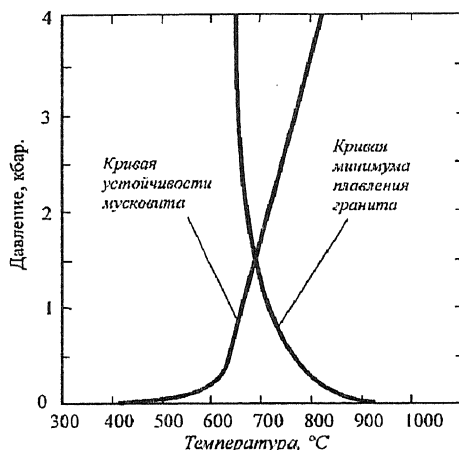


Рис. 68. Кривая устойчивости мусковита [Eugster, Yoder, 1955].

Мусковит — характерный минерал метасоматических пород стадии кислотного выщелачивания. Он встречается в грейзенах, образующихся на контакте гранитов с глиноземистыми породами (сланцами), в парагенезисе с кварцем, топазом и турмалином. Хромсодержащая разновидность мусковита (фуксит) образуется в листовниках — метасоматических породах по серпентинитам.

Тонкочешуйчатая разновидность мусковита (серицит) начинает образовываться еще на стадиях палеотипного изменения магматических горных пород, в которых она преимущественно замещает плагиоклазы. Серицит широко развит в породах низших ступеней метаморфизма в ассоциации с кварцем, альбитом, кальцитом и хлоритом.

Парагонит является довольно редким минералом. Он встречается в кристаллических сланцах и филлитах (иногда с кианитом и ставролитом), в двуслюдяных гнейсах, кварцевых жилах.

Фенит — порообразующий минерал метаморфических пород, характерен для метапелитов (фенитовых гнейсов), но также встречается в метабазитах высокобарных комплексов совместно с гранатом, глаукофаном и тальком; широко развит в хлоритсодержащих породах зеленосланцевой фации метаморфизма.

Литиевые слюды (лепидолит, *полилитинит*, *циннвальдит*) приурочены почти исключительно к гранитным пегматитам, где они ассоциируют с другими литиевыми минералами (*амблигонитом* $\text{LiAlPO}_4(\text{F}, \text{OH})$, сподуменом), турмалином, топазом, *касситеритом* и кварцем. Кроме того, они встречаются в гранитах и аплитах и в высокотемпературных, часто оловоносных, гидротермальных жилах.

Хрупкие слюды наиболее часто встречаются в метаморфических породах (хлоритовых и слюдяных сланцах) в ассоциации с *диаспором*, корундом, турмалином и ставролитом (маргарит); в магнезиальных скарпах со шпинелью, гроссуляром, кальцитом, везувианом, фассаитом и флогопитом, реже минералами группы гюмита (*клинтонит*).

6.1.2. Темные слюды

Биотитом (Bt) называется железистая триоктаэдрическая слюда, условная граница которой с **флогопитом** определяется отношением $\text{Mg}:\text{Fe} < 2:1$. Свое название биотит получил в честь минералога Ж. Б. Биота. Название **флогопит (Phl)** происходит от греческого *phlogopos*, огнеподобный, что указывает на красноватый оттенок, часто наблюдающийся в образцах.

Химизм. В биотитах развит изоморфизм двух типов: изовалентный ($\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow \text{Mg}$; $\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow \text{Mn}$; $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Al}$; $\text{K} \leftrightarrow \text{Na}$) и гетеровалентный ($3[\text{Fe}, \text{Mg}]^{2+} \leftrightarrow 2\text{Al}$ или $4\text{Al} \leftrightarrow 3\text{Si}$). Наиболее распространенный изоморфизм $\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow \text{Mg}$ и $2\text{Al} \leftrightarrow 3(\text{Fe}, \text{Mg})^{2+}$ обусловлен смесимостью четырех главных миналов: *сидерофиллита* (Sid), *истонита* (Ist), *аннита* (Ann) и флогопита (рис. 69). Общая формула биотита имеет следующий вид: $\text{K}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_{6-4}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})_{0-2}(\text{Si}_{6-5}\text{Al}_{2-3})\text{O}_{20-22}(\text{OH}, \text{F})_{4-2}$ (см. табл. 30, ан. 5, 6). Наиболее богатая железом ($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$) разновидность биотита получила название *летидомелана*. Следует отметить также вхождение натрия, кальция, бария, рубидия и цезия вместо калия. Среди этих элементов в составе биотита обычно в наибольшем количестве присутствует натрий, однако его содержание редко превышает 0,5 ф.е. Алюминий может замещаться литием (*циннвальдит*), а, кроме того, алюминий, находящийся в тетраэдрической координации, может замещаться трехвалентным железом (*тетраферрифлогопит* и др.).

Фтор может замещать ионы $(\text{OH})^-$, причем существенная изоморфная примесь фтора в биотите появляется преимущественно при относительно повышенном содержании титана. Кроме фтора, ион $(\text{OH})^-$ может замещаться хлором, который существенного влияния на оптические свойства биотита не оказывает.

Флогопит (см. табл. 30, ан. 7) среди темных слюд характеризуется высокими содержаниями магния, а в остальном его химизм сходен с химизмом биотита. Магнезиальный маложелезистый флогопит бесцветен, и его отнесение к темным слюдам является алогизмом.

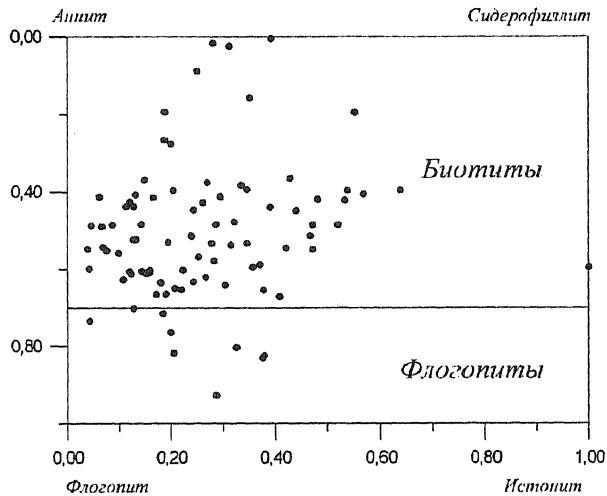


Рис. 69. Твердые растворы биотита в системе аннит – сидерофиллит – флогопит – истонит [Дир и др., 1966].

Глауконит (название от греческого *глаукос* – голубовато-зеленый) имеет колебания состава, приводящие к постепенному переходу в *селадонит* (с увеличением содержания SiO_2) или железистый *иллит* (с увеличением содержания Al_2O_3). Концентрация K_2O обычно ниже теоретической – до 4 мас. % с одновременным возрастанием H_2O . Почти всегда обнаруживается небольшое количество Na и Ca. В качестве элементов-примесей в количествах не более 0,25% присутствуют и Li, Be, B, F, REE и др.

Оптические свойства. У большинства биотитов плоскость оптических осей располагается параллельно (010) (см. рис. 67).

Все биотиты обладают достаточно интенсивной окраской и четко выраженным плеохроизмом с изменением интенсивности окраски и прямой схемой абсорбции ($N_g > N_p$). Главнейшими факторами, определяющими окраску биотита, являются содержание TiO_2 и отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$. Повышенное содержание TiO_2 вызывает красновато-бурую окраску, а высокое содержание окисного железа – зеленую. У *лепидомелана* наиболее густая окраска при плеохроизме по N_g и N_m является практически черной. Биотит имеет следующие значения показателей преломления, повышающиеся с увеличением железистости минерала: $n_g = n_m = 1,605 - 1,696$; $n_p = 1,565 - 1,625$. Дву-преломление высокое: $n_g - n_p = 0,040 - 0,080$. $(-)\ 2V = 0 - 10^\circ$ (псевдоодноосный), редко выпле. Нередко в биотитах встречаются включения циркона и других минералов, содержащих редкоземельные элементы; эти включения окружаются плеохроичными двориками с более густой, почти черной окраской.

Флогопит от биотита отличается менее густыми окрасками: светло-коричневой вплоть (и нередко) до бесцветной. Особо следует отметить *тетраферрифлогопит*, имеющий обратную схему абсорбции ($N_g < N_p$).

Глауконит в шлифах имеет зеленую окраску разных оттенков до коричневато-зеленого, почти черного. Имеет микроагрегатное, нередко волокнистое строение. Наиболее крупные чешуйки обнаруживают плеохроизм: N_g , N_m – ярко-зеленый или желтовато-зеленый; N_p – светло-зеленый, изредка соломенно-желтый. $N_g = N_m > N_p$. Показатели преломления колеблются в широких пределах в зависимости от железистости и межслоевых промежутков: $n_g = 1,61–1,64$; $n_p = 1,59–1,61$; $n_g - n_p = 0,020–0,030$. Двусный отрицательный. $2V = 0–20^\circ$, иногда до 40° , дисперсия оптических осей $r > v$.

Изменения. При выветривании минералов серии флогопита–биотита образуется “глинистая слода”, при дальнейшем процессе изменения наблюдается появление *вермукулита*. Маложелезистые разности переходят в *септеллорит* (минерал, по составу отвечающий хлориту, но с иным межплоскостным расстоянием), или тальк. Очень часто биотит замещается хлоритом (обычно пеннином), причем степень этого замещения может быть различной, вплоть до образования полных псевдоморфоз. В ассоциации с хлоритом могут образовываться эпидот, легко идентифицируемый по высокому рельефу и двупреломлению, и пренит, при более сильном изменении появляются кальцит, гидрокислы железа и кварц. Примесь титана в исходном регрессивно преобразованном биотите обычно фиксируется образованием тончайших иголок рутила и титанита, образующих *сагенитовую решетку*, и каймами титанита. При этом сам биотит часто обесцвечивается.

Глауконит при выветривании превращается в *нонтронит*, затем в смесь *сметита*, *каолинита* и окислов железа.

Отличия от оптически сходных минералов. Все зеленые слоды можно спутать с хлоритами, которые, однако, имеют более низкое двупреломление. Флогопит, имеющий очень слабую окраску, можно принять за мусковит. Чтобы избежать этого, надо внимательнее смотреть на плеохроизм минерала, $2V$ и парагенезис: флогопит характерен для высокомагнезиальных, а мусковит – для глиноземистых пород. Бесцветный флогопит также по оптике тождествен тальку, но тальк очень мягкий минерал, его листочки часто плавно изогнуты. В пересыщенных Al, богатых магнием породах, например, кордиерит-силлиманитовых кварцитах может присутствовать и слабоокрашенный флогопит, и мусковит, который, однако, развивается с замещением силлиманита и калишпата.

Парагенезисы. Биотит встречается в самых разнообразных геологических обстановках. В метаморфических породах он образуется в широком интервале температур и давлений и в изобилии присутствует во многих контактово и регионально метаморфизованных осадках. Из интрузивных магматических пород

биотит обычно присутствует в гранитах и гранитных пегматитах, гранодиоритах, тоналитах, диоритах, норитах, кварцевых и нефелиновых сиенитах, монцонитах. Кроме этого, он часто встречается в эффузивных магматических породах: риолитах, трахитах, дацитах, латитах, андезитах и некоторых базальтах.

Флогопит наиболее характерен для магнезиальных скарнов и карбонатов, метаморфизованных карбонатных пород, и встречается в ультраосновных и щелочноультраосновных магматических породах.

Глауконит – аутигенный минерал осадочных пород, встречается также среди продуктов низкотемпературного изменения магматических пород. Наиболее богаты глауконитом песчанистые породы, менее обилён он в алевролитах, глинах и карбонатных породах. Часто концентрируется в отложениях, обогащённых вулканогенным материалом или фосфоритами.

6.2. Группа хлорита

Название хлорит (Chl) группа получила по зелёной окраске большинства входящих в неё минералов от греческого слова *chloros* (зелёный). Минералы группы хлорита имеют слоистую структуру и во многих отношениях сходны со слюдами. Они часто встречаются в виде крупных кристаллов с совершенной спайностью по {001}, по которой они расщепляются на гибкие, но не упругие (в отличие от слюд) пластинки, однако широко распространены и тонкозернистые чешуйчатые, и массивные сплошные агрегаты. Сингония моноклиная.

Систематика и химизм. Минералы группы хлорита в основном триоктаэдрические (рис. 70). Это относится как к силикатному пакету (в хлоритах он имеет состав 2:1), так и к промежуточному (гидроксидному) слою. Встречаются и диоктаэдрические хлориты (например, *донбассит*), а также смешанные хлориты – диоктаэдрические в пакете 2:1, но триоктаэдрические в промежуточном гидроксидном слое. Последние описываются как ди-триок-

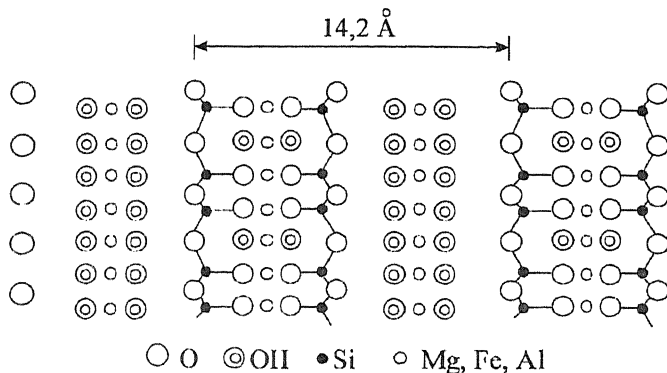


Рис. 70. Структура минералов группы хлорита [Минерал. энцикл., 1985]

тетраэдрические (смешанные) хлориты (например, *кукеит* и *судоит*). Хлориты смешанного три-диоктаэдрического типа неизвестны.

Катионные замещения в хлоритовой структуре имеют место во всех типах слоев. Общий состав минерала выражается следующей формулой: $(\text{Mg}_{6-x}\text{Al}_x)(\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x)\text{O}_{10}(\text{OH})_8$, с вариацией x в интервале 0,6–1,6. Обычно Mg частично замещается Fe^{2+} и другими двухвалентными катионами, Al^{3+} в октаэдрической позиции замещается Fe^{3+} и другими трехвалентными катионами. Согласно этим формулам, Mg должен замещаться Al в равных количествах в обеих его структурных позициях, однако это слишком большое упрощение, не всегда отражающее реальную ситуацию. Распределение октаэдрических двух- и трехвалентных катионов устанавливается лишь с помощью высокоточных методов анализа кристаллической решетки. Дело усложняется еще и тем, что в хлоритах, исходно содержащих двухвалентное железо, может происходить его окисление до трехвалентного. Замещение кремния алюминием осуществляется в пределах $[\text{Si}_{3,5}\text{Al}_{0,5}]^{\text{IV}}-[\text{Si}_2\text{Al}_2]^{\text{IV}}$.

Вследствие того, что хлоритовая структура допускает широкие вариации химического состава, в литературе известно большое число классификаций минералов этой группы. Наибольшее признание получила классификационная схема хлоритов М.Хея [Heу, 1954]. Прежде всего хлориты подразделяются по содержанию окисного железа на окисленные (более 4 мас.% Fe_2O_3) – тюринит, шамозит и делессит, – и неокисленные (менее 4 мас.% Fe_2O_3). В неокисленных хлоритах (рис. 71), встречающихся чаще, чем окисленные, дальнейшее подразделение основано на содержании кремния, количество атомов которого на удвоенную формульную единицу может быть равно 5,0; 5,6; 6,2 и 7 из максимального значения 8. В составах с таким содержанием кремния в тетраэдрических положениях должно быть соответственно 3; 2,4; 1,8; 1,0 атомов алюминия и равные количества Al (или $\text{Al}+\text{Fe}^{3+}$) в октаэдрических положениях. Фактически лишь очень немногие хлориты имеют состав, выходящий за пределы 4,5–7,0 атомов Si. Дальнейшее подразделение хлоритов производится по суммарному содержанию железа, что позволяет выделить области составов, относящиеся к отдельным минеральным видам. Таким образом, хлориты в принятой систематике классифицируются по трем параметрам: содержанию окисного железа, кремния и суммарного железа.

Кроме изоморфных замещений, отмеченных выше, многие хлориты характеризуются присутствием небольших количеств Mn, Cr, Ni, Ti и т.д. Химические анализы некоторых наиболее распространенных минералов группы хлорита представлены в таблице 31. Содержание Cr_2O_3 может достигать 10 мас.%. Хлорит с содержанием Cr_2O_3 более 2 мас.% [Lapham, 1958] (4 мас.% Cr_2O_3 [Heу, 1954]) следует называть *кочубештом*, если атомы хрома занимают тетраэдрические положения; если же этот элемент

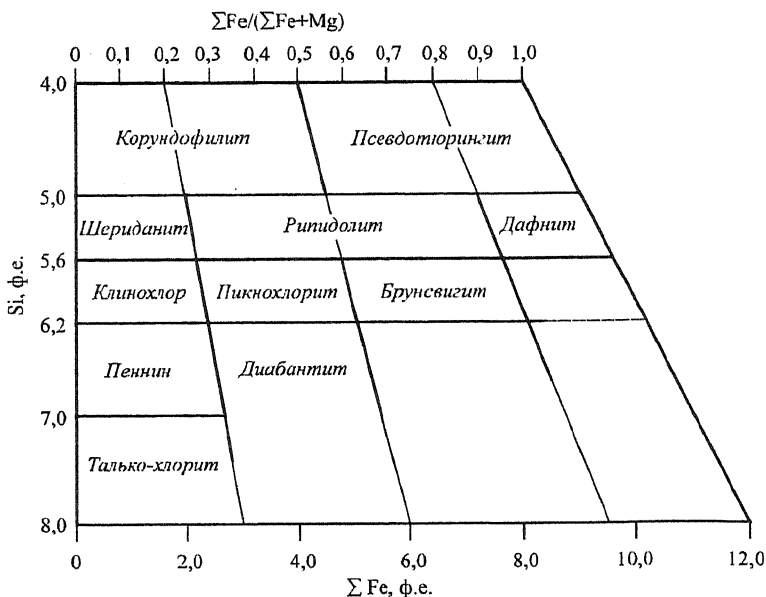


Рис. 71. Номенклатура неокисленных хлоритов [Неу, 1954].

находится в октаэдрической координации, то минерал следует называть кеммереритом.

Оптические свойства. Минералы группы хлорита встречаются в виде неправильных лейстовидных пластинок, чешуек, реже радиально-лучистых агрегатов и сферокристаллов. Спайность весьма совершенная по третьему пинакoidу. Погасание относительно спайности прямое, иногда угол погасания составляет первые градусы. Характерны двойники по пенниновому закону (по третьему пинакoidу), иногда по слюдяному закону [110], где пивом может быть и третий пинакoid, и плоскость, почти перпендикулярная к нему. У клинохлора могут наблюдаться полисинтетические двойники.

В шлифах подавляющее большинство хлоритов имеет зеленую окраску, реже сине-зеленую и лишь иногда встречаются бесцветные и желто-бурые хлориты. Плеохроизм наиболее интенсивно проявляется в хлоритах с высоким содержанием железа, причем схема абсорбции может быть как $N_p < N_m = N_g$, так и гораздо реже $N_p = N_m > N_g$. В направлении наименьшей абсорбции хлориты обычно бесцветны, светло-зеленые, а в направлении большей абсорбции обладают зеленым или оливково-зеленым цветом. Хромовые хлориты интенсивно плеохроируют и часто имеют розовую или фиолетовую окраску. В пластинках хлорита встречаются плеохроичные двойники, сходные с двойниками в слюдах; в центре таких плеохроичных ореолов часто встречаются включения циркона.

Таблица 31
Химические анализы минералов группы хлорита [Дир и др., 1966]

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	26,68	26,45	30,30	28,32	33,83	27,11
TiO ₂	–	–	–	0,09	–	0,35
Al ₂ O ₃	25,20	20,88	18,25	19,03	12,95	17,42
Fe ₂ O ₃	–	2,82	2,64	1,19	2,25	2,91
FeO	8,70	21,06	3,98	14,85	3,02	30,98
MnO	–	0,44	–	0,09	–	–
MgO	26,96	16,84	32,66	23,72	34,94	9,75
CaO	0,28	0,16	–	0,62	–	0,21
Na ₂ O	–	0,12	0,03	0,01	–	–
K ₂ O	–	0,19	0,38	–	–	–
H ₂ O ⁺	11,70	10,98	12,26	11,95	13,11	11,07
H ₂ O [–]	–	0,11	–	0,06	–	0,51
Сумма	99,52	100,05	100,50	99,93	100,10	100,31
Кристаллохимические коэффициенты						
Si	5,127	5,500	5,727	5,654	6,413	5,864
Al ^{IV}	2,873	2,500	2,273	2,346	1,587	2,136
Al ^{VI}	2,837	2,618	1,795	2,130	1,307	2,307
Ti	–	–	–	0,012	–	0,057
Fe ³⁺	–	0,439	0,375	0,180	0,321	0,473
Fe ²⁺	1,398	3,663	0,629	2,480	0,479	5,605
Mn	–	0,077	–	0,014	–	–
Mg	7,722	5,219	9,202	7,058	9,872	3,143
Ca	0,057	0,035	–	0,132	–	0,048
Na	–	0,047	0,008	–	–	–
K	–	0,050	0,090	–	–	–
ОН	16,00	15,23	16,00	15,94	16,00	15,98

Анализ 1 – шериданит (грохаунт), Бара-Бара, Дактаун, Теннесси; 2 – рипидолит из альбит-хлоритового кристаллического сланца, Спрингберн, западное Отаго, Новая Зеландия; 3 – клинохлор, Уэст-Таун, Пенсильвания; 4 – пикнохлорит из родингита, дайка Пастоки, Хиндубаг, Пакистан; 5 – пеннин, Циллерталь, Тироль; 6 – брунсвигит из спилита, Грейт-Айленд, Новая Зеландия. Кристаллохимические коэффициенты хлоритов в случаях, когда (ОН) равно 16, рассчитаны на 28 атомов кислорода; в других случаях пересчет произведен на 36 (О, ОН).

Большинство оптических свойств хлоритов определяется двумя переменными – содержаниями Si и суммарного железа. Показатели преломления хлоритов колеблются от 1,56 до 1,66, возрастая с увеличением содержания железа и уменьшением количества кремния. При этом низкий рельеф характерен для корундофилита, шериданита, пеннина, клинохлора, диабантита и большей части пикнохлоритов, а средний – для дафнита, брунсвигита и реже рипидолита. Двупреломление хлоритов изменяется от 0 до 0,015 (исключительно редко до 0,020), причем наиболее часто встречаются низко двупреломляющие хлориты ($n_g - n_p = 0,002 - 0,006$). К числу последних относится весьма

распространенный в природе пеннин, дающий резкую аномальную интерференционную окраску с тусклыми темно-синими, сиреневыми “черпильными”, в ряде случаев бурьми цветами интерференции.

Так как хлориты относятся к моноклинной сингонии, то они двуосны, однако очень часто показатели преломления двух направлений колебаний в плоскости (001) настолько близки, что величина $2V$ становится очень малой и не поддается определению. Угол оптических осей хлорита никогда не бывает больше 50° , причем минерал может иметь как положительный, так и отрицательный знак. Главные разновидности хлоритов по оптическому знаку разделяются следующим образом: положительные – клинохлор, рипидолит, шериданит и корундофиллит; отрицательные – диантит, brunsvigtit, тюрнит, шамозит и делессит. Пеннин бывает и положительным, и отрицательным. Хромовые хлориты обычно оптически положительные, но при содержании более 6 мас.% Cr_2O_3 они становятся отрицательными. Дисперсия оптических осей $r < v$ у положительных хлоритов и $r > v$ – у отрицательных.

Хлориты могут иметь как положительное, так и отрицательное удлинение, причем знак удлинения обычно обратен оптическому знаку минерала. Характерно прямое погасание, отклонение от которого не превышает 9° .

Отличия от оптически сходных минералов. От серпентина минералы группы хлорита можно отличить по часто наблюдаемому отчетливому плеохроизму, аномальным сиреневым и коричневым цветам интерференции и присутствию плеохроичных двориков, не характерных для серпентина. От похожих по собственной окраске биотитов хлорит отличается в разрезе со спайностью по низкой интерференционной окраске и более слабому плеохроизму. Амфиболы в отличие от хлоритов имеют средний рельеф (а большая часть хлоритов – низкий), косое погасание и спайность в двух направлениях с углом, близким к 60° . Иногда на хлорит оказывается очень похож турмалин, но у него выше двупреломление и всегда обратная схема абсорбции. Пумпеллит имеет значительно более высокий рельеф. Бесцветные хлориты иногда бывают трудны для диагностики, их можно спутать с бруснитом. Сдвойникованный бесцветный хлорит похож на олигоклаз, от которого отличается сплодоподобной спайностью и очень малым углом $2V$. Кроме того, трудность для диагностики могут представлять бесцветные оптически изотропные или почти изотропные хлориты. Они отличаются от большинства изотропных минералов низким рельефом и сплодоподобной спайностью.

Парагенезисы. В магматических породах минералы группы хлорита являются вторичными, развиваясь по главным породообразующим минералам (преимущественно темноцветным). Очень часто пеннин или рипидолит заменяют биотит, причем одновременно образуется землистый агрегат эпидота, иногда с пренитом, а также тончайшие иголки рутила или титанита, пересекающиеся под углом 60° и слагающие так называемую *сагенитовую ре-*

цветку. Нередко хлоритом заменяются также пироксен, амфибол, оливин, гранат и иногда полевой шпат. В измененных эффузивных породах весьма характерна ассоциация хлорита с эпидотом и кварцем, получившая название *протилитовой* и образующая прожилки и гнезда различного размера и формы. Весьма характерен хлорит для спилитов.

Хлорит является широко распространенным минералом метаморфических пород низкой ступени (наиболее магнезиальные разновидности могут сохраняться до температуры 600°C и даже выше), встречаясь и в метапелитах, и в метабазитах. В метапелитах он прослеживается, начиная с самых низкотемпературных пород – глинистых сланцев и филлитов, в ассоциации с кварцем, слюдами, альбитом, адуляром, карбонатами, хлоритоидом. Наибольшей распространенностью минералы группы хлорита пользуются в фации хлорит-слодяных сланцев, где становится возможной ассоциация хлорита и биотита. С повышением температуры хлорит постепенно вытесняется гранатом (по реакции хлорит+кварц→альмандин), а в амфиболитовой и гранулитовой фации он уже отсутствует.

В метаморфических породах метабазитового ряда нижний температурный предел образования хлорита составляет 200–250°C. Хлорит распространен в ассоциации с альбитом и эпидотом, а также в кальцит-хлоритовых и эпидот-актинолит-хлоритовых породах, которые благодаря окраске слагающих их минералов получили название зеленокаменных.

Температура стабильности хлоритов прямо зависит от их магнезиальности. Магнезиальные хлориты в ассоциации с энстатитом, антофиллитом-жедритом, или фассаитом, корундом, шпинелью стабильны до 600°C.

В гипербазитах и магнезиальных скарнах пеннин и клинохлор при постмагматических изменениях развиваются по контактам шпинели с форстеритом, а также в виде гомоосевых псевдоморфоз по флогопиту.

6.3. Группа серпентина

Название полиморфных модификаций группы серпентина $Mg_3[Si_2O_5](OH)_4$, очень близких по составу минералов, дано за сходство поверхности некоторых серпентинитов, т. е. пород, состоящих из минералов этой группы, с видом кожи змеи – от латинского *serpens* – змея. В группу входят: **антигорит**, **лизардит** и **хризотил**.

Антигорит (antigorite) назван по месту первой находки в долине Антигорно, Сев. Италия, близ Пьемонта. **Лизардит** (lizardite) также назван по месту находки в Лизарде, Корнуолл, Англия. **Хризотил** (chrysotile) – от греческого *хризос* – золото, *тильос* – волокно (за цвет хризотил-асбеста в образцах).

Структура всех минералов группы – слоистая, характеризуется триоктаэдрическим характером слоев.

Химизм. Состав серпентинов изменяется в широких пределах на основе изоморфного замещения $Mg \rightarrow Fe^{2+}$ и $MgSi \rightarrow AlAl$. Отмечаются примеси Ni , Mn , Fe^{3+} , Al и Cr (до 2–5 ат.%). В ангигорите обнаружен F (до 2,5 ат.%).

Теоретический состав серпентина (мас. %): $MgO=43,0$; $SiO_2=44,1$; $H_2O=12,9$. Чистый никельангигорит $Ni_6[Si_4O_{10}](OH)_8$ – *непунит*, никелевый хризотил – *гарниерит*. Железистые серпентины: $Fe_6[Si_4O_{10}](OH)_8$ – *гринолит*, $Fe_6[Fe^{3+}_2Si_2O_{10}](OH)_8$ – *кронштедтит* и $Fe_6[AlSi_3O_{10}](OH)_8$ – *бертьерин*. Три последние разности близки к некоторым окисленным хлоритам. *Гровестит* – марганцевый аналог *бертьерина*. *Амезит* – $(Mg,Al)_6[Al_2Si_2O_{10}](OH)_8$ – аналог *корундофилита*, но с одинарными кремнекислородными слоями. *Керолит* имеет более высокое содержание кремнезема (до ≈ 50 мас. %) и низкое MgO (до 30 мас. %). *Серпופит* – плотная, опаловидная разность серпентина; эта же разность называлась *благородным змеевиком*, *двейлитом*, *гимнитом*.

Хризотил и ангигорит кристаллизуются в моноклинной сингонии, но известны и их ромбические модификации. Удлинение волокон совпадает с направлением a . Для хризотила характерно волокнистое строение, а для остальных – микро- и криптокристаллические агрегаты листоватых кристаллов.

Цвет макроскопически от светло-желтого до бутылочно-зеленого различных оттенков и зеленовато-черного. В шлифах – бесцветные либо с очень слабым плеохронизмом от бесцветного или светло-зеленовато-желтоватого цвета по N_p до светло-зеленоватого по N_g . Спайность весьма совершенная по (001). Низкие показатели преломления определяют соответственно и низкий положительный рельеф, спускающийся у хризотила до отрицательного по N_p , при n_p меньше n канадского бальзама (n_p до 1,532). Оптические свойства минералов группы серпентина приведены в таблице 32.

Иногда у ангигоритов проявляются простые двойники и тройники, повернутые относительно друг друга на 60° вокруг (нормально к пластинке кристалла). Для серпентинов характерно прямое погасание и низкое двупреломление, практически не выходящее по интерференционным окраскам из серо-белых тонов первого порядка.

Отличия от оптически сходных минералов. Сходство с лизардитом проявляют бесцветные или слабоокрашенные разности хлоритов. Однако они лучше окристаллизованы с выраженной слоноподобной спайностью, менее смяты и имеют более высокий положительный рельеф. Для серпентина весьма характерны “*петельчатые*” псевдоморфозы по зернам оливина, представленные каймами и сетью микропрожилков хризотила с более поздним полным или частичным замещением реликтовых блоков оливина пластинчатым (часто смятым) лизардитом. Сходные по облику петельчатые псевдоморфозы по оливину образуют также глинистые минералы группы *сметита*, образу-

Таблица 32
Оптические свойства минералов группы серпентина

Минерал	n_p	n_g	2V	Оптич. знак	$r - v$	Знак удлин.	Абсорбция	Плотность, г/см ³
Антигорит	1,558 1,567	1,562 - 1,567	27-61	-	$r > v$	+	$N_p \approx N_m \approx N_g$	~2,61
Хризотил- α	1,532	1,545	30-35	-	-	-	$N_p \leq N_g$	
Хризотил- γ	1,549	1,556	10-90	+	-	+	$N_p > N_g$	
Ливардит	1,538 1,554	1,546 1,560	0-мал.	-	-	-		~2,55

ющиеся при подвождении выветривании (гальмиролизе) океанических толщ, но *сметиты* имеют отрицательный рельеф и высокое двупреломление. Характерны также ориентированные *баститовые* псевдоморфозы серпентина (преимущественно антигорита) по магнезиальным ортопироксенам. Хризотил в прожилках имеет поперечно-волокнистое строение, тогда как антигорит – обычно продольно-волокнистое. Длинноволокнистая разновидность хризотила – *хризотил-асбест* образует субпараллельные прожилки (в зонах растяжения) в серпентините. Антигорит иногда встречается в прожилках вдоль зеркал скольжения при сдвиговых деформациях.

Парагенезисы. Минералы серпентиновой группы за редкими исключениями образуются только при регрессивных изменениях магнезиальных оливинов, ортопироксенов или в целом гипербазитов. Крупные серпентинитовые массивы образуются по дунитам, оливинитам, трубкам и дайкам кимберлитов. Небольшие тела серпентинитов формируются по форстеритовой зоне магнезиальных скарнов. Из-за малой твердости и легкой сминаемости серпентиновые тела легко подвергаются тектоническим перемещениям в сдвиговых зонах, образуя тектонические смеси с другими (вмещающими) породами (диабазамы, мраморами). Такие брекчиевидные смеси (меланж) типичны, например, для офиолитовых комплексов, где материал в зонах сдвига может перемещаться на десятки километров. При сдвиговых деформациях в значительной мере утрачивается петельчатый облик серпентиновых псевдоморфоз. При образовании серпентина по оливингу закисное железо оливина переходит в пылевидный магнетит, загрязняя серпентин. По количеству магнетита можно судить о железистости исходного оливина. При достаточной активности S₂ (или H₂S) вместо магнетита образуется *пирит*. В окислительных условиях часть железа оливина переходит в серпентин в форме Fe³⁺, вызывая зеленовато-бурую окраску серпентина. Железистые оливины (Fa_{>50}) обычно не подвержены серпентинизации, сохраняют стабильность до низких температур.

Стабильные парагенезисы серпентина характерны для зеленокаменных изменений (с серпентином сосуществуют актинолит, хлориты, альбит, пумпелли-

ит, прениг, эпидот, магнетит, *пирит*, кальцит, доломит, магнезит, тальк). Серпентин стабилен при температуре ниже 480°C (при 4 кбар) и ниже 420°C (1 кбар). Наиболее высокотемпературные серпентины могут быть стабильными в ассоциации с оливином, минералами группы гумита, диопсидом, паргаситом и шпинелью. Для образования серпентина необходима сравнительно высокая основность среды. Повышение кремнекислотности (при кислотном выщелачивании) приводит к замещению серпентина тальком. Повышение кислотности, связанное с увеличением летучести CO₂ в растворах, приводит к замене серпентина (или $\text{SiPr} + \text{Cal}$) парагенезисом талька с магнезитом (или Dol). При уменьшении концентрации CO₂, напротив, тальковые парагенезисы замещаются серпентином. Кроме того, при температурах меньше ~300°C тальк становится метастабильным и сменяется парагенезисом серпентин+кварц (при низкой летучести CO₂) или $\text{Mgs}(\text{Dol}) + \text{Qtz}$. Вообще, серпентин стабилен при очень низких летучестях CO₂, но при крайне низких концентрациях углекислоты в растворах и флюидах (в условиях малых глубин) серпентин может сосуществовать с бруситом. В серпентине по боросодержащим магнезиальным скарнам встречается его тесный парагенезис (прорастания) с *ссайбелитом* [$\text{MgBO}_2(\text{OH})$]. В серпентинитах из-за низких температур образования и высоких кинетических барьеров могут метастабильно сохраняться реликтовые пироксены, гранаты, шпинелиды, рутил, *шльменит* и другие минералы, не образующие стабильных парагенезисов с серпентином.

6.4. Тальк

Тальк (Tlc) $\text{Mg}_6[\text{Si}_8\text{O}_{20}](\text{OH})_4$ – древнее арабское название.

Основу структуры минерала составляют слои, построенные из двух секток Si-тетраэдров, параллельных (001), обращенных друг к другу свободными вершинами, между которыми, прочно их связывая, располагается сетка из Al(Mg)-октаэдров. Между слоями действуют остаточные связи, обуславливающие предельно низкую твердость минерала и отсутствие упругих сил. Листовые силикаты с двухвалентными катионами (магний), к которым относится тальк, называются “триоктаэдрическими”, так как три катиона в каждой из шести групп OH принадлежат у них бруситовому слою.

Тальк содержит (мас. %): MgO 37,72; SiO₂ 63,52; H₂O 4,76; почти всегда присутствует некоторое количество FeO, замещающее MgO до 2–5%, Fe³⁺ – до 4,2%, Al – до 2%, Ni – до 1%; отмечается примесь Mn, Ca. Тальк, богатый железом (Fe³⁺), называется миннесотанитом (minnesotaite) (по месту находки в штате Миннесота, США).

Сингония талька моноклиническая. Очень редко наблюдается в таблитчатых кристаллах гексагонального и ромбического облика. Весьма характерны листоватые, особенно в гидротермальных жилах среди ультраосновных пород,

чешуйчатые, часто плотные массы, называемые жировиком, стеатитом, мышь-ным или горшечным камнем; изредка образует волокнистые агрегаты – агалит (agalit) – псевдоморфозы талька по энстатиту.

В шлифах – бесцветен. Тальк обладает весьма совершенной спайностью по (001), прямым погасанием с положительным удлинением. Показатели преломления низкие, $n_p = 1,538–1,550$, $n_m = 1,589–1,594$, $n_g = 1,575–1,600$; $n_g - n_p = 0,045–0,050$, что определяет низкий рельеф. Минерал двусосный, оптически отрицательный $2V_{N_p} = 0–30^\circ$, с ясной дисперсией оптических осей $g > v$. N_p перпендикулярна (001) – острая биссектриса. У миннесотанта $n_g = 1,612–1,623$, $n_p = 1,580$.

Плотность 2,58–2,83 г/см³.

Отличия от оптически сходных минералов. Наибольшие трудности в оптической диагностике талька представляют его отличия от белых слюд (мусковит и серицит, парагонит, фенгит), маложелезистого бесцветного флогопита, *пирофиллита* и *монтмориллонита*. Особенно трудно, когда тальк и эти минералы представлены мелкочешуйчатыми агрегатами, и проблемой становится оценка $2V$. Главное отличие талька от всех слюд является его мягкость, неперемнная плавная изогнутость его кристаллов и чешуск. Чешуйки и кристаллы слюд редко бывают изогнуты и проявляют хрупкие изломы. *Пирофиллит* и *монтмориллонит* тоже очень мягки, но *монтмориллонит* имеет отрицательный рельеф, а *пирофиллит* – высокий $2V$. При невозможности оценки $2V$ выручает парагенезис. Тальк в основном связан с высокомагнезиальными породами, а *пирофиллит* – с глиноземистыми. Иногда тальк можно спутать с бруситом. Последний имеет отрицательное удлинение (одноосный положительный), значительно более низкое двупреломление (до синего второго порядка в шлифах нормальной толщины) и часто проявленную аномальную (буроватую) интерференционную окраску. Характерны ориентированные псевдоморфозы талька по магнезиальным ортопироксенам.

Парагенезисы. Тальк – типичный средне-высокотемпературный минерал метаморфических и метасоматических пород, стабильный в широком интервале физико-химических условий, начиная от 600–650°C в фациях высоких давлений (6–11 кбар), где при повышении температуры переходит в парагенезис ангофиллита с кварцем, и кончая 300°C в фации зеленых сланцев. При более низкой температуре тальк сменяется ассоциацией серпентина с кварцем или (при высокой летучести CO₂) ассоциацией кварца с магнезиальными карбонатами. При прогрессивном метаморфизме кремнистых доломитов при достаточной концентрации кремнезема тальковые парагенезисы возникают при 300–350° и сменяются тремолитовыми при 350–450° и форстеритовыми или диопсидовыми при 450–550°C. Диффузионные постмагматические магнезиальные скарны, образованные по магнезитам (например,

в контакте с гранитными пегматитами), имеют крайнюю апомагнезиговую зону мономинерального талька. Кроме парагенезисов с кварцем, кальцитом и магнезиальными карбонатами, форстеритом, шпинелью, энстатитом, диопсидом, тремолитом и тремолитовой роговой обманкой, антофиллитом, хлоритами и серпентином, известна ассоциация талька с кшанитом и талька с *корнерушином*, определяющие метаморфическую фацию “*белых сланцев*” (550–650°C и 5,5–11 кбар) магнезиально-глиноземистых пород. Тальк довольно широко распространен и в регрессивных изменениях гипербазитов и вообще высокомагнезиальных (с оливином или энстатитом) пород. Имея более высокое отношение Si/Mg (4/3), чем серпентин (2/3), тальк по этому параметру значительно дальше от форстерита, чем серпентин, но значительно ближе него к энстатиту. Поэтому непосредственное замещение форстерита тальком наблюдается довольно редко, а замещение тальком энстатита обычно. В процессах кислотного выщелачивания замещение серпентина тальком (оталькование, стеатитизация) обычны. Обратный процесс – серпентинизация талька проявляется очень редко. Оталькование карбонатно-силикатных пород может возникать при гидротермально-метасоматических региональных или околорудных процессах. В гидротермальных жилах среди магнезиальных пород обычен почти мономинеральный крупнолистоватый тальк. Благодаря пониженной основности талька в сравнении с другими магнезиальными и кальциевыми силикатами, он, как и кварц, в восстановительных условиях является средой, осаждающей графит. Поэтому в некоторых месторождениях широко проявлено загрязнение талька графитом. Тальк может сосуществовать также с магнетитом, *пиритом* и другими сульфидами.

6.5. Пренит

Минерал назван в честь голландского полковника из Кейптауна (ЮАР), Г. фон Прена, который впервые собрал образцы минерала в Южной Африке.

Пренит (Prh) $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ обладает уникальной слоистой структурой. Сетки, параллельные (001), состоят из Al-, Si-тетраэдров, вытянутых вдоль оси *b*, связанных между собой вдоль оси *a* одиночными Si-тетраэдрами. Между собой сетки связываются Al-октаэдрами. Состав пренита постоянен (мас. %): CaO 27,1; Al₂O₃ 24,8; SiO₂ 43,7; H₂O 4,4. Лишь Al замещается Fe³⁺ (до 11% Fe₂O₃). Примесь щелочей, марганца и магния обычно незначительна.

Кристаллы пренита обычно пластинчатые, образуют таблитчатые скопления, почковидные агрегаты с радиально-волокнистым строением, прожилки в измененных изверженных породах основного состава. Хорошо образованные кристаллы крайне редки. Сингония ромбическая.

Цвет пренига макроскопически белый, серый, зеленоватый, розовый. Под микроскопом в шлифах всегда бесцветный. Показатели преломления $n_p = 1,611-1,630$; $n_m = 1,617-1,641$; $n_g = 1,632-1,669$ (средний рельеф), $n_g - n_p = 0,022-0,039$. Минерал двуосный, оптически положительный, $2V N_g = 65-69^\circ$ с ясной дисперсией оптических осей, $g > v$. $2V$ может быть резко снижен с появлением аномальных интерференционных окрасок за счет микроскопических прорастаний. Погасание прямое, часто паркетовидное. Знак удлинения “±”, но в пластинках со спайностью всегда отрицательный.

Отличия от оптически сходных минералов. Пренит можно спутать с цеолитами (*томсонитом*), топазом, клинопироксеном, волластонитом, андалузитом, эпидотом, мусковитом и даголитом.

Цеолиты обладают отрицательным рельефом. Топаз, волластонит, андалузит обладают более низким двупреломлением, а андалузит имеет еще и характерные ромбовидные сечения. У эпидота заметно выше рельеф, в сечениях со спайностью косое погасание, к тому же он оптически отрицателен, как и мусковит, на который похож пренит, но мусковит никогда не дает отрицательного знака удлинения и обладает сплошной спайностью и более высоким двупреломлением. У даголита более высокое двупреломление, и он оптически отрицателен с большим углом $2V$ (74°). Клинопироксен имеет косое погасание и более высокий рельеф.

Парагенезис. Пренит довольно часто устанавливается в гидротермально измененных интрузивных породах – габброидах, диабазов, образуясь главным образом за счет основных плагиоклазов, по трещинам в породах; в пустотах и миндалинах основных эффузивов, ассоциируя с кварцем и цеолитами. Он часто встречается в виде включений веретеновидных агрегатов в биотите, располагаясь вдоль спайности последнего в гранитах, гранодиоритах и диоритах, нередко в ассоциации с пумпеллитом. В метаморфических породах пренит развивается в контактно измененных загрязненных известняках и мергелях и в скарноподобных породах, например, родингитах. Очень типичен для процессов кислотного выщелачивания в скарнах. Его присутствие определяет пренит-пумпеллитовую фацию метаморфизма.

Глава 7. КАРКАСНЫЕ СИЛИКАТЫ (АЛЮМОСИЛИКАТЫ)

7.1. Группа полевых шпатов

Термин “полевой шпат” (feldspat) был введен в 1740 году шведским ученым Д. Тиласом. Происхождение этого названия, очевидно, связано с присутствием брусочков (нем. *spat*) полевых шпатов на папьях (швед. *feldt* или *fält*), расположенных на гранитных массивах.

Среди породообразующих минералов полевые шпаты занимают особое место, слагая до 60% объема горных пород. Очень большая распространенность минералов этой группы наряду с широким разнообразием их химического состава обусловили им первое место в классификации горных пород. Из изверженных горных пород минералы этой группы отсутствуют только в некоторых ультраосновных, высокобарных основных, и в ряде относительно редких щелочных пород. Широко распространены полевые шпаты в пегматитах и жильных породах. Они входят как главные составные части в большинство регионально метаморфизованных пород (гнейсов и сланцев). В поверхностных условиях полевые шпаты обычно неустойчивы и легко подвергаются выветриванию. Именно поэтому по распространенности они занимают второе место (после кварца) в песчанистых осадках, присутствуя в них в виде обломков зерен и аутигенных кристаллов. Лишь в существенно глинистых и карбонатных породах полевые шпаты относительно редки.

Полевые шпаты образуют группу минералов, представляющих собой алюмосиликаты калия, натрия, кальция, реже бария. Крайние члены могут смешиваться друг с другом в различных соотношениях, образуя серии твердых растворов. На рисунке 72 показаны пределы смешимости полевых шпатов в системе ортоклаз (KAlSi_3O_8) – альбит ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) – анортит ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). Образование непрерывной серии твердых растворов возможно только между двумя типами полевых шпатов – альбитом и анортитом. Полевые шпаты, относящиеся к этой группе, принято называть **плагиоклазами**. Между ортоклазом и альбитом устанавливается ограниченная смешимость, причем ее пределы расширяются с ростом температуры, что на диаграмме (рис. 72) показано изотермами, и при $T > 700^\circ\text{C}$ для этих минералов также устанавливается непрерывный ряд твердых растворов. Полевые шпаты, входящие в него, называются **калиево-натриевыми (щелочными) полевыми шпатами**.

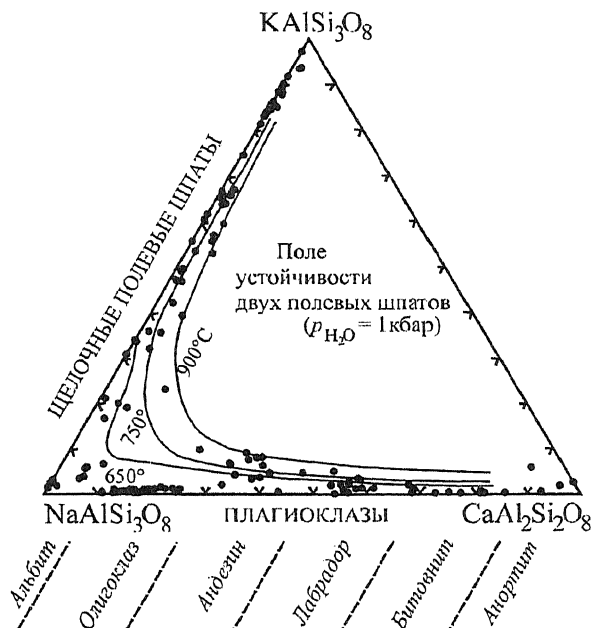


Рис. 72. Диаграмма полевого шпата в системе KAlSi_3O_8 – $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Показаны пределы смешимости в полевых шпатах при различных температурах и давлении 1 кбар [Seck, 1971]. Составы полевого шпата приведены по [Дир и др., 1966; Перчук, 1971].

Для полевого шпата характерны моноклинная и триклинная сингонии. Все члены рядов обладают совершенной спайностью по второму (010) и третьему (001) пинакоидам с прямым углом между этими плоскостями у моноклинных и углом 87 – 88° у триклинных полевого шпата.

В группе полевого шпата весьма распространены закономерные срастания отдельных индивидов (двойникование). В таблице 33 и на рисунке 73 дан обзор наиболее важных законов двойникования в этой группе минералов, под которыми понимается сочетание плоскости срастания и двойниковой оси, вокруг которой происходит разворот индивидов. Все эти законы разделены на нормальные (перпендикулярные), для которых двойниковая ось перпендикулярна какой-либо возможной грани кристалла, располагающейся параллельно плоскости двойникового срастания, параллельные, для которых двойниковой осью служит ребро кристалла, а плоскость двойникового срастания параллельна двойниковой оси, а также более сложные (комбинированные) законы. Отметим, что наиболее часто встречающимися являются альбитовый (в плагиоклазах) и карлсбадский (в калиевых полевых шпатах) законы двойникования.

Таблица 33
Законы двойникования полевых шпатов [Дир и др., 1966]

Название двойников	Двойниковые оси	Плоскости двойникового срастания	Замечания
<i>Нормальные двойники</i>			
Альбитовые	$\perp(010)$	(010)	Полисинтетические; только у триклинных полевых шпатов
Манебахские	$\perp(001)$	(001)	Простые
Бавенские (правые)	$\perp(021)$	{021}	Простые; в плагиоклазах редки
Бавенские (левые)	$\perp(021)$	{021}	_____ "_____
X	$\perp(100)$	(100)	_____ "_____
Призматические (правые)	$\perp(110)$	{110}	_____ "_____
Призматические (левые)	$\perp(110)$	{110}	_____ "_____
<i>Параллельные двойники</i>			
Карлсбадские	[001] (ось <i>c</i>)	(<i>hk0</i>), обычно (010)	Простые
Периклиновые	[010] (ось <i>b</i>)	(<i>h0l</i>), "ромбическое" сечение параллельно оси <i>b</i>	Полисинтетические; только у триклинных полевых шпатов
Аклиновые А	[010] (ось <i>b</i>)	(001)	_____ "_____
Аклиновые В	[010] (ось <i>b</i>)	(100)	_____ "_____
Эстерельские	[100] (ось <i>a</i>)	(0 <i>kl</i>) "ромбическое" сечение параллельно оси <i>a</i>	Полисинтетические
Ала А	[100] (ось <i>a</i>)	(001)	_____ "_____
Ала В	[100] (ось <i>a</i>)	(010)	_____ "_____
<i>Сложные двойники</i>			
Альбит-карлсбадские (Рок-Турнэ)	$\perp c$	(010)	Полисинтетические
Альбит-Ала В	$\perp a$	(010)	_____ "_____
Манебахско-аклиновые А (Скопи)	$\perp b$	(001)	_____ "_____
Манебахско-ала А	$\perp a$	(001)	_____ "_____
X-карлсбадские	$\perp c$	(100)	_____ "_____
X-аклиновые В	$\perp b$	(100)	_____ "_____

Альбитовые двойники относятся к нормальному (перпендикулярному) типу (см. рис. 73 д), плоскостью срастания для них является (010), а двойниковой осью – перпендикуляр к этой плоскости. Моноклинные полевые шпаты не могут давать двойников по альбитовому закону, так как в этом случае двойниковые оси [$\perp(010)$ и *b*] совпадают с истинными осями второго порядка, имеющимися в несдвойникованной структуре. Следует также отметить, что этот закон практически всегда *полисинтетический*, т. е. в параллельном срастании находятся более двух индивидов (см. рис. 73 ж).

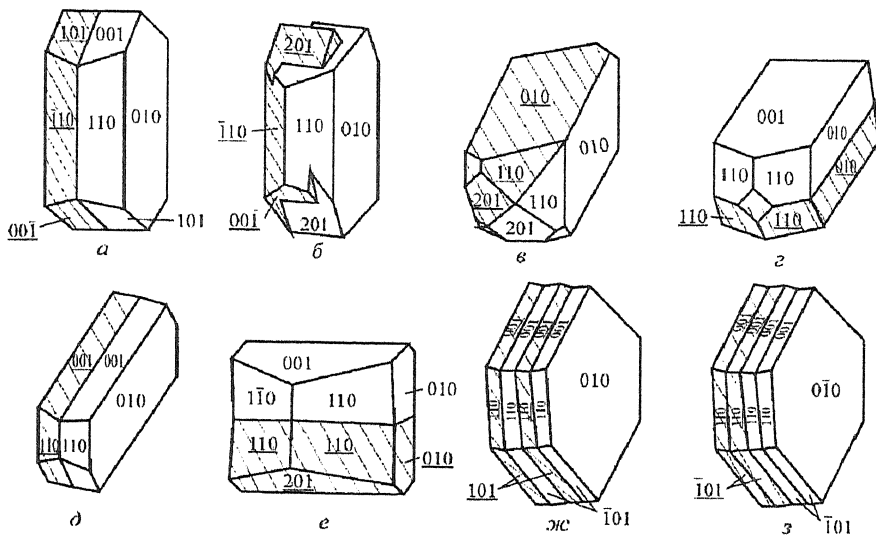


Рис. 73. Главнейшие типы двойников полевых шпатов. *а* – карлсбадский контактный; *б* – карлсбадский прорастания; *в* – бавенский; *г* – манебахский; *д* – альбитовый; *е* – периклиновый; *ж* – альбитовые полисинтетические; *з* – комбинированные по альбитовому и карлсбадскому законам [Дир и др., 1966; Лучицкий, 1947].

Карлсбадские двойники относятся к параллельному типу (рис. 73 *а, б*), двойниковой осью в них является $[010]$, а плоскость двойникового срастания – (010) . Обычно по этому закону срастаются не более двух индивидов, иногда кристаллы прорастают друг друга. Карлсбадские двойники в полевых шпатах обычно хорошо видны макроскопически: так как одно из направлений спайности идет по плоскости (001) , а в двойниках плоскости (001) повернуты в противоположные стороны, то на поперечном сколе таких двойников при определенном наклоне одной из плоскостей (001) наблюдается отблеск от нее, в то время как другая половина двойника отблеска не дает.

Нередко в полевых шпатах встречаются комбинированные двойники по альбитовому и карлсбадскому законам (см рис. 73 *з*).

7.1.1. Щелочные полевые шпаты

Систематика. В большинстве горных пород минералы этой группы представлены альбитом, а также собственно калиевыми полевыми шпатами с общей формулой $KAlSi_3O_8$, которой отвечают сразу несколько минералов: микроклин, ортоклаз, адуляр, санидин. Они различаются по симметрии и степени структурной упорядоченности, которая в приведенном ряду последовательно снижается. При этом микроклин относится к триклинной синго-

ний, являясь максимально упорядоченным, а адуляр, ортоклаз и санидин – к моноклинной.

Термин “ортоклаз” представляет собой комбинацию греческих слов *orthos* (прямой) и *klinein* (наклонять) и отражает расположение двух преобладающих спайностей в этом минерале под прямым углом друг к другу. Угол спайности в микроклине очень мало отклоняется от 90° (он приблизительно равен $90,5^\circ$), и название “микроклин” представляет собой комбинацию слов *mikros* (небольшой) и *klasis* (излом) и означает, что угол между спайностями не является прямым. Адуляр назван по горам Адуляр в Швейцарии. Название “санидин” происходит от греческих слов *sanis* (таблетка) и *-idos* (явление, вид) и указывает на типичный для этого минерала пластинчатый габитус.

На рисунке 74 представлена идеализированная проекция структуры полевых шпатов на плоскость (001) с двумя главными тетраэдрическими позициями Al и Si, относительно которых и происходит упорядочение алюминия в структуре полевых шпатов – T_1 и T_2 . Высокотемпературная разупорядоченная модификация $KAlSi_3O_8$ называется высоким санидином, а высокотемпературная моноклинная разупорядоченная модификация $NaAlSi_3O_8$ – мональбитом. Для этих минералов характерно полное разупорядочение Al и Si (равномерное распределение Al по всем независимым позициям в моноклинной структуре). Разупорядочение означает, что атомы Al распределены поровну в каждом из двух пар независимых тетраэдров T_1 и T_2 , т. е. в каждом тетраэдре находится по 25% атомов Al.

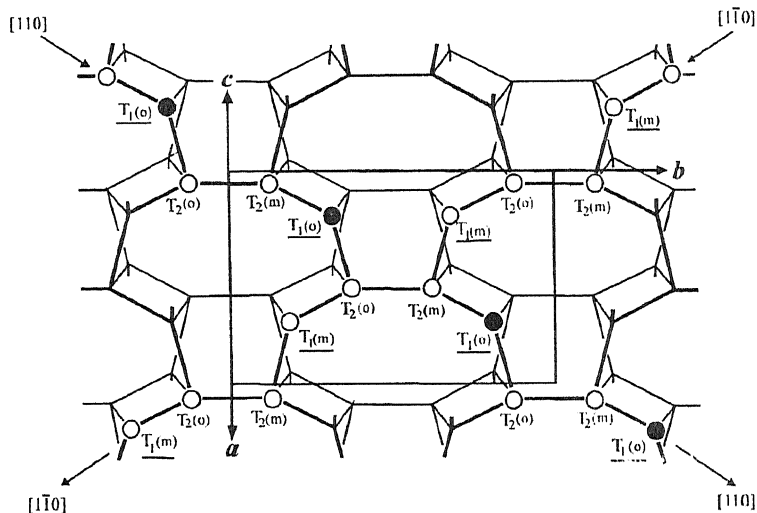


Рис. 74. Идеализированная проекция структуры полевых шпатов на плоскость (001) вдоль оси c , по [Laves, 1960]. Показаны различные тетраэдрические позиции $T_1(o)$, $T_1(m)$, $T_2(o)$ и $T_2(m)$.

С понижением температуры начинает развиваться процесс упорядочения Al и Si в рамках моноклинной структуры. Это означает, что атомы Al группируются преимущественно в T_1 -тетраэдрах с сохранением симметрии каркаса. Таким образом, содержание Al в каждой позиции T_1 увеличивается до 50%. Такая моноклинная структура называется низким санидином. Крупный атом K при этом препятствует “схлопыванию” моноклинного каркаса, тогда как в случае мелкого атома Na происходит замена моноклинного каркаса на триклинный. Таким образом, моноклинной формы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ с упорядоченным (Si–Al)-распределением не существует.

Ортоклаз является моноклинным калиевым полевым шпатом с содержанием в T_1 -позиции от 35 до 50% атомов Al. Этот минерал фактически представляет собой низкий санидин с относительно высокой степенью упорядоченности. Наконец максимальная степень упорядоченности в рамках моноклинной сингонии (весь Al сосредоточен в позиции T_1) характерна для адуляра.

Более полное упорядочение Al возможно при понижении симметрии до триклинной (см. рис. 74), в рамках которой каждая из двух T -позиций разбивается на две: $T_1(o)$, $T_1(m)$ и $T_2(o)$, $T_2(m)$. Полное упорядочение предполагает, что в $T_1(o)$ сосредоточился весь Al (степень заполнения Al этой позиции 100%), тогда как в трех остальных позициях его нет. Такое состояние соответствует максимальному микроклину. Разупорядочение Al и Si в триклинной структуре соответствует высокому микроклину и высокому альбиту. С увеличением разницы в содержании Al между $T_1(o)$ и $T_1(m)$ полного упорядочения выделяются также низкий и промежуточный альбит, а также низкий и промежуточный микроклин.

Таким образом, щелочные полевые шпаты можно подразделить на следующие четыре серии, отличающиеся по оптическим свойствам и последовательно сменяющие друг друга при снижении температуры:

- 1) высокий альбит – высокий санидин;
- 2) высокий альбит – низкий санидин;
- 3) низкий альбит – ортоклаз;
- 4) низкий альбит – микроклин.

Химизм. В ряду щелочных полевых шпатов (KAlSi_3O_8 – $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) характерна постоянная примесь $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (см. рис. 72). Содержание анортита в твердом растворе очень мало: для составов Or_{100} – Ab_0 (чистый ортоклаз) – $\text{Or}_{50}\text{Ab}_{50}$ (по 50 мол.% ортоклаза и альбита) оно не превышает 5 мол.%, немного увеличиваясь к натровому концу ряда. Могут присутствовать также небольшие примеси Ba, Ti, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg, Sr и реже Mn. В таблице 34 приведены характерные анализы щелочных полевых шпатов, пересчитанные на 5 катионов. Считается, что Ba в этой группе минералов замещает K, а Fe^{3+} – Al. Следует отметить важность последнего замещения с точки зрения макроскопической диагностики полевых шпатов. Выветривание щелочных полевых

Таблица 34

Химические и электронно-зондовые анализы щелочных полевых шпатов (мас.%)

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	65,76	64,05	65,11	63,90	66,58	64,00	64,54	66,83
TiO ₂	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,23	17,17	18,95	20,09	19,82	19,25	19,06	20,58
Fe ₂ O ₃	0,18	1,31	0,62	0,79	0,61	0,00	0,00	0,00
FeO	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,10	0,07	0,12	0,00	0,43	0,00	0,00	0,00
BaO	0,63	0,03	0,00	0,00	0,00	0,41	0,79	0,00
CaO	1,19	0,00	0,39	0,62	1,64	0,15	0,00	1,53
Na ₂ O	8,44	1,62	5,54	4,02	8,28	1,86	2,38	10,82
K ₂ O	3,29	15,36	9,06	10,10	2,01	14,01	12,98	0,11
H ₂ O ⁺	0,37	0,52	0,20	H ₂ O _{общ.}	H ₂ O _{общ.}	H ₂ O _{общ.}		
H ₂ O ⁻	0,08	0,18	0,13	0,62	0,20	0,50		
Сумма	100,35	100,31	100,23	100,14	99,57	100,18	99,75	99,87
Кристаллохимические коэффициенты								
Si	2,937	2,961	2,933	2,918	2,987	2,949	2,973	2,936
Al	1,065	0,936	1,008	1,081	1,049	1,047	1,035	1,067
Fe ³⁺	0,005	0,044	0,022	0,027	0,021	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,005	0,006	0,008	0,000	0,029	0,000	0,000	0,000
Na	0,730	0,145	0,485	0,357	0,720	0,166	0,214	0,921
Ca	0,056	0,000	0,019	0,030	0,078	0,008	0,000	0,071
K	0,188	0,906	0,520	0,587	0,116	0,822	0,764	0,005
Ba	0,011	0,002	0,000	0,000	0,000	0,008	0,014	0,000
<i>Or</i>	19,3	86,2	50,8	60,3	12,7	82,5	78,1	0,5
<i>Ab</i>	74,9	13,8	47,4	36,7	78,8	16,7	21,9	92,4
<i>An</i>	5,8	0,0	1,8	3,0	8,5	0,8	0,0	7,1

Анализы 1 – 6 – [Дир. и др., 1966]: 1 – натровый ортоклаз-криптопертит из нефелинового сиенита, Синказа, Могок, Бирма; 2 – прозрачные кристаллы “железистого ортоклаза”, Итронгей, Мадагаскар; 3 – микроклин-пертит из хибинита, Хибинский массив, Кольский полуостров; 4 – санидин, Дранхельфельс, Зибенсбюрге, Рейн; 5 – анортотлаз из трахириолита, Бештау, Северный Кавказ; 6 – адуляр, Готтард, Швейцария; анализы 7, 8 – электронно-зондовые анализы ортоклаза (7) с пертитами альбита (8) из миасцитов, Ильменские горы, Южный Урал, Camscan - МГУ, аналитик Н.Н.Коротаева. Кристаллохимические коэффициенты полевых шпатов рассчитаны на 5 катионов. *Or*, *Ab*, *An* – содержания ортоклазового, альбитового и анортитового компонентов в полевом шпате (мол.%).

шпатов из-за присутствия Fe³⁺ нередко обуславливает их красную окраску. Са, входящий в состав полевых шпатов в виде анортитового компонента, может замещаться Mg и очень небольшими количествами Fe²⁺, Sr и редко Mn.

Как уже отмечалось, выше температуры T=700°C в системе щелочных полевых шпатов наблюдается полная смешимость. Кристаллизация большинства магматических горных пород, содержащих эти минералы, начинается

обычно при более высокой температуре. В результате последующего остывания пород достигается область распада твердых растворов и в калиевом полевопшпате образуются тонкие, закономерные ориентированные вроски альбита – *пертиты* (названы по месторождению Перт в Квебеке, где они впервые были описаны). При остывании пород с существенно натровым полевым шпатом образуются *антипертиты*, представляющие собой вроски ортоклаза в альбите.

Таким образом, присутствие Na_2O в ортоклазе и микроклине связано не столько с замещением К на Na, сколько с присутствием Na_2O (вместе с CaO) в плагиоклазовой фазе, выделяющейся в форме вросков. Эта фаза всегда в той или иной степени отмечается в зернах полевых шпатов и чаще всего очень богата натрием: в основном это чистый альбит, хотя встречаются и более основные пертитовые включения.

Оптические свойства. Триклинные полевые шпаты лишь незначительно отклоняются от моноклинической симметрии, в результате чего общий облик кристаллов примерно одинаков как для триклинных, так и для моноклинических полевых шпатов. Габитус наиболее распространенных кристаллов определяется хорошо развитыми формами (001) и (010), а присутствие дополнительной грани (110) часто дает четкую призматическую зону, параллельную оси *c*. Иногда, например, в случае полевошпатовых микролитов, кристаллы вытянуты вдоль оси *a*, и призматический облик придают им плоскости (010) и (001). Такой призматический габитус характерен для ортоклаза и микроклина, в то время как санидин обычно дает пластинчатые кристаллы. Кристаллы альбита зачастую имеют вид пластинок, параллельных (010), иногда эти пластинки вытянуты вдоль оси *b*. Кристаллы адуляра выглядят почти ромбическими, так как в них углы, образованные плоскостями (001) и (101) с осью *c*, приблизительно равны 90° . Высокотемпературный богатый натрием полевой шпат – анортоклаз – часто встречается в виде ромбовидных кристаллов.

В шлифах щелочные полевые шпаты представлены табличатыми зернами с четкими кристаллографическими очертаниями (в эффузивных породах) либо округлой или неправильной формы (в ряде интрузивных магматических и метаморфических пород). Неизменяемые минералы этой группы обычно бесцветны.

Полевые шпаты обладают совершенной спайностью по (001) и (010). В моноклинических кристаллах эти системы спайности пересекаются под прямым углом, а в триклинных полевых шпатах угол между спайностями несколько отличается от 90° . Однако в шлифах спайность по (010) очень плохо выражена и часто не видна.

Важнейшим диагностическим свойством калиевых полевых шпатов, отличающих их от кварца и большинства плагиоклазов (более основных, чем олигоклаз), является их рельеф, который всегда ниже, чем у канадского баль-

зама. При наблюдении с прикрытой диафрагмой видна слабая шагреньевая поверхность, отвечающая низкому отрицательному рельефу.

Интерференционная окраска минералов этой группы (за исключением альбита) низкая (темно-серая, серая) и редко превышает $n_g - n_p = 0,007$, а у санидина может иногда опускаться до 0,003.

Оптическая ориентировка калиевых полевых шпатов показана на рисунке 75. В низкотемпературных минералах (ортоклазе и адуляре) плоскость оптических осей перпендикулярна (010). В некоторых самых высокотемпературных санидинах эта плоскость становится параллельной (010), и угол оптических осей 2V становится близким к 0°. Таким образом, угол оптических осей и ориентировка плоскости оптических осей могут быть использованы для отличия щелочных полевых шпатов, образовавшихся при высоких температурах и при быстром охлаждении (малый угол 2V) от полевых шпатов, образовавшихся при низкой температуре и медленном охлаждении (большой угол 2V). Как видно из таблицы 35, значения углов 2V широко варьируют и не могут служить достоверным признаком для различия щелочных полевых шпатов, за исключением, пожалуй, высокотемпературных санидинов, у которых угол 2V мал и уменьшается до 0°. Зависимость угла оптических осей щелочных полевых шпатов от степени их упорядоченности наиболее четко отражена на диаграмме рисунка 76. Значение 2V последовательно повышается в ряду высокий санидин – низкий санидин – высокий ортоклаз – промежуточный ортоклаз – низкий ортоклаз, кристлорешетчатый микроклин.

Подавляющее большинство калиевых полевых шпатов оптически отрицательны, что может также служить их хорошим диагностическим признаком. Лишь изредка для ортоклаза (так называемого *изоортоклаза*) возможен положительный оптический знак. Дисперсия оптических осей слабая, режеская и обычно выражается формулой $\gamma > \nu$.

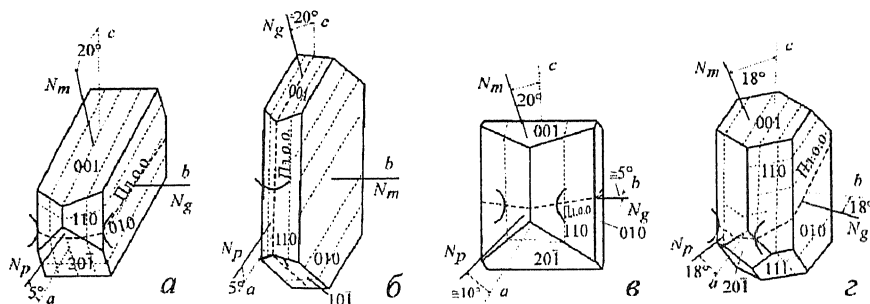


Рис. 75. Оптическая ориентировка калиевых полевых шпатов [Дир и др., 1966].
а – ортоклаз; б – санидин; в – анортоклаз; г – микроклин.

Таблица 35

Диагностические свойства калиевых полевых шпатов, по [Трегер, 1958]

Минерал	Синг.	n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$2V$, опт. знак	Оптическая ориентировка	Плотн., г/см ³
Ортоклаз	мон.	1,524	1,522	1,518	0,006	70°(30–84)°, отриц., редко положит., $r > v$,	$b \parallel N_g$, $a: N_p = 5-12^\circ$, $c: N_m = 14-23^\circ$, рис. 75, а	2,57
Санидин	мон.	1,526	1,525	1,519	0,007	(0–20)°, отриц., $r > v$	$b \parallel N_m (N_g$, редко), $a: N_p = 0-9^\circ$, рис. 75, б	2,58
Анортоклаз	трикл.	1,530	1,529	1,523	0,007	(32–62)°, отриц., $r > v$, ясная	рис. 75, в	2,58
Микроклин	трикл.	1,521– 1,530	1,518– 1,526	1,514– 1,523	0,007	80°(71–84)°, отриц., $r > v$, ясная	рис. 75, г	2,57

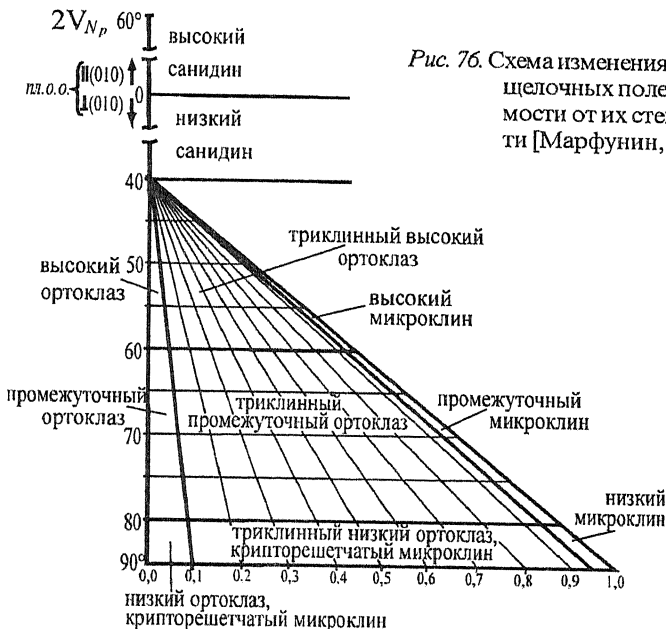


Рис. 76. Схема изменения угла оптических осей щелочных полевых шпатов в зависимости от их степени упорядоченности [Марфунин, 1962].

Для полевых шпатов часто устанавливается двойниковое строение, причем для санидина и ортоклаза характерны простые карлсбадские двойники, а в альбите и анортоклазе чаще встречаются полисинтетические альбитовые

двойники. В скрещенных николях двойниковое строение щелочных полевых шпатов хорошо распознается по неравномерному погасанию зерна минерала: одна его половина погасает, в то время как другая в этот момент остается светлой. Лучше всего двойники видны на разрезах, параллельных кристаллографической оси b .

Особо следует остановиться на резко выраженной решетчатой структуре микроклина, которая обусловлена тем, что его зерна состоят из большого количества веретенных тонких волокон, пересекающихся по двум взаимно перпендикулярным направлениям, что хорошо видно в скрещенных николях по неодновременному погасанию этих волокон. Решетчатая структура особенно резко выступает в разрезах, параллельных (001) , в то время как в разрезах, параллельных (010) , наблюдается волокнистая структура без решетки. Появление решетчатой структуры обусловлено полисинтетическим сложением микроклина по альбитовому и одновременно периклиновому законам. Области с альбитовыми и периклиновыми двойниками очень тонко переплетаются между собой, создавая так называемую *микроклиновую решетку*. В некоторых участках решетчатая структура микроклина может становиться все более тонкой вплоть до полного ее исчезновения, и такие участки под микроскопом неотличимы от ортоклаза. Поэтому при диагностике калиевых полевых шпатов имеет смысл выделять санидин (с малым углом $2V$), микроклин (с решетчатой структурой) и нерешетчатый полевой шпат, который может быть как ортоклазом, так и микроклином.

В калиевых полевых шпатах (микроклин, ортоклазе, реже санидине) могут наблюдаться *пертиты распада* – тончайшие ростки плагиоклаза альбит-олигоклазового состава, ориентированные вдоль плоскостей спайности или отдельности в минерале-хозяине. Пертиты легче всего наблюдать в скрещенных николях. Вращая столик микроскопа, следует добиться исчезновения двойникового или решетчатого строения полевого шпата; тогда на фоне однообразной интерференционной окраски калишпата станут видны ростки альбита с иной интерференционной окраской, причем при вращении столика микроскопа все ростки погасают одновременно. Таким образом, можно видеть, что калишпат прорастает одним скелетным индивидом плагиоклаза.

Для того, чтобы убедиться, что мы имеем дело именно с пертитами, необходимо дополнительно проверить рельеф минералов. Так как рельеф калишпата ниже, чем у альбита и тем более олигоклаза, то полоска Бекке при увеличении фокусного расстояния в данном случае должна сместиться в сторону альбита, т. е. будет наблюдаться сужение контуров ростков. Кроме того, целесообразно использовать здесь так называемый *эффект Лодочникова*. В калишпате с пертитами при одном николе и прикрытой диафрагме сам минерал-хозяин будет казаться очень слабо розоватым, а пертиты – зеленоватыми.

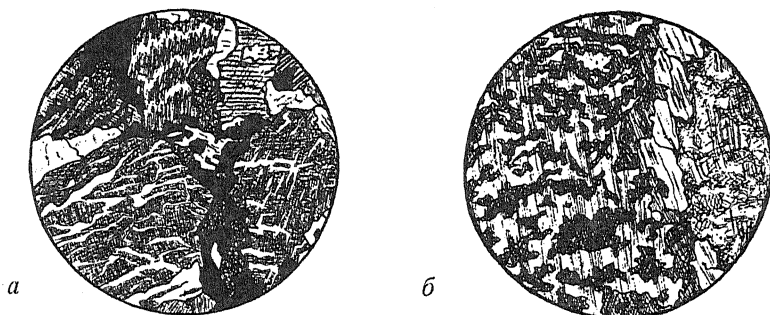


Рис. 77. Пертиты замещения в ортоклазе из биотитовых гранитов. Зарисовка микрофотографии шлифа в скрещенных николях. Увел. а – 40 \times ; б – 30 \times .

Гораздо чаще тонких ориентированных пертитов распада в щелочном полево-шпате встречаются более крупные вроски (рис. 77), имеющие форму относительно правильных прямоугольников (шахматный альбит), ленточек (струйчатый пертит, очень характерный для гнейсов высоких ступеней метаморфизма), веретен и т. п., причем все вроски в минерале-хозяине представляют собой единый монокристалл, что устанавливается по их одновременному погасанию. Иногда эти образования имеют совершенно неправильную изогнутую форму. Альбит этих вросков может быть полисинтетически сдвойникован. Ясно, что формирование подобных вросков не может быть результатом распада. Такие образования называют *пертитами замещения*. Они, по-видимому, формируются при постмагматических процессах альбитизации пород, которые в первую очередь охватывают калиевый полевой шпат. Другой взгляд на генезис пертитов предполагает одновременную кристаллизацию калиевого полевого шпата и альбита.

Зональность щелочных полевых шпатов выявляется довольно редко, причем исключительно в вулканических породах. В литературе есть описание [Hsu, 1954] зональных кристаллов санидина из дацитов, краевые части которых содержат повышенную (по сравнению с центральными частями) примесь Na. Угол оптических осей 2V в них повышается к краю с 15 до 30 $^\circ$.

Изменения. Продуктами разрушения калиевых полевых шпатов является пылевидная смесь из неопознаваемых подмикроскопом буроватых глинистых частиц, что придает минералу замутненный облик. Процесс такого изменения Ф. Ю. Левинсон-Лессинг назвал *пелитизацией*, достаточно четко отразив его суть. Серидит и мусковит как продукты разрушения калиевых полевых шпатов, в отличие от плагиоклазов, присутствуют лишь в малом количестве и сравнительно редко.

При некоторых метасоматических процессах (в частности, грейзенизации) нередко наблюдается замещение щелочного полевого шпата агрегатом мусковита и кварца. Иногда по калишпату развиваются вторичные эпидот, кальцит.

Отличия от оптически сходных минералов. В шлифах щелочной полевой шпат можно спутать с кварцем, нефелином, кордиеритом и плагиоклазом.

Кварц не имеет спайности и практически не замещается вторичными минералами, а потому не имеет мутноватого облика. В случае же водяно прозрачных разностей полевых шпатов (санидина и адуляра), главным отличием является показатель преломления, который у кварца во всех сечениях больше, а у калиевых полевых шпатов меньше, чем у канадского бальзама. Необходимо помнить, что кварц всегда одноосный и положительный, в то время как из всех полевых шпатов одноосным может быть только санидин; при этом оптический знак минерала отрицательный. Наконец, при одинаковой толщине шлифа ($d=0,03$ мм) двупреломление кварца ($n_e - n_o = 0,009$, светло-серая, белая интерференционная окраска) всегда выше, чем у калиевых полевых шпатов (см. табл. 35).

Нефелин всегда одноосен, так что спутать с ним можно только санидин. Двупреломление нефелина никогда не поднимается выше $n_g - n_p = 0,005$, и потому в шлифах нормальной толщины минерал дает серые и темно-серые цвета интерференции. Показатель преломления нефелина в отличие от щелочного полевого шпата в зависимости от сечения может быть то выше, то ниже, чем у канадского бальзама. Нефелин отличается от полевых шпатов также по форме кристаллов, давая в шлифах в основном сечения прямоуглольной или квадратной формы (в случае продольного сечения) или даже правильные шестиугольники (в случае поперечного сечения). Наконец для нефелина как минерала гексагональной симметрии всегда устанавливается прямое или симметричное погасание, в то время как для щелочных полевых шпатов (моноклинных и триклинных) характерно косое погасание.

От кордиерита калиевые полевые шпаты отличаются более низким показателем преломления: лишь самые низкие значения у кордиерита могут быть ниже, чем у канадского бальзама. Двупреломление кордиерита $n_g - n_p = 0,010$, что обычно выше, чем у щелочных полевых шпатов. И самое важное, пожалуй, отличие заключается в продуктах изменения минералов. Так, полевой шпат никогда не замещается пинитом, что очень характерно для кордиерита.

Очень часто щелочной полевой шпат трудно отличить от плагиоклаза в том случае, когда последний не имеет полного гетического двойникового строения. Здесь наряду с продуктами вторичного замещения (мутноватый тонкодисперсный глинистый агрегат по калишпату и серицит, соссорит по плагиоклазу) необходимо определять показатель преломления минерала. У плагиоклазов, более основных, чем олигоклаз, он всегда выше, чем у канадского бальзама, и лишь в кислых плагиоклазах может опускаться ниже величины $n = 1,535$. В случае подозрения на наличие в кислых породах (например, гранитах) и ортоклаза, и олигоклаза необходимо использовать уже упоминавшийся выше дисперсионный эффект Лодочникова.

Парагенезисы. Калий-натровые полевые шпаты – важнейшая составная часть щелочных и кислых магматических пород. Особенно широким распространением они пользуются в сиенитах, гранитах, гранодиоритах и их эффузивных аналогах. Редко они могут появляться и в более основных породах, что свидетельствует о повышенной щелочности таких пород. В интрузивных породах щелочные полевые шпаты в основном представлены ортоклазом и микроклином, а в эффузивных породах – санидином или анортоклазом. В магматических породах кислого состава характерна ассоциация щелочного полевого шпата с кислым плагиоклазом, кварцем и биотитом, а в щелочных породах калий-натровый полевой шпат встречается совместно с нефелином и щелочными темноцветными минералами.

На рисунке 78 представлена упрощенная диаграмма устойчивости системы альбит–ортоклаз, иллюстрирующая зависимость содержания калиевого компо-

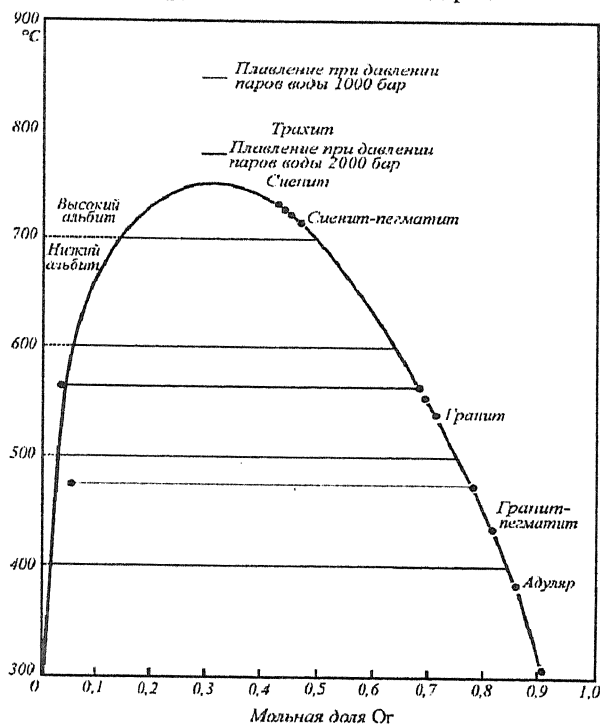


Рис. 78. Диаграмма устойчивости системы альбит – ортоклаз [Дир и др., 1966], иллюстрирующая зависимость содержания калиевого компонента в сосуществующих щелочных полевых шпатах и плагиоклазах от температуры кристаллизации, установленной по их парагенезису с использованием геотермометра Барта [Barth, 1951].

нента в сосуществующих щелочных полевых шпатах и плагиоклазах от температуры кристаллизации. Эта зависимость намечается *кривой сольвуса*, ниже которой устойчивы два полевых шпата – альбит и ортоклаз или микроклин, а выше – щелочной полевой шпат, представляющий собой смесь калиевого и натриевого компонентов (пертиты). Отсюда следует, что кислые и щелочные породы, содержащие, кроме калиевого полевого шпата, существенно натриевый плагиоклаз, кристаллизовались при более низкой температуре, чем граниты, сиениты и нефелиновые сиениты, в которых присутствует только один щелочной полевой шпат, представляющий собой смесь калиевого и натриевого компонентов. Последние породы принято называть *гиперсольвусными* (*надсольвусными*).

Щелочные полевые шпаты – главные минералы пегматитов. В большинстве пегматитов наблюдаются прорастания щелочных полевых шпатов и кварца, обуславливая так называемую *графическую* (*письменную*) структуру. Полевой шпат в пегматитах обычно представлен микроклином с пертитовыми вростками альбита и натриевого ортоклаза. Голубовато-зеленый микроклин пегматитов получил название *амазонита*, его окраска связывается с присутствием ионов Pb^+ , Fe^{3+} и Fe^{2+} [Амазонит, 1989].

Калий-натриевые полевые шпаты (в частности, ортоклаз) встречаются в гидротермальных образованиях, причем как высокотемпературных, так и низкотемпературных.

Щелочные полевые шпаты характерны для метаморфических пород метapelитового ряда – многих гнейсов кислого и среднего состава. Калий-натриевый полевой шпат стабилен в условиях гранулитовой фации метаморфизма. В метаморфических породах встречаются ортоклаз и преобладающий микроклин, для высокотемпературных пород характерно присутствие пертитов.

Калий-натриевые полевые шпаты осадочных пород кристаллизуются на небольшой глубине при низких температурах. Они часто встречаются в песчаниках (преимущественно аркозовых), алевролитах, глинистых сланцах и известняках. Кристаллизация полевого шпата идет либо одновременно с образованием осадка, либо происходит при более позднем его диагенезе. Аутигенный калиевый полевой шпат почти всегда встречается в виде маленьких округлых зерен или каемок.

7.1.2. Плагиоклазы

Систематика. Плагиоклазы (термин произошел от греческого слова *plagios* – косою, наклонный, так как плоскости спайности (001) и (010) в этом минерале наклонены друг к другу) представляют собой ряд твердых растворов от **альбита (Ab)** $NaAlSi_3O_8$ до **анортита (An)** $CaAl_2Si_2O_8$. Состав минералов этой группы принято выражать содержанием анортитового компонента, получившим название *номера плагиоклаза*. В соответствии с этим, в ряду плагиоклазов в зави-

симости от содержания анортита (мол.%, в скобках) выделяют: альбит (0–10), олигоклаз (10–30), андезин (30–50), лабрадор (50–70), битовнит (70–90) и анортит (90–100). Для того, чтобы указать состав плагиоклаза, рядом с символом минерала в виде индекса ставят его номер. Например, запись Pl_{46} (или, что то же самое, Al_{46}) означает, что мы имеем дело с андезином с номером 46 (содержащим 46 мол.% анортитового компонента).

Слово “альбит” происходит от латинского *albus* (белый) и указывает на окраску минерала, в то время как слово “олигоклаз” имеет греческое происхождение от *oligos* (маленький) и *klasis* (излом), так как раньше считалось, что олигоклаз обладает менее совершенной спайностью, чем альбит. Термин “андезин” связан с названием гор Анды, где он встречается в андезитовых породах. Лабрадор получил свое название вследствие распространенности на побережье Лабрадора (остров Святого Павла); битовнит назван по местности Битовни (ныне Оттава), Канада. Слово “анортит” состоит из греческой отрицательной приставки *an* и корня *orthos* (прямой), что указывает на косую (триклинную) форму его кристаллов.

По составу плагиоклазы подразделяются на *кислые* (альбит, олигоклаз), *средние* (андезин) и *основные* (лабрадор, битовнит, анортит), причем такое деление несет генетическую нагрузку: в кислых породах встречаются кислые плагиоклазы, в средних – средние, в основных – основные. Это связано с условиями их образования, в первую очередь, с температурой. Как видно из диаграммы (рис. 79), минералы рассматриваемой группы кристаллизуются по принципу непрерывных твердых растворов, причем, по эксперименталь-

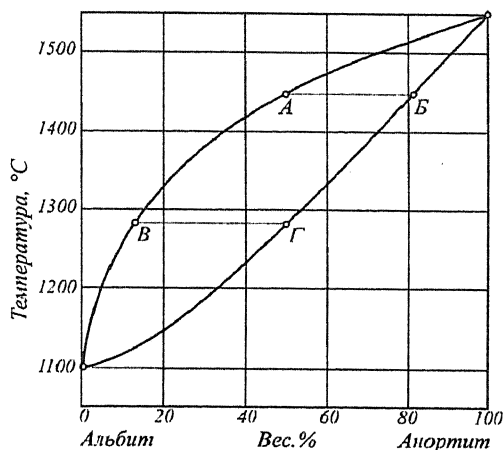


Рис. 79. Диаграмма равновесия плагиоклазов [Bowen, 1913]. Изменения составов расплава (*A*, *B*) и плагиоклаза (*B*, *Г*) вдоль линий ликвидуса и солидуса обсуждаются в тексте.

ным данным [Bowen, 1913; Schairer, Bowen, 1956], температура кристаллизации анортита (1550°C) значительно превышает температуру кристаллизации чистого альбита (1118°C). Отметим, что, как и в случае магнетитово-железистых твердых растворов (оливин, пироксены и др.), данные значения температур следует рассматривать лишь как относительные, так как в природе кристаллизация этих минералов осуществляется при гораздо более низких температурах, из-за различной насыщенности магм летучими компонентами.

Структура членов плагиоклазовой серии характеризуется триклинной симметрией и сходна со структурой альбита. Она представлена каркасом из связанных между собой тетраэдров (Si, Al)–O, пустоты которого заполнены ионами Ca и Na. В деталях структуры плагиоклазов являются более сложными и зависят от химического состава, условий кристаллизации и термальной истории плагиоклазодержащих пород.

Плагиоклазы обычно являются малоупорядоченными из-за различного соотношения кремния и алюминия в крайних членах серии. За счет вхождения алюминия вместо кремния в состав плагиоклаза переход от упорядоченного альбита к упорядоченному анортиту невозможен, следовательно, полностью упорядоченные структуры в плагиоклазах промежуточного состава существовать не могут. Ионы Na^+ и Ca^{2+} близки по размеру и своим химическим характеристикам, и при охлаждении плагиоклазов может скорее происходить их упорядочение, чем распад. При этом упорядочение алюминия и кремния способствует распаду минерала на микроучастки (одни со структурой типа анортита, другие – альбита). Таким образом, главный парадокс плагиоклазов заключается в том, что процессы их Na–Ca и Si–Al упорядочения действуют в противоположных направлениях. Так как в минерале должен быть сохранен баланс зарядов, то эти процессы зависят друг от друга. Любое упорядочение кремния и алюминия в промежуточном плагиоклазе основывается на схеме упорядочения анортитового типа, так как альбитовая схема не допускает отклонения отношения Al/Si от 1/3.

Существование высоко- и низкотемпературной форм альбита обуславливает появление по крайней мере двух серий плагиоклазов. Они были выявлены в диапазоне составов от An_0 до An_{50} [Tuttle, Bowen, 1950], причем исследования фазового равновесия в этих сериях позволили установить, что строго непрерывный ряд твердых растворов во всем интервале составов существует только в высокотемпературной серии. Было также установлено, что существуют плагиоклазы со структурой, промежуточной между структурами, характерными для крайних членов высоко- и низкотемпературной серий. Имеются структурные доказательства того, что твердые растворы высокотемпературной серии состава An_0 – An_{90} характеризуются структурой высоког альбита, в то время как плагиоклазы состава An_{90} – An_{100} , охлажденные после нагрева до высоких температур, не обладают такими структурами. Этот факт связан, по-

видимому, с крайне быстрым превращением высокотемпературной формы в низкотемпературную.

Крайне интересное явление наблюдается в плагиоклазах состава An_{1-5} – An_{21-25} , которые обычно представляют собой субмикроскопические срастания натровых и кальциевых членов. При этом две фазы, образующие подобные срастания, по-видимому, обладают структурой и составом конечных членов ряда, т. е. структурой низкого альбита и промежуточной структурой, соответственно, и ориентированы по отношению друг к другу таким образом, что их плоскости (010) почти параллельны [Дир и др., 1966]. Некоторые из подобных плагиоклазов с признаками несмесимости обнаруживают характерный эффект иризации, вследствие чего они получили название *перистеритов*. Однако этот термин иногда используется для обозначения более широкого ряда плагиоклазов вне зависимости от того, дают они эффект иризации или нет. Одним из самых распространенных образований такого рода является *лунный камень* – олигоклаз состава An_{2-16} (чаще An_{10-15}), который распадается на упорядоченный альбит An_0 и фазу An_{20-25} .

Химизм. Плагиоклазы являются алюмосиликатами натрия и кальция и изменяются от чистого $NaAlSi_3O_8$ до чистого $CaAl_2Si_2O_8$, а также обычно содержат некоторую примесь ортоклазовой составляющей ($KAlSi_3O_8$), редко достигающую 5 мол. % в диапазоне составов от анортита до лабрадора и затем постепенно увеличивающуюся при приближении к натровому концу серии (см. рис. 72). Следует отметить Ti, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mn, Mg, Ba и Sr, присутствующие в структуре плагиоклаза в очень небольших количествах. Как видно из химических анализов, большая часть железа в структуре плагиоклаза представлена в виде Fe^{3+} (табл. 36). Наблюдаемые в ряде случаев небольшие содержания Fe^{2+} представляют собой либо примеси, либо совместно с Mn и Mg замещают атомы Ca. Sr также замещает Ca, входя вместе с ним в анортитовую молекулу, в то время как Ba замещает K в ортоклазовой молекуле.

Для плагиоклазов весьма характерной особенностью является зональность, наиболее хорошо развитая в вулканических породах, но практически всегда присутствующая и в плутонических разностях. От центров к краям зерен плагиоклаза в большинстве случаев наблюдается повышение содержания альбитового компонента (так называемая *прямая зональность*), что согласно диаграмме (см. рис. 79) отражает кристаллизацию плагиоклаза при остывании магмы. Чем быстрее происходит кристаллизация, тем более значительный “размах” зональности наблюдается в плагиоклазе. Характерный пример прямой зональности плагиоклазов, выявленной с помощью микрозонда, приведен в таблице 36.

Для понимания причин возникновения зональности рассмотрим с помощью физико-химической диаграммы (см. рис. 79) ход кристаллизации плагиоклаза из расплава в случаях его медленного и быстрого остывания. Из приведенной

Таблица 36

Химические и электронно-зондовые анализы плагиоклазов (мас.%)

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	68,71	64,60	60,07	52,97	46,34	44,17	45,2	53,4
TiO ₂	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	19,63	22,04	24,84	29,41	33,36	34,95	36,4	28,5
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,35	0,76	0,54	0,56		
FeO	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,08	0,54	0,79
MgO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,38	0,00	0,02	0,00
CaO	0,22	2,94	6,65	12,59	17,31	18,63	19,2	13,4
Na ₂ O	11,72	9,28	7,54	3,97	1,55	0,79	0,61	3,30
K ₂ O	0,03	1,27	0,34	0,26	0,05	0,05	0,01	0,47
H ₂ O ⁺	–	H ₂ O _{общ.}	0,04	H ₂ O _{общ.}	0,23	0,84		
H ₂ O ⁻	–	0,12	0,05	0,22	0,03	0,17		
Сумма	100,31	100,25	100,27	100,18	99,79	100,24	101,98	99,39
Кристаллохимические коэффициенты								
Si	2,992	2,851	2,680	2,415	2,140	2,055	2,046	2,450
Ti	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,007	1,146	1,305	1,580	1,816	1,918	1,942	1,541
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,011	0,027	0,019	0,020	–	–
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,003	0,022	0,030
Mg	0,000	0,000	0,002	0,000	0,025	0,000	0,003	0,000
Ca	0,010	0,138	0,319	0,616	0,858	0,931	0,930	0,659
Na	0,988	0,793	0,651	0,345	0,139	0,070	0,054	0,292
K	0,003	0,072	0,019	0,017	0,003	0,003	0,003	0,028
<i>Or</i>	0,3	7,2	1,9	1,7	0,3	0,3	0,3	2,9
<i>Ab</i>	98,7	79,1	65,8	35,3	13,9	7,0	5,5	29,8
<i>An</i>	1,0	13,7	32,3	63,0	85,8	92,7	94,2	67,3

Анализы 1–6 – [Дир. и др., 1966]: 1 – альбит, Альп-Ричуна, Швейцария; 2 – олигоклаз из письменного гранита, Монтигл, Онтарио; 3 – андезин из чарнокита, Минамбакам, Мадрас; 4 – лабрадор из норита, вершина горы Сан-Маркос, Калифорния; 5 – битовниг из анортозита, Стилуотер, Монтана; 6 – анортит из оливнинового норита, Грасс-Велли, Калифорния; анализы 7, 8 – электронно-зондовые анализы зонального кристалла плагиоклаза из грунта “Луны–24” (все железо в форме FeO): 7 – центр, анортит, 8 – край, лабрадор [Свешникова и др., 1980]. Кристаллохимические коэффициенты плагиоклазов рассчитаны на 5 катионов. *Or*, *Ab*, *An* – содержания ортоклазового, альбитового и анортитового компонентов в полевом шпате (мол.%).

диаграммы видно, что жидкость состава An_{50} (точка *A*) начинает кристаллизоваться при температуре ~1450°C, причем первые выделившиеся кристаллы обладают приблизительным составом An_{82} (точка *B*). При дальнейшем охлаждении и достижении полного равновесия жидкость и твердая фаза начинают изменять свой состав вдоль *кривых ликвидуса* (верхняя) и *солидуса* (нижняя) до тех пор, пока при температуре ~1285°C не начнется образование кристаллов состава An_{50} (точка *Г*), которое будет продолжаться вплоть до полной кристаллизации состава *B*. Непрерывное изменение состава кристаллов плагиоклаза с уменьше-

нием температуры является результатом взаимодействия ранее образовавшихся кристаллов с расплавом в условиях медленного охлаждения. При быстром охлаждении подобного взаимодействия не происходит, и образовавшиеся кристаллы обладают ярко выраженной зональностью. В этом случае средний состав образовавшихся кристаллов будет An_{50} , однако их ядерные части будут богаче кальцием, а краевые – натрием. Таким образом, прямая зональность кристаллов является следствием постепенного изменения состава расплава по направлению к альбиту.

Более редко у плагиоклазов встречается так называемая *обратная зональность*, характеризующаяся увеличением содержания анортитового компонента к краям зерен. Иногда наблюдается *ритмичная зональность*, обусловленная более сложным изменением состава зерен плагиоклаза от центров к краям. Возникновение этих типов зональности обычно связывают с возможным участием в эволюции магматизма процессов взаимодействия с вмещающими породами, смешения магм и других [Фролова, Бурикова, 1997].

Оптические свойства. Для минералов плагиоклазовой серии характерно, что их кристаллографические, оптические и другие физические свойства постепенно изменяются от одного крайнего члена (альбита) до другого (аноррита).

Формы кристаллов плагиоклаза сходны с формами кристаллов щелочных полевых шпатов, и облик кристаллов плагиоклаза почти не отличается от облика кристаллов некоторых моноклинных полевых шпатов. Кристаллы чаще всего представляют пластинки с наиболее развитой гранью (010). Иногда встречаются кристаллы, вытянутые параллельно оси *a*. Самыми редкими являются кристаллы, вытянутые параллельно оси *c*.

В шлифе плагиоклазы без анализатора весьма сходны с калиевыми полевыми шпатами. Они тоже бесцветны, водяно-прозрачны или же содержат продукты разрушения, придающие им мутноватый характер. Трещины спайности по (001) и (010) выступают достаточно ясно в тех случаях, когда разрез проведен перпендикулярно к (001) и (010). При этом угол между трещинами приблизительно равен 87° .

Показатели преломления различных плагиоклазов неодинаковы: у альбита они меньше, у средних и основных плагиоклазов больше, чем у канадского бальзама, хотя разница не особенно велика (табл. 37, рис. 80), а показатели преломления олигоклаза очень близки показателю преломления канадского бальзама, поэтому в последнем случае шагреневая поверхность не наблюдается. В остальных случаях она слабо выражена, наиболее четко проявляясь в анортите.

Так как величина $n_g - n_p$ изменяется в диапазоне от 0,007 до 0,013, то в скрещенных николях при нормальной толщине шлифа наблюдается интерференционная окраска, очень сходная с окраской кварца (серовато-белая, белая,

реже желтоватая), и лишь в плагиоклазах, близких к анортиту, она может достигать желтого цвета.

Таблица 37

Диагностические свойства плагиоклазов

Название	Ап, мол. %	n_g	n_m	n_p	2V	Оптический знак	Двугр- сняя оптич. осей	Плотность, г/см ³	Темпе- ратура плавления, °С
Альбит	0–	1,538–	1,532–	1,528–	71–82	+	$\angle v$	2,61	1118
	10	1,543	1,537	1,533					
Олигоклаз	10–	1,543–	1,537–	1,533–	86(+)	+/-	$\angle v$	2,64	
	30	1,551	1,548	1,544	82(-)				
Андезин	30–	1,551–	1,548–	1,544–	83(-)	-/+	$\angle v$	2,67	
	50	1,563	1,558	1,555	77(+)				
Лабрадор	50–	1,563–	1,558–	1,555–	77–88	+	$\angle v$	2,70	
	70	1,572	1,569	1,564					
Бытовнит	70–	1,572–	1,569–	1,564–	88(+)	+/-	$\angle v$	2,73	
	90	1,583	1,579	1,573	78(-)				
Анортит	90–	1,583–	1,579–	1,573–	77–78	-	$\angle v$	2,76	1550
	100	1,588	1,583	1,577					

Угол оптических осей минералов рассматриваемой группы, как и их оптический знак, изменяется от альбита до анортита волнообразно (см. табл. 37). Как следует из диаграммы (см. рис. 80), кривая изменения оптического знака и величины угла 2V трижды пересекает значение $2V=90^\circ$. Таким образом, эти свойства ввиду своей сильной изменчивости не могут служить диагностическими критериями для разделения плагиоклазов разного состава.

При оптическом определении плагиоклазов основное значение имеет ориентировка оптических постоянных, положение в кристалле осей индикатрисы N_g , N_m и N_p , иными словами, ориентировка относительно кристаллографических направлений биссектрис N_g и N_p и оптической нормали N_m . От расположения этих элементов и их относительных размеров зависят как угол оптических осей, так и углы погасания на разрезах, проведенных в тех или иных направлениях через кристалл плагиоклаза. Для каждого плагиоклаза определенного состава имеются характерные углы погасания, по которым и узнается определенными способами состав данного зерна плагиоклаза. Некоторые из этих способов будут рассмотрены ниже.

Положение осей индикатрисы, оптических осей, плоскостей оптических осей в плагиоклазах изменяется постепенно, по мере перехода от альбита к анортиту, что ясно видно на зарисовках оптической ориентировки плагиоклазов различного состава (рис. 81). На представленных схемах видно, что плоскость оптических осей в альбите почти перпендикулярна вертикальной оси c (рис. 81 *a, б*), в то время как в анортите она почти параллельна последней

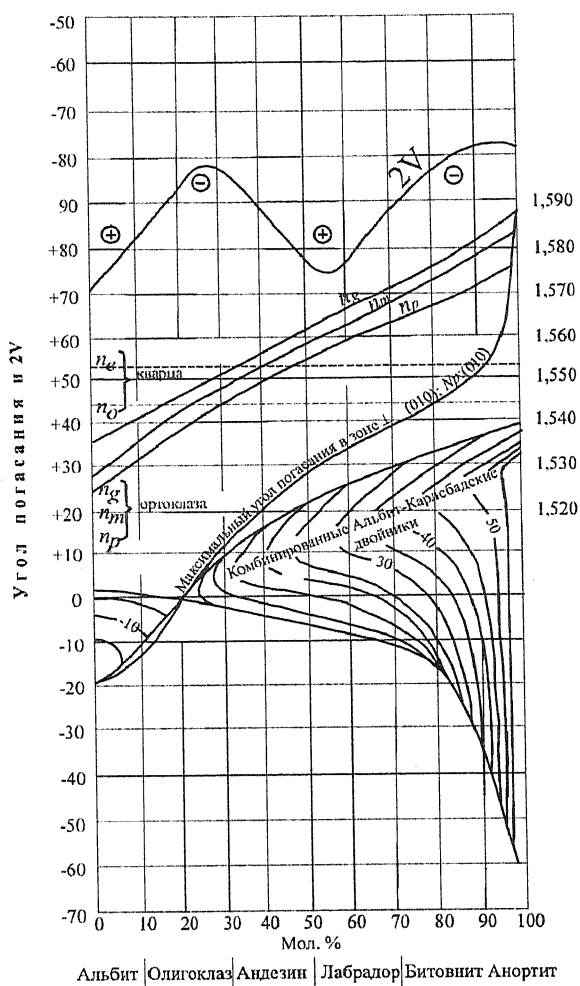


Рис. 80. Диаграмма "состав-свойства" для плагиоклазов [Треггер, 1958].

(рис. 81 ж); в промежуточных членах она занимает промежуточное положение. Чрезвычайно характерным также является то, что биссектриса N_g для олигоклаза определенного состава (рис. 81 в) находится перпендикулярно к плоскости (010), для других плагиоклазов она располагается почти перпендикулярно к плоскостям зоны (001):(010).

Весьма характерным явлением для минералов плагиоклазовой серии является *двойникование* (см. табл. 33, рис. 73). Плагиоклазы обычно образуют

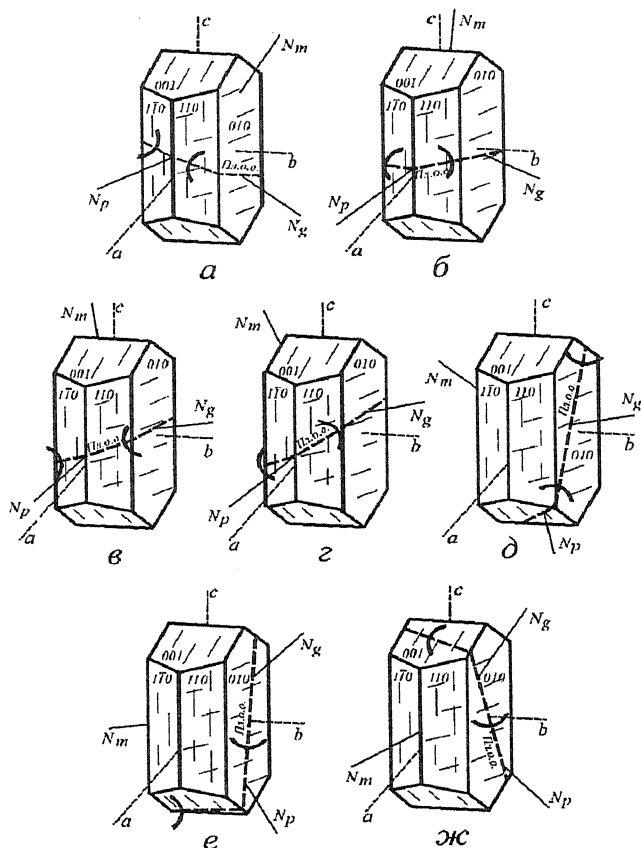


Рис. 81. Оптическая ориентировка плагиоклазов [Дир и др., 1966].
 а – высокотемпературный альбит; б – низкотемпературный альбит;
 в – олигоклаз; г – андезин; д – лабрадор; е – битовинит; ж – анортит.

полисинтетические двойники, однако иногда встречаются и прослые манебахские двойники и очень редко простые бавенские двойники. Широко распространено как *полисинтетическое*, так и простое двойникование по карлсбадскому закону. Наиболее часто встречаются полисинтетические двойники по альбитовому или периклиновому законам (вообще для плагиоклазов кристаллы без альбитовых двойников очень редки). Встречаются также двойники и по другим, более редким законам двойникования (например, аклиновому, Ала, альбит-Ала В и др.)

Периклиновые и альбитовые двойники часто наблюдаются в одном и том же кристалле. В этом случае наблюдается как бы решетчатая структура, напо-

минающая такую же структуру микроклина, но отличающаяся тем, что полоски всегда ограничены прямыми или почти прямыми линиями, а не имеют веретеновидный облик с раздувами и пережимами, как в микроклине. Если одновременно с альбитовыми полисинтетическими двойниками в кристалле присутствует двойник по карлсбадскому закону, то при вращении столика микроскопа в скрещенных николях в определенный момент исчезает двойниковая структура по альбитовому закону, и при этом одна половина карлсбадского двойника будет казаться более светлой а другая – более темной. Встречаются также иные сочетания двух или более законов двойникования.

Достаточно полная и надежная диагностика плагиоклазов, включающая в себя определение их состава, степени упорядоченности и закона двойникования, может быть проведена с использованием *федоровского* и *иммерсионного методов*. Более точное определение состава плагиоклаза (с учетом зональности кристаллов) возможно провести с помощью электронного микросонда. Однако есть возможность получить достаточно точные оценки состава минерала и с помощью поляризационного микроскопа. Метод основан на чрезвычайно тесной связи между изменением состава плагиоклазов и одновременным изменением их оптических свойств, в первую очередь ориентировки индикатрисы в кристаллах (см. рис. 81). Изучаемые разрезы на плоском столике имеют случайное положение в шлифе, поэтому среди ряда разрезов ищут те, которые помогают разрешению вопросов об оптической ориентировке данного плагиоклаза, присутствующего в породе, и тем самым определяют его состав. Рассмотрим два главнейших метода определения состава плагиоклаза с помощью поляризационного микроскопа.

Метод Мишель-Леви (максимального симметричного погасания). Этот метод применяется на разрезах, перпендикулярных к плоскости (010) и имеющих так называемое симметричное погасание. Для таких зерен производят определенное число замеров (обычно не менее 5–7) углов погасания двойниковых индивидов, причем замеры берутся от вертикальной нити окуляра в обе стороны, и записывается их полусумма. Так, если при повороте столика микроскопа по часовой стрелке для одной системы двойников получится угол погасания 28° , а другая система двойников погасает при повороте столика против часовой стрелки на 30° , то результатом будет 29° . Запись следует производить следующим образом: $N_p' : (010) = 29^\circ$. Это означает, что мы провели замер угла между осью N_p (точнее, ее проекцией на случайный срез минерала, поэтому рядом с обозначением оси индикатрисы и ставится знак “штрих”) и проекцией двойниковой плоскости (двойниковым швом). Далее из нескольких таких замеров мы должны выбрать максимальный, тем самым как бы приближаясь от проекции оси N_p к ее реальному положению в кристалле. При этом, если максимальное значение очень сильно отличается от большинства полученных замеров, то оно обычно не учитывается – выбирается наибольшее значение из “кучной” выборки.

При поиске зерен для замеров углов погасания двойников необходимо четко следовать трем критериям:

1) Граница между двойниковыми полосами должна быть четкая и резкая, при поднятии и опускании тубуса микроскопа она не должна смещаться в сторону;

2) в положении, когда двойниковый шов параллелен вертикальной нити окуляра, двойники по обе стороны от нее должны иметь одинаковую интерференционную окраску;

3) разница между замерами в одну и в другую сторону не должна превышать 4° .

Для определения состава плагиоклаза, зная величину $N_p' : (010)$, необходимо использовать номограмму (рис. 82), на которой по вертикальной оси отложены измеряемые углы, а по горизонтальной – номер плагиоклаза. Методу Мишель-Леви на диаграмме отвечает сплошная линия (М-Л). При этом для углов меньше 20° необходимо дополнительно определять рельеф минерала: в случае отрицательного рельефа следует двигаться по линии вниз, и, наоборот, плагиоклазам с положительным рельефом соответствует верхняя часть кривой. В рассмотренном нами примере, судя по диаграмме, плагиоклаз по составу отвечает лабрадору (№ 56).

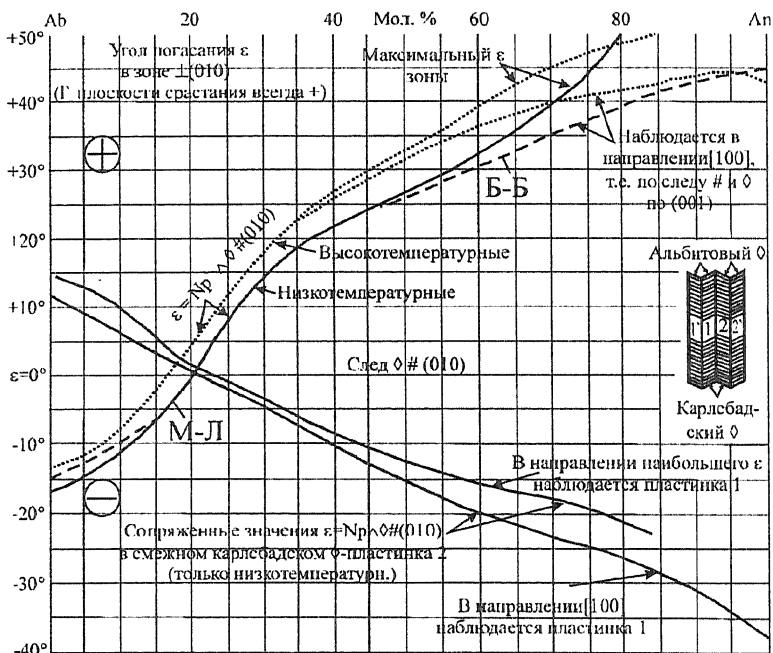


Рис. 82. Диаграмма для определения состава плагиоклаза по методам Мишель-Леви (М-Л) и Бекке-Беккера (Б-Б) [Третгер, 1958].

В том случае, когда плагиоклаз в шлифе имеет четко выраженную зональность, замеры углов погасания двойников производят отдельно для центральных и внешних частей кристаллов. Если мы имеем дело с очень мелкими недвойникованными зернами плагиоклаза, обычно встречающимися в эффузивных породах, то следует измерять углы погасания отдельных кристаллов и определить состав. При этом необходимо использовать компенсатор, т. к. нужно брать только замеры углов погасания с осью N_p (с компенсатором наблюдается повышение интерференционной окраски).

Метод Бекке-Беккера. При использовании этого метода достаточно всего одного замера углов погасания двойников. Кроме того, совсем не обязательно в случае малых углов смотреть рельеф минерала.

Этим методом определяется характерное погасание в разрезах, перпендикулярных к (010) и (001). Такие разрезы характеризуются тем, что двойниковые швы проявлены очень четко и видны трещины спайности по (001), образующие почти прямой угол ($\sim 94^\circ$) по отношению к спайности по (010). Наличие этих трещин спайности является четвертым (дополнительным к трем описанным для метода Мишель-Леви) требованием к разрезу плагиоклаза. Определение углов погасания двойников ведут аналогично методу Мишель-Леви. Далее выясняют положение N_p' в тупом или остром углу между трещинами спайности по (001) и (010), т. е. определяют знак погасания (рис. 83). Определение состава плагиоклаза ведется по пунктирной линии (Б-Б) диаграммы (см. рис. 82). Если получен положительный знак погасания, то идем по "положительной" ее части, если отрицательный – то по "отрицательной".

Изменения. Кислые плагиоклазы (альбит, олигоклаз) обычно преобразуются в агрегаты бесцветной слюды (мусковита, серицита), каолинита и других глинистых минералов. Чем больше содержание СаО в плагиоклазе, тем меньше образуется каолинита и слюдистых минералов и больше тонкозернистых минералов кальция – цоизита, клиноцоизита, эпидота, реже кальцита. Часто за счет

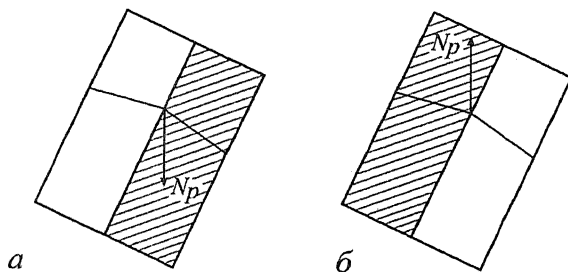


Рис. 83. Схема определения знака погасания плагиоклаза в разрезе, перпендикулярном (001) и (010). а – положительный (для погасшего индивида N_p находится в остром углу между двойниковым швом и трещинами спайности); б – отрицательный (N_p находится в тупом углу).

плагиоклаза образуется *сосюрит* – весьма тонкая смесь эпидот-цоизитовых минералов, альбита, а также иногда кальцита и белой слюды, которая образует иногда полные псевдоморфозы по плагиоклазам основных пород.

Основные плагиоклазы гораздо легче подвергаются вторичным изменениям, и в качестве самого распространенного вторичного минерала здесь необходимо отметить серицит, присутствующий в виде тончайших чешуек. Очень часто прямая зональность кристаллов плагиоклаза подчеркивается именно их неравномерной (зональной) серицитизацией, при наложении которой центральные (более основные) части зерен оказываются практически полностью измененными, а внешние каймы замещаются серицитом в гораздо меньшей степени. Серицитизированные плагиоклазы отличаются от сосюритизированных тем, что первые в шлифе бесцветны, а вторые – вследствие высокого рельефа минералов группы эпидота – в проходящем свете кажутся мутноватыми и буроватыми. По интерференционной окраске серицит от сосюрита чаще всего не отличим.

Нередко по основным плагиоклазам развиваются скаполиты и цеолиты. Последние можно спутать с вторичным альбитом, который образуется в процессе деанортитизации (альбитизации) основного плагиоклаза. Главным отличием этих минералов является то, что альбит, замещающий двойникованный плагиоклаз, также имеет двойниковое строение, а для цеолитов это не характерно. Упомянутый процесс часто идет таким образом, что происходит разложение анортитовой молекулы, в которой кальций замещается калием с образованием белой слюды и различных пелиговых минералов. Поэтому очень часто в базальтовых порфиритах и диабазах встречается практически чистый альбит (хотя первоначально магматическим плагиоклазом для этих пород является лабрадор), переполненный эпимагматическими включениями мусковита. В морских базальтах при подводном выветривании основные плагиоклазы могут замещаться адуляром.

Еще одним процессом изменения плагиоклаза (преимущественно основного состава) является образование келифитовых кайм на границе с оливином в оливиновых габбро и троктолитах. Эти оторочки сложены амфиболом тремолит-актинолитового ряда и зеленой железистой шпинелью, реже в них встречается ромбический пироксен. В тех случаях, когда келифитизация проявлена достаточно широко, и замещаемые минералы сохраняются лишь в виде мельчайших реликтов, мы переходим к особому типу пород, получившему название друзитов.

Отличия от оптически сходных минералов. В шлифах плагиоклаз можно спутать с калиевым полевым шпатом, кварцем, нефелином, кордиеритом и *кустидином*.

От щелочных (калиевых) полевых шпатов средние и основные плагиоклазы отличаются отчетливо положительным рельефом, тогда как все щелочные полевые шпаты имеют отрицательный рельеф. Кислые плагиоклазы можно спутать

с калиевыми полевыми шпатами только если они не имеют двойникового строения. При этом отличаются вторичные замещения минералов: калиевый полевой шпат подвергается пелигитизации, а плагиоклаз – серицитизации и сосюритизации. Плагиоклаз можно спутать с микроклином, имеющим микроклиновую решетку, если зерно плагиоклаза имеет одновременно альбитовые и периклиновые двойники. Такие двойники имеют четкие и прямые границы, в то время как микроклиновая решетка имеет многочисленные раздувы и пережимы.

От кварца плагиоклаз отличается присутствием спайности и вторичных замещений, а также тем, что кварц является одноосным положительным минералом, в то время, как все плагиоклазы двуосны.

От нефелина плагиоклаз отличается частью присутствием двойников и более высоким двупреломлением, и нефелин всегда одоосный отрицательный минерал.

От кордиерита, когда он полисингетически sdвойникован, плагиоклаз отличить довольно сложно. Первым главным отличием является характер вторичных изменений: плагиоклаз никогда не замещается пипитом, что характерно для кордиерита. В кордиерите нередко встречаются включения циркона, окруженные плеохроичными двориками.

Куспидин $\text{Ca}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{F}, \text{OH})_2$ отличается от плагиоклаза тем, что углы погасания у него небольшие, как у кислых плагиоклазов, а показатели преломления, наоборот, сходны с основными плагиоклазами.

Парагенезисы. Плагиоклаз является крайне распространенным минералом магматических и метаморфических пород различных фаций глубинности.

В магматических породах состав плагиоклаза четко подчинен общей кремнекислотности пород. Так, в основных породах встречаются лабрадор и битовнит, в средних – андезин, в кислых – альбит и олигоклаз. Для щелочных пород характерен альбит. В эффузивных породах плагиоклаз встречается как в виде вкрапленников, так и в основной массе. Обычно плагиоклазы, богатые кальцием или натрием, имеют слабо выраженную зональность, в то время как плагиоклазы промежуточного состава эффузивных пород обнаруживают ярко выраженную зональность, часто ритмичную. Во многих базальтах однородное ядро плагиоклазовых вкрапленников представлено битовнитом. Эти ядра обычно окружены зонами плагиоклаза с большим содержанием натрия, в состав которых входит больше 40 мол.% анортитового компонента. Такая же картина характерна для наиболее ранних плагиоклазов глубоководных пород. Плагиоклазы анортитового состава в земных базальтах наблюдаются лишь в очень редких случаях. Практически чистый альбит может встречаться в кислых эффузивных породах (дацитах, риолитах и их туфах, игнимбригах), а также в спилитах.

В интрузивных горных породах анортит очень редок, остальные минералы плагиоклазовой серии представлены очень широко, присутствуя примерно в 95% интрузивных горных пород. Встречаются практически мономинеральные плагиоклазовые породы – анортозиты, содержащие незначительную (< 5%) примесь темноцветных и рудных минералов, в которых плагиоклаз по составу чаще всего отвечает лабрадору (лабрадориты) и андезину. Содержание плагиоклаза изменяется от 60% в габбро до 50% в гранодиоритах, и до менее 20% в бедных натрием гранитах. Плагиоклаз практически отсутствует в ультраосновных и щелочных породах с фельдшпатоидами. Важной особенностью состава плагиоклаза земных магматических горных пород является обратная корреляция его номера с железистостью сосуществующих с ним темноцветных минералов – Fe/(Fe+Mg).

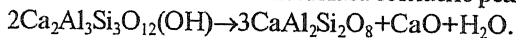
В лунных породах и метеоритах обычен самый основной плагиоклаз, по составу отвечающий битовниту и анортиту.

Плагиоклазы пегматитов представлены в основном альбитом или олигоклазом. Альбиты большинства пегматитов характеризуются низко- или высокотемпературным состоянием, в то время как переходные формы редки.

В метаморфических породах плагиоклаз присутствует как в метапелитах, так и в метабазах.

Альбит является существенной составной частью многих кристаллических сланцев, в которых он присутствует как в виде порфиробластов, так и в мелкозернистой основной массе этих пород. Плагиоклаз таких пород обычно характеризуется зональностью, причем очень часто она бывает обратной (на альбит нарастают оторочки олигоклаза), что отражает возрастание температуры в процессе формирования пород.

В амфиболитах состав плагиоклаза отвечает андезину и лабрадору, причем с переходом от зеленых сланцев к амфиболитам через эпидотовые амфиболиты за счет сокращения поля стабильности минералов группы эпидота происходит постепенное увеличение основности плагиоклаза согласно реакции:



Рассматривая ассоциации плагиоклаза в различных фациях глубинности, можно отметить, что он присутствует начиная с самых малоглубинных пород (роговиков) вплоть до наиболее глубинных гранат-двупироксен-плагиоклазовых сланцев и исчезает лишь в эклогитах (гранат-омфацитовых породах). В роговиках присутствует достаточно основной плагиоклаз (до битовнита и даже анортита), причем с увеличением температуры его ассоциация с биотитом сменяется амфиболовым и затем пироксеновым парагенезисом.

Формирование альбита часто может носить метасоматический характер. Так, внедрение гранитов во вмещающие породы часто сопровождается альбитизацией последних, в которых происходит формирование порфиробластов альбита.

7.2. Скаполиты

Скаполиты (Scp), представляют собой изоморфный ряд, основу которого составляет ряд плагиоклазов с добавочными ионами. Этот ряд располагается между конечными членами мариалитом (Ma) $3(\text{NaAlSi}_3\text{O}_8)\text{NaCl}$ и мейонитом (Me) $3(\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8)\text{CaCO}_3$. Названия промежуточных членов ряда дипир (Me_{20-50}) и мицзонит (Me_{50-80}) почти не употребляются в современной литературе. Названия происходят: от греческого *сканос* – шахта, по-видимому, из-за призматического габитуса кристаллов; мариалит – в честь Марии Розы (жены Г. фон Рата); дипир – из-за того, что при нагревании происходят два явления – плавление и фосфоресценция; мицзонит и мейонит, соответственно, от греч. *большие*, имея в виду большее удлинение кристаллов и меньшую остроту пирамид в сравнении с везувианом, встречающимся совместно на Везувии. Формы проявления разнообразны: сплошные зернистые массы, симплектиты, идиоморфные кристаллы, реакционные каймы.

Структура скаполита состоит из кольцеобразных групп четырех тетраэдров (Si,Al)-O, попеременно обращенных вершинами в противоположные стороны оси *c*. Эти группы тетраэдров соединены в цепочки параллельно *c*, а отдельные цепочки связаны друг с другом кольцами из четырех тетраэдров (Si,Al)-O, ребра которых параллельны оси *c*. В получающемся каркасе имеются полости разных размеров. Меньшие заняты ионами Na и Ca, а более крупные – ионами CO_3 , SO_4 и Cl.

Химические анализы скаполитов приведены в таблице 38. Реальные составы часто несколько отличаются от теоретических и от стройного ряда плагиоклазов небольшим избытком Si по отношению к глинозему, так что определение процентного содержания мейонитового минала по соотношению количеств алюминия и кремния может отличаться от $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$ отношения до 10 абсолютных процентов в середине ряда скаполитов. Оценка по соотношению Cl и CO_2 может дать еще худшие результаты, особенно в крайних членах ряда ($\text{Me}_{<25}$ и $\text{Me}_{>75}$), где, соответственно, практически отсутствует CO_2 и Cl. Кроме того, часть натрия может быть замещена калием, хлора – фтором, гидроксиллом и HSO_4 , а CO_3 – SO_4 . Количество K_2O может достигать 4 мас.%, SO_3 может даже преобладать над CO_2 . Остальные замещения незначительны.

Минерал тетрагональный, оптически отрицателен.

Диагностические свойства скаполитов приведены в таблице 39.

Промежуточные составы легко определяются по двупреломлению и показателям преломления. В некоторых основных скаполитах (Me_{55-75}), отличающихся черным цветом в образце, обнаруживаются тонкие таблитчатые включения *пирротина* и/или магнетита, ориентированные длинной стороной вдоль оси *c* скаполита. Вероятно, они образуются при перекри-

Таблица 38
Химический состав скаполитов [Дир и др., 1966]

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	59,60	51,63	50,47	45,18	41,38
TiO ₂	—	—	—	0,03	—
Al ₂ O ₃	19,87	24,21	25,20	26,23	31,59
Fe ₂ O ₃	1,01	0,20	0,10	0,30	Сл.
FeO	—	—	—	0,72	—
MnO	—	—	0,06	0,01	—
MgO	0,21	0,08	0,04	0,38	0,29
CaO	3,42	11,13	14,07	18,12	20,72
Na ₂ O	10,66	7,02	4,95	2,74	1,38
K ₂ O	1,47	0,90	0,73	0,43	0,48
H ₂ O ⁺	0,66	0,60	0,20	1,20	0,29
H ₂ O ⁻	—	—	0,02	0,08	—
CO ₂	—	1,59	2,81	4,64	4,35
SO ₃	—	0,98	0,79	—	0,35
Cl	3,23	2,32	1,15	0,06	0,18
-O=Cl ₂	0,74	0,52	0,26	0,02	0,04
Сумма	99,39	100,14	100,33	100,10	100,97
Количества ионов в пересчете на 12 (Si, Al).					
Si	8,614	7,728	7,553	7,124	6,315
Al	3,386	4,272	4,446	4,876	5,864
Ti	—	—	—	0,004	—
Fe ³⁺	0,110	0,022	0,010	0,036	0,000
Mg	0,045	0,018	0,009	0,089	0,066
Fe ²⁺	—	—	—	0,095	—
Mn	—	—	0,007	0,001	—
Na	2,986	2,036	1,436	0,838	0,407
Ca	0,530	1,785	2,256	3,062	3,388
K	0,270	0,170	0,138	0,086	0,094
H	00,636	0,600	0,200	1,262	0,286
C	—	0,325	0,574	0,999	0,906
S	—	0,110	0,089	—	0,040
Cl	0,791	0,588	0,291	0,016	0,048
Me%	17,4	45,2	59,1	78,1	87,3

Анализ 1 – маршалит, о. Печ, Карелия; 2 – дипир, Онтарио, Канада; 3 – мицдонит, Наугамен, Швеция; 4 – мицдонит, Гламорген, Онтарио; 5 – мейонит из мрамора, Везувий, Италия.

сталлизации скаполита в восстановительных условиях с выпадением примеси Fe₂O₃ и SO₃ из структуры скаполита.

Изменения. Скаполит немного легче, чем плагиоклаз, подвержен серицитизации. При этом образуются полные псевдоморфозы тонкого однородно ориентированного серицита по кристаллам и зернам скаполита.

Таблица 39
Диагностические свойства скаполитов

	Мариалит	Мейонит
n_e	1,540	1,562
n_o	1,546	1,600
$n_o - n_e$	0,006	0,037
спайность	по {100} заметная и по {110}	{110} хорошая
в шлифах		бесцветный
плотность, г/см ³	2,50	2,78

Отличия от оптически сходных минералов. Сравнительно низкий рельеф, немного выше, чем у плагиоклазов, прямое погасание по спайности в удлинённых зернах, диагональное погасание в сечениях с квадратами, образующимися двумя спайностями, оптическая отрицательная одноосность отличают скаполиты от других породообразующих минералов. По рельефу, прозрачности и высокому двупреломлению на кальциевые скаполиты похож ангидрит.

Парагенезисы. Скаполит – типичный минерал высокотемпературных постмагматических изменений магматических и регрессивных изменений метаморфических пород. Он характерен также для постмагматических скарнов. Богатый мариалитом скаполит, по-видимому, может образоваться при прогрессивном метаморфизме соленосных осадков. В общем, мейонит более высокотемпературен в сравнении с более натровыми скаполитами. Однако попытки создания геотермометров на базе скаполит-плагиоклазовой пары не дали пока обнадеживающих результатов. Скаполит может развиваться с замещением плагиоклаза и сосуществовать с ним в парагенезисе, причем со скаполитом $Me_{>80}$ плагиоклаз имеет большее содержание анортитового компонента, чем скаполит. При меньших содержаниях анортитового минерала распределение его противоположно. Чистый мариалит (более 90% Ma) неизвестен в природе. Me_{95} (в ассоциации с анортитом и кальцитом) известен, но достаточно редок. В силикатно-карбонатных тектонитах мейонит, по-видимому, образуется при твердофазовой реакции плагиоклаза с кальцитом, в их интерстициях при высокой (около 750°C) температуре. В регрессивную стадию наблюдается образование кальцит-анортитовых симплектитов по мейониту. Основные (богатые мейонитом) скаполиты развиваются в основной среде, в которой присутствует или мог быть основной плагиоклаз. Это магнезиальные скарны (точнее, околоскарновые метасоматиты), изменённые основные породы, карбонатно-силикатные и известково-силикатные метаморфические породы. Для известковых скарнов (околоскарновых метасоматитов) характерны средние составы скаполитов (Me_{35-55}). Богатые натрием скаполиты (Me_{20-40}) преимущественно развиты в изменённых кислых породах и особенно характерны для богатых метасоматических (постскарновых) магнетитовых руд, в которых скаполит является главным «рудосопровождаю-

щим” минералом. Вероятно, этот парагенезис связан с натрово-хлоридными рудоносными гидротермами, переносящими железо.

Скаполиты образуют тесные парагенезисы с кальцитом, волластонитом, кварцем, $Sr_x Di-Hed$ ряда, флюг опитом, шпинелью, грандигтовым гранатом, эпидотом, роговыми обманками, ортопироксенами, сульфидами, титанигом, орпигитом.

7.3. Фельдшпатоиды

Название “фельдшпатоиды” означает “похожие на полевые шпаты”. Фельдшпатоиды отличаются от полевых шпатов недосыщенностью кремнеземом, а отсюда вытекает запрет их сосуществования с кварцем. Они реагируют с кремнекислотой с образованием щелочных полевых шпатов. На самом деле, они достаточно сильно отличаются от полевых шпатов по многим свойствам. Это минералы высокой щелочности. К фельдшпатоидам относятся нефелин, кальсилит, лейцит, анальцит, поллуцит, гаюин, нозеан, канкрипит, содалит, калиофилит, трикальсилит, карнезит.

Группа нефелина

В эту группу входят собственно нефелин, кальсилит, калиофилит и трикальсилит. Первые два минерала – важнейшие породообразующие минералы щелочных пород. Калиофилит и трикальсилит редки и метастабильны при обычных магматических температурах. Нефелин с кальсилитом образует твердые растворы примерно до состава с содержанием кальсилита до 25–30 мол. %.

Нефелин (Ne) $Na_3K[Al_4Si_4O_{16}]$, назван от греч. *nephele* – облако за свойство при разложении в крепких кислотах давать вокруг себя мутное облако кремнезема в растворе.

Структура нефелина основана на каркасе, содержащем 32 атома кислорода на элементарную ячейку. В каркасе примерно половина атомов кремния замещена алюминием. Кальций находится в девятикратной координации, а натрий – в восьмерной. Положение атомов кальция неопределенно. Из шестнадцати тетраэдров в ячейке нефелина только в четырех Si и Al занимают строго конкретные положения, в остальных 12 тетраэдрах расположение Si и Al беспорядочное, что искажает нефелиновый каркас. Предполагается, что замена части атомов натрия калием будет сопровождаться развитием неупорядоченности в заселении октаэдров щелочными атомами, что, возможно, является одной из причин полиморфизма нефелина.

Разнообразие в химическом составе нефелина определяется изоморфизмом K и Na (табл. 40).

В природных нефелинах фиксируется некоторый избыток кремнезема. Это указывает на то, что примесь калия в нефелине существует не столько в фор-

Таблица 40
Химические анализы фельдшпатовидов [Дир и др., 1966]

	1	2	3	4	5
SiO ₂	43,24	40,74	38,47	54,66	52,80
TiO ₂	0,00	0,11	0,00	0,17	—
Al ₂ O ₃	33,56	33,39	30,81	23,15	24,63
Fe ₂ O ₃	0,47	0,83	1,63	0,36	—
FeO	—	—	0,26	0,11	—
MnO	—	—	0,00	0,01	—
MgO	0,05	0,25	0,63	0,04	—
CaO	0,77	0,91	0,20	0,11	0,19
Na ₂ O	16,88	12,53	2,09	0,63	13,31
K ₂ O	4,71	11,13	25,65	20,04	0,73
H ₂ O ⁺	0,07	0,23	0,20	0,36	7,66
H ₂ O ⁻	—	0,06	0,00	0,05	0,29
Сумма	99,98	100,18	99,94	99,77	99,70
Кристаллохимические коэффициенты					
Si	8,305	8,036	8,044	1,992	1,964
Al	4,680	7,764	7,596	0,995	1,078
Ti	—	0,016	—	0,005	—
Fe ³⁺	0,067	0,123	0,256	0,010	—
Fe ²⁺	—	—	0,045	0,003	—
Mg	0,014	0,074	0,196	0,002	—
Ca	0,158	0,192	0,045	0,004	0,008
Na	6,285	4,796	0,847	0,045	0,958
K	1,154	2,802	6,846	0,932	0,035
ОН	—	—	—	—	1,898

Анализ 1 – нефелин из нефелинового ийолит-сненита, Синква, Бирма; 2 – нефелин из нефелинита, оз. Киву, Конго; 3 – кальсилит из венанцита (оливин-лейцитсодержащая лава), Сан-Венанцо, Италия; 4 – лейцит, Напругонго, Конго; 5 – анализим из перматонда в бороланите (эолиговый сненит) в ассоциации с ортоклазом, меланитом, титанитом и орпнитом, Лох-Боролан, Шотландия.

ме кальсилита $K[AlSi_3O_8]$, сколько в форме калиевого полевого шпата. Отмечается также постоянный дефицит щелочей.

Минерал относится к гексагональной сингонии. Облик кристаллов нефелина призматический, короткостолбчатый. В изверженных породах встречаются преимущественно таблитчатые кристаллы, в жеодах – призматические; часто наблюдаются сплошные массы.

Нефелин в плифах всегда бесцветный, обладает низким рельефом, $n_e = 1,528-1,542$, $n_o = 1,532-1,549$, $n_e - n_o = 0,003-0,005$. Минерал оптически одноосный, отрицательный. Заметна спайность по пинакoidу и по гексагональной призме. В плифах двойников не наблюдается. В эффузивах иногда в нефелине отмечается зональность: по периферии возникает кайма с пониженным светопреломлением и дупреломлением, что, как полагают, связано с обогащением кремнием. Плотность 2,55–2,65 г/см³.

Нефелин довольно легко замещается вторичными минералами: наиболее обычны волокнистые цеолиты – *натролит*, иногда с *томсонитом* или *филлипситом*, также распространено замещение анальцимом или содалитом, очень часто развивается канкринит, бесцветная слюдка *либнерит* или *гизекит*. В гипергенных условиях характерно замещение *шпреуштейном* – сложным агрегатом вторичных минералов, среди которых ведущими являются спутанно-волокнистый агрегат *натролита* и гидроксиды алюминия. На выветрелой поверхности нефелинсодержащих пород появляются характерные “оспины” за счет выщелачивания нефелина.

Отличия от оптически сходных минералов. Нефелин обладает сходством с кварцем, щелочными (калий-натровыми) полевыми шпатами, натровыми скаполитами, апатитом и мелилитом. Апатит и мелилит характеризуются типичным средним положительным рельефом, тогда как у нефелина рельеф низкий, подчас почти сливается с канадским бальзамом. Калий-натровые полевые шпаты имеют отчетливо отрицательный, хотя и низкий, рельеф, совершенную спайность и, в большинстве своем, оптически двуосны. Скаполиты, имеют более высокое двупреломление, две спайности по призме с углом между ними 90° . Кварц не имеет спайности и является оптически положительным.

Парагенезисы. Нефелин – характернейший минерал щелочных пород, среди которых выделяют четыре нефелинсодержащие формации: (1) щелочно-гранитоидную; (2) калиевую щелочно-базальтоидную; (3) щелочно-габброидную; (4) щелочно-ультраосновную. В первой характерен парагенезис нефелина с микроклином, альбитом, эгирином, и лепидомеланом. Во второй – с лейцитом, санидином, кальсилитом, титанавгитом и оливинном. В третьей – с основным плагиоклазом. В четвертой – с эгирином, эгирин-авгитом при отсутствии полевых шпатов.

Нефелин встречается в виде хорошо образованных кристаллов в вулканических выбросах (вулкан Везувий) и в виде зональных кристаллов – в цеолитизированных туфах.

В щелочно-метасоматических образованиях типа фенитов он ассоциирует с гастингситом, эгирин-авгитом и лепидомеланом.

Кальсилит (Kls) $K[AlSi_3O_8]$ назван по химическому составу (K, Al, Si).

В основе каркасной структуры Kls находится структура типа тридимита, в которой половина атомов Si замещена Al. Атомы Si и Al расположены полностью упорядоченно, что снижает симметрию кристалла. Атомы калия имеют координационное число 12 и занимают полости в алюмосиликатном каркасе. Сингония гексагональная.

Общий химизм твердых растворов в кальсилите сходен с химизмом твердых растворов в нефелине (см. табл. 40, ан. 3), но содержание Si меньше, а

предел замещения $Al \leftrightarrow Fe^{3+}$ больше. Отмечается некоторый дефицит катионов. Кальсилит может содержать до 25 мол.% $Na[AlSiO_4]$ в твердом растворе. С ростом содержания Na увеличивается температура инверсии гексагонального кальсилита в его ромбическую модификацию. В кальсилите отмечаются примеси Ca, Mg и Fe^{3+} до 5,1 мас.%.

Кальсилит – бесцветный в шлифах минерал с низкими показателями преломления и двупреломлением: $n_e = 1,530-1,537$, $n_o = 1,536-1,543$, $n_e - n_o = 0,005-0,006$. Минерал оптически одноосный, отрицательный. Спайность отсутствует. Плотность 2,59 г/см³.

Преобладающая форма нахождения кальсилита – тончайшие срастания с ортоклазом, реже – вроски и ксеноморфные зерна в ортоклазе.

Отличия от оптически сходных минералов. Кальсилит сходен с нефелином и под микроскопом практически неотличим от него. Однако в сложных нефелин-кальсилитовых порфиновых выделениях кальсилит обладает несколько более низким показателем преломления и заметно более высоким двупреломлением, а также большей чистотой и прозрачностью, тогда как нефелин обычно содержит мельчайшие включения.

Парагенезисы. Кальсилит встречается в бесполовошпатовой ассоциации в вулканических породах мафуритовой серии – с лейцитом, в катунгитах и нефелинитах – с мелилитом и оливинном. В кальсилите независимо от его формы выделения постоянно присутствуют включения темноцветных минералов. В лавах кальсилит иногда развит в виде специфических нефелин-кальсилитовых фенокристаллов, видимо, как продукт распада высококалциевого нефелина. В псевдолейцитовых породах кальсилит находится в ассоциации с ортоклазом и биотитом, а в щелочных пегматитах – с ортоклазом и эгирином, в псевдолейцититах – с ортоклазом, эгирином и гранатом.

Кальсилит встречается также в зоне контакта карбонатных пород с габброидами в условиях санидинитовой фации в ассоциации с акерманитом, диопсидом, шпинелью, кальцитом, гранатом, везувианом, апатитом.

Группа лейцита

Лейцит (Lct) $K[AlSi_2O_6]$. Назван за белый цвет кристаллов от греческого *лейкос* – светлый, белый. Структура лейцита каркасная, состоящая из Al- и Si-тетраэдров, крупные полости которой заполнены атомами калия, а более мелкие либо остаются вакантными, либо содержат молекулы воды. Обычно лейцит тетрагональный (псевдокубический), но при нагревании постепенно изменяется и примерно при 625°C становится кубическим.

Химический состав лейцита довольно устойчив и близок к идеальной формуле $KAlSi_2O_6$. Отмечается ограниченное замещение калия на натрий и кальций (до 2–3 мас.%). В виде следов присутствуют Li, Rb и Cs. Цезиевый аналог лейцита – *поллуцит* ($CsAlSi_2O_6$) – не дает с ним заметной смешимости.

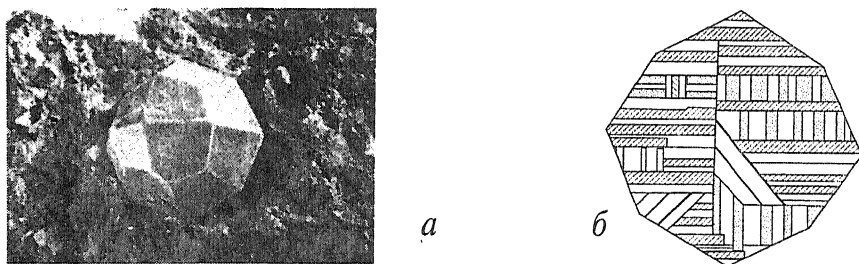


Рис. 84. Кристалл лейцита в лаве из Везувия (а) и характер двойникования в кристалле лейцита (б).

Облик кристаллов лейцита чрезвычайно характерен. Встречаются хорошо образованные полиэдрические кристаллы тетрагон-триоктаэдры (рис. 84 а). Благодаря форме и белому цвету минерал и псевдоморфозы по нему легко диагностируются в скальных обнажениях и образцах. В шлифах лейцит бесцветен, характеризуется низким отрицательным рельефом, $n_g=1,509$, $n_p=1,508$. Двупреломление очень низкое. Характерны полисинтетические двойники, разноориентированные в пределах кристалла (рис. 84 б), легко пропускаемые при не очень внимательном просмотре шлифа из-за крайне низкого двупреломления лейцита. Чтобы увидеть двойникование, иногда необходимо прибегать к усилению света, включая, к примеру, линзу Лазо. Лейцит оптически одноосный положительный, но отмечается малый $2V$. Плотность 2,47–2,50 г/см³.

Вторичные изменения – замещение *эпидейцитом* либо *псевдолейцитом*. Отмечены полные псевдоморфозы анальцима по лейциту.

Отличия от оптически сходных минералов. Близки по свойствам к лейциту анальцим и содалит, но они характеризуются заметно более низкими показателями преломления и более ясной спайностью, практически отсутствующей у лейцита. Сам лейцит обладает характерным полисинтетическим двойникованием, при котором двойники разноориентированы в пределах кристалла, создавая картину агрегатного строения, чего никогда не наблюдается у анальцима и содалита. Кроме того, в шлифе содалит иногда имеет слабую голубоватую окраску, а лейцит всегда бесцветен.

Парагенезисы. Лейцит – характерный минерал богатых калием и бедных кремнеземом эффузивных и некоторых гипабиссальных пород. Нередко он встречается в щелочных базальтоидах – лейцитовых базанитах, лейцитовых тефритах, лейцит-мелилитовых базальтах, лейцитовых меланефелинитах, лейцититах. Лейцит входит в состав угандитов – эффузивов основного состава, богатых калием (оливин+авгит+лейцит), и катунгитов (мелилит+лейцитовое стекло с лейцитом или без него), а также ассоциирует с кальсилитом в лейцитовых мафуритах и лейцит-мелилитовых мафуритах.

Анальцит (Anl) $\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$. Название означает “бессильный” от греч. *analcis* из-за слабой электризации при трении.

Структура анальцита близка к структуре лейцита и представляет собой систему четырехчленных и шестичленных тетраэдров, связанных друг с другом в трехмерный каркас. В каркасе встречаются также и восьмичленные кольца. Имеются три структурных разновидности анальцита: (1) строго кубическая; (2) двупреломляющая и двусная с отклонением от кубической симметрии; (3) тригональная, с углом ромбоэдра около $90^\circ 30'$. Кубическая модификация устойчива при высоких температурах. При охлаждении она искажается, сопровождаясь тонким двойникованием. По ряду свойств анальцит приближается к цеолитам, к которым и относится в некоторых устаревших классификациях.

Химический состав анальцита обычно постоянен. Наблюдается лишь частичное замещение Na небольшим количеством K (до 5,5 мас.% K_2O) или Ca и Mg, а также замещение кремния алюминием. Иногда отмечается избыток кремнезема против отношения $\text{Al/Si}=0,5$. Предполагается, что такие анальциты возникают за счет лейцита.

Анальцит кристаллизуется точно в таких же формах, как и лейцит. Реже встречаются кубические кристаллы, притупленные на углах гранями тетрагон-триоктаэдра. Он образует также зернистые агрегаты, встречается в виде друз кристаллов в пустотах, жеодах, кристаллических корочках, радиально-лучистых агрегатах.

Идеальный анальцит имеет кубическую симметрию, и в этом случае он всегда оптически изотропен с показателем преломления $n=1,479-1,493$, что обуславливает его низкий отрицательный рельеф. Часто у анальцита проявляется слабое двупреломление ($\leq 0,001$), и при этом возникает двусность с колебаниями $(-)\Delta V$ от 85° до 0° . У таких кристаллов иногда обнаруживается полисинтетическое двойникование по (001) или (110). Иногда проявляется несовершенная спайность по (001). В шлифах минерал бесцветен. Плотность 2,22–2,29 г/см³.

Отличия от оптически сходных минералов. Анальцит легко спутать с лейцитом, есть сходство с содалитом, *опалом* и *вулканическим стеклом*. От кислого вулканического стекла отличается наличием спайности, а от основного стекла (в базальтах), имеющего положительный рельеф, – низким отрицательным рельефом. У лейцита нет спайности и несколько выше светопреломление. У *опала* тоже нет спайности и значительно ниже светопреломление, и он характеризуется ясным средним, но отрицательным рельефом. Содалит отличается более низким преломлением, иногда наличием окраски, отсутствием сложных двойников.

Парагенезисы. Обычно анальцит является вторичным минералом и часто ассоциирует с цеолитами, причем нередко как продукт изменения нефели-

на или содалита. Как первичный минерал магматических пород он редок, встречаясь в породах среднего и основного составов, иногда образует псевдоморфозы по лейцититу на завершающей магматической стадии; кристаллизуется он из гидротермальных растворов, выполняет пустоты вместе с преинитом и цеолитами. В тешенитах он, видимо, частично является продуктом вторичного изменения нефелина. Минерал присутствует в анальцимовых эссекситах (гленмуиритах), в анальцимовых сиенитах, сиенодиоритах и габбро-сиенитах.

Он встречается в щелочных пегматитах, где ассоциирует с ортоклазом, меланитом, титанитом и ортитом. Анальцим в ассоциации с эгирином может быть как первичным, так и вторичным, развитым по содалиту.

Анальцимовые глобули в трахибазальтах, вероятно, связаны с ликвацией магматического расплава. В трахибазальтах он может ассоциировать с псевдодольцитом, в трахандезитах – с олигоклазом, роговой обманкой и эгириनावтитом.

Гидротермальный анальцим нередко выполняет миндалины в эффузивах вместе с цеолитами и является довольно обычным минералом, он может быть встречен в микротрещинах в парагенезисе с аксинитом, преинитом, даголитом.

Анальцим может образовываться по альбиту или ортоклазу при воздействии на последние растворов, обогащенных натрием.

Группа содалита

Фельдшпатоиды этой группы структурно представляют собой простейшую комбинацию тетраэдрических каркасов. Кольца из четырех тетраэдров на каждой грани куба соединяются вместе таким образом, что образуют вокруг вершин куба шестичленные кольца. Тетраэдры вокруг Si и Al чередуются. Атомы хлора расположены в вершинах и центрах элементарной ячейки, а ближайшее окружение атома натрия составляют три атома кислорода. Минералы этой группы (содалит, *нозеан*, *гаюин*, *лазурит*) обычно окрашены в голубой или синий цвет.

Содалит (Sdl) $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6\text{Cl}_2$ назван по составу – *содовый камень*. Это наиболее распространенный в группе минерал. Сингония содалита кубическая. Облик кристаллов ромбо-додекаэдрический, нередко двойники по (111), но в шлифах они не видны. Встречается также в зернистых массах.

По химическому составу содалит из всей группы более богат натрием и, кроме того, характеризуется существенным содержанием хлора. Его теоретический состав (мас. %): SiO_2 37; Al_2O_3 31; Na_2O 25; Cl 7, в реальных составах отмечается незначительная примесь K_2O ; редко встречается трехокись молибдена (*молибдосодалит*).

Содалит в шлифах бесцветный, изредка очень слабо желтоватый, буроватый или голубоватый. Спайность ясная по ромбическому додекаэдру. Показа-

тель преломления 1,483–1,487, что обуславливает низкий, но отчетливо отрицательный рельеф. Оптически изотропный, но около редких включений иногда наблюдаются оптические аномалии. Плотность 2,13–2,33 г/см³.

Многие содалиты заметно флюоресцируют в ультрафиолетовом свете, давая оранжево-красную флюоресценцию. Люминесценция содалита также оранжевая.

Одна из разновидностей (*гакманит*) в свежем изломе имеет отчетливо розовый цвет, который быстро исчезает на свету, но восстанавливается, если выдержать минерал в темноте в течение нескольких недель или подвергнуть его рентгеновскому облучению.

Содалит может замещаться канкринитом и гранатом; при понижении температуры переходит в агрегаты цеолитов, серицита, *гидраргиллита*, *диаспора*, кальцита, гидроксидов железа.

Отличия от оптически сходных минералов. Содалит обладает сходством с лейцитом, *нозееаном*, *анальцитом* и *флюоритом*. У лейцита выше показатель преломления и наличие двойников. Для *нозееана* характерны обильные включения пылеватых рудных минералов, бурые оторочки, которые являются, по всей вероятности, продуктом разложения *нозееана*. У *анальцита* плохая спайность по (001) и другой угол между трещинами спайности. *Флюорит* отличается более высоким отрицательным рельефом и наличием совершенной спайности по октаэдру (до трех направлений в шпифах) с углами 60° между ними, а при наличии сиреневой или фиолетовой окраски еще и окраской.

Парагенезисы. Содалит является первичным минералом изверженных щелочных пород, преимущественно эффузивных: *фонолитов*, *трахитов* и *сапидинитов*; встречается в виде хорошо образованных ромбододекаэдров. В интрузивных породах он обычно ксеноморфен, ассоциирует с *нефелином*, *канкринитом*, *патролитом*, *эвдиалитом* и другими минералами щелочных пород. Встречается в нефелиновых пегматитах, залегающих в *миаскитах*, в виде небольших скоплений и прожилков в ассоциации с *канкринитом*, иногда в виде включений в *анальците*. Он известен как *пневматолитовый минерал* и как продукт замещения *нефелина* на *постмагматической* стадии, а также описан в метасоматически измененных известковых породах на контакте с щелочными интрузивными породами.

Группа канкринита

Фельдшпатоиды этой группы представлены изоморфным рядом канкринит $(\text{Na}, \text{Ca})_{7-8}[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{CO}_3, \text{SO}_4, \text{Cl})_{1,5-2,0} \cdot (1-5)\text{H}_2\text{O}$ – *вишневит* $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_{6-7}[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4, \text{CO}_3, \text{Cl})_{1,0-1,5} \cdot (1-5)\text{H}_2\text{O}$.

Канкринит (Ccn) назван в честь Е.Ф.Канкрин (1774–1845), министра финансов России, способствовавшего путешествию А.Гумбольта и Г.Розе по Уралу в 1829 г., где и был открыт этот минерал.

Структура канкринита рассматривается как каркас, построенный из колец с шестью тетраэдрами. Минерал кристаллизуется в гексагональной сингонии. Кристаллы встречаются очень редко, это комбинация призмы с гранями тупой дипирамиды. Обычно развит в виде сплошных масс, иногда в виде каемок вокруг нефелина как продукт его изменения. Химический состав непостоянный [Дир и др., 1966] (мас. %): SiO_2 33,7–35,38; Al_2O_3 28,4–29,82; CaO 0,0–4,18; Na_2O 4,80–18,52; K_2O 0,17–1,45; CO_2 3,18–6,79;

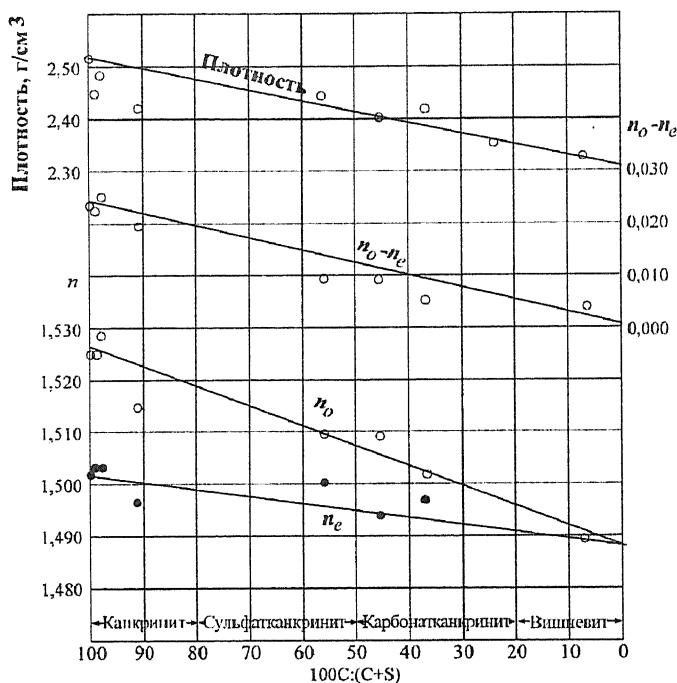


Рис. 85. Зависимость оптических свойств и плотности от химического состава (мол. %) в серии канкринит-вишневита.

SO_3 0,03–4,65; Cl 0,0–0,42; H_2O 3,9–7,6. По канкринитовой составляющей (рис. 85) выделяются разновидности: 100–80 мол. % – собственно канкринит, 80–50 мол. % – сульфатканкринит, 50–20 мол. % – карбонатвишневит, 20–0 мол. % – вишневит (назван по Вишневым горам, Средний Урал) $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{K})_{6-7} [\text{AlSiO}_4]_6 (\text{SO}_4, \text{CO}_3, \text{Cl})_{1,0-1,5} (1-5)\text{H}_2\text{O}$. Разновидность, более богатая калием и хлором, называется *давином*.

Окраска в ряду канкринит-вишневит зависит от химического состава. Вишневит и сульфатканкринит окрашены в синие и голубые тона; кальцие-

вый карбонатканкринит – в желтые и красные; промежуточные по составу разновидности обычно белые, серовато-белые или розовые, быстро выцветающие. В шлифах бесцветен. Спайность совершенная по (1010). Удлинение отрицательное. Рельеф отрицательный низкий $n_e=1,491-1,502$, $n_o=1,509-1,524$, $n_o-n_e=0,023-0,029$. Оптически одноосный, отрицательный. При возрастании содержания К и SO_4 двупреломление снижается до нуля, оптический знак меняется на положительный. Плотность $2,30-2,50$ г/см³ (уменьшается от канкринита к вишневиту). Канкринит довольно стойкий минерал, иногда изменяется в *натролит* и другие цеолиты.

Отличия от оптически сходных минералов. Канкринит очень похож на скаполит, но надежно отличается от него отрицательным рельефом. Он бывает похож на белые слюды, но не обладает характерной для них “слюдиной” спайностью и положительным удлинением вдоль нее. По оптике он практически неотличим от *флюоборита* $Mg_3VO_3(F,OH)_3$ – минерала боросиликатных магматических скарнов.

Парагенезисы. Минералы группы канкринита наиболее характерны для поздне- и постмагматических стадий формирования щелочных пород и их пегматитов, протекающих при высокой активности летучих компонентов. При постмагматических процессах канкринит как вторичный минерал развивается по нефелину. Сопутствующие минералы в ассоциации с канкринитом: содалит, нефелин, кальцит, *гидрагиллит*.

7.4. Цеолиты

Группа цеолитов $(Na_2, K_2, Ca, Ba)[(Al, Si)O_2]_n \cdot nH_2O$ названа от греч. *zein* – вскипать и *lithos* – камень из-за вскипания (выделения воды) при нагревании в буре. Это обширная группа низкотемпературных минералов, большей частью вторичных, характеризующихся сложным непостоянным составом, обладающих ионообменными свойствами и легко теряющих воду при нагревании. Цеолиты представляют значительный интерес для низкотемпературных парагенезисов (ниже $150^\circ C$) и не рассматриваются здесь подробно. Они под микроскопом бесцветны (или окрашены благодаря механическим примесям), имеют низкую плотность $2,5-2,8$ г/см³, отрицательный рельеф ($n=1,47-1,52$) и низкое двупреломление $n_g-n_p=0,000-0,015$. Они кристаллизуются в ромбической, моноклинной и тригональной сингониях. Отнесение минерала к группе цеолитов при помощи оптических методов несложно благодаря отрицательному рельефу, низкому двупреломлению и парагенезисам со вторичными минералами. Однако отнесение к определенному виду далеко не всегда возможно без рентгенограмм и/или химического состава.

Глава 8. ОКСИДЫ И ГИДРОКСИДЫ

8.1. Минералы кремнезема

Минералы кремнезема (SiO_2) являются наиболее распространенными в природе, особенно кварц, с его весьма широким РТ-полем стабильности от условий осадконакопления до температур кислых магм, от атмосферных давлений до мантийных, приблизительно 25 кбар, где он сменяется более плотной модификацией кремнезема – коэситом. Существует большое количество модификаций SiO_2 , из которых кроме кварца и коэсита, в природе встречаются также *тридимит*, *кристобалит* и *стишовит*, первые из которых высокотемпературны или возникают метастабильно при раскристаллизации коллоидного кремнезема и не представляют петрологического интереса, а *стишовит* – сверхплотный кремнезем – образуется при давлениях нижней мантии порядка 160 кбар и во время мощных импульсных взрывов. Его можно обнаружить в соответствующих породах в сверхмалых количествах при особо тонких минералогических исследованиях. Здесь мы ограничимся описанием более распространенных минералов – низкотемпературного α -кварца и высокобарного коэсита. Название “кварц” древнее, возможно, происходит от видоизмененного саксонского обозначения секущих руды жил. Коэсит назван в честь экспериментатора Коэса (Coes), получившего его искусственно.

Кварц (Qtz) SiO_2 . Структура α -кварца сложена кремнекислородными тетрадрами тригональной симметрии с винтовыми осями третьего порядка. Химический состав весьма близок к теоретическому. Примеси в анализах составляют менее 1 мас.%, и, в основном, являются механическими, либо включениями. Структурные примеси не превышают нескольких тысячных мас.%. Минерал кристаллизуется в тригональной сингонии, одноосный, оптически положительный. $n_o=1,544$, $n_e=1,553$, $n_e-n_o=0,009$, плотность 2,65 г/см³. Двойники по ромбоэдрам в шлифах наблюдаются крайне редко, а обычные двойники с двойниковой осью *c* в шлифах не видны. Спайность в шлифах не видна, но макроскопически в кристаллах иногда обнаруживается по отражению спайных плоскостей ромбоэдра на солнце.

В шлифах кварц (и другие минералы кремнезема) бесцветны.

Минерал развивается в самых разнообразных формах от кристаллов (коротко- или длиннопризматических) в друзах и щетках до неправильных зерен и

зернистых агрегатов, скрытокристаллических поперечных или радиально волокнистых масс в *халцедоне*, *агате*, яшме. В кристаллах кварца иногда бывает много включений ориентированных или беспорядочных, волосовидных (например, рутила) или изометричных и пластинчатых (хлориты, слюды и др.) Кварц при повышенной температуре ($>200^{\circ}\text{C}$) довольно легко деформируется под действием стресса, а потому в магматических и метаморфических породах обычно имеет “облачное” погасание (разные нечеткие участки зерен гаснут с небольшим опережением или отставанием от других). Это свойство очень характерно для кварца. Кварц отличается также очень низким, но положительным рельефом, низкими серыми до белой, при нормальной толщине шлифа, интерференционными окрасками. Его можно спутать с несдвоенникованным альбитом и кордиритом, но эти минералы не одноосны. Очень редкий минерал *осуммит* (близкий к кордириту), также оптически одноосный положительный, имеет несколько более низкий рельеф и не имеет облачного погасания. При температуре 573°C низкотемпературный α -кварц легко и обратимо переходит в высокотемпературную форму, β -кварц, кристаллизующийся в гексагональной сингонии. При близкой к этой температуре кварц легко подвержен пластическому течению и перекристаллизации, легко образуя тела тектонически перемещенных (аллохтонных) кварцитов. В магматических породах кристаллизуется β -кварц, но он легко, не сохраняясь, переходит в низкотемпературную форму при остывании. Лишь очень редко в особых условиях сохраняются параморфозы низкотемпературного кварца по гексагональному β -кварцу.

Парагенезисы кварца обширны. Значительно легче обозначить парагенезисы, в которых кварц “запрещен”. Он отсутствует в недосыщенных SiO_2 породах, т. е. богатых щелочами и щелочными землями. К запрещенным относятся его парагенезисы с фельдшпатоидами и другими высокощелочными минералами (анальцит, лейцит, гаюин, канкринит); с форстеритом и другими магнезиальными и кальциевыми ортосиликатами, с кальциевыми силикатами, с большим, чем у воластонита и гроссуляра отношением Ca/Si (*снуррит*, *ранкинит*, *тиллеит*, *мелилит*); с магнезиальной шпинелью; с эндогенными кальциевыми и магниевыми боратами. С простыми карбонатами – кальцитом, доломитом и магнезитом – кварц может давать парагенезисы при низких температурах и/или очень высоких летучестях CO_2 вне поля стабильности кальциевых и магниевых силикатов. Наблюдаемая иногда ассоциация кварца с корундом во вторичных кварцитах, по-видимому, метастабильна. Кварц может находиться в основных магматических породах, при отсутствии магнезиального оливина или магнезиальной (бедной цинком) шпинели.

Косит, плотный SiO_2 , в последнее десятилетие часто обнаруживается в эклогитах, жадеитовых кварцитах и других породах эклогитовых поясов в виде включений в гранаты, омфацит, жадеит и некоторые другие минералы,

которые защищают, “бронируют” коэсит от регрессивного перехода в кварц. Коэсит встречается также в импактных породах. Минерал кристаллизуется в моноклинной сингонии, образуя шестиугольные таблитчатые кристаллы. В минерале-“хозяине” коэсит всегда окаймлен кварцем или полностью замещен им, сохраняя таблитчатую форму таких псевдоморфоз. Благодаря резкому увеличению объема при образовании кварца по коэситу в минерале-“хозяине” вокруг включения развиваются радиальные трещинки (сходные с трещинками вокруг включений минералов, подвергающихся метамиктному распаду с увеличением объема). Второй отличительной особенностью коэситовых включений является мелкая мозаичность, беспорядочная поли-кристалличность в каемках и псевдоморфозах кварца. Реликтовый коэсит имеет значительно более высокий рельеф (рис. 86). Показатели преломления коэсита заметно выше, чем у кварца: $n_p=1,590$, $n_m=1,593$, $n_g=1,604$, $n_g-n_p=0,014$, $(+)\rho V=54^\circ$. Плотность 3,01 (молярный объем на 13,6% меньше, чем у кварца).

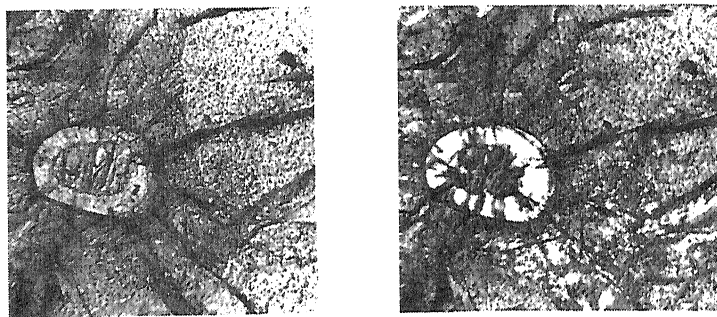


Рис. 86. Включение коэсита (со средним рельефом), окаймленного кварцем (низкий рельеф), в омфациите с характерными радиальными трещинами. Эклогиты Дабешаня (Китай). Увел. 70°. Слева – без анализатора, справа – николи +.

Парагенезисы коэсита заметно беднее кварцевых, поскольку он стабилен лишь в высокобарных условиях. Но в силу большей плотности коэсит чаще появляется в эклогитах, чем кварц в габбро и базальтах аналогичного состава. Коэсит встречен в парагенезисах с алмазом, диопсидовым и омфацитовым клинопироксеном, пироп-гроссуляр-альмандиновым гранатом, щелочным магнезиальным амфиболом нибёитом, рутилом, высокоглиноземистым титанитом, эпидотом, доломитом. Он встречается также в импактных породах.

8.2. Корунд

Корунд (Crn) Al_2O_3 . Название восточного (гамильского или санскритского) происхождения. Структура представлена плотнейшей гексагональной упаковкой кислорода. Между кислородными слоями расположены

позиции катионов в октаэдрической координации с 6 кислородами. Группы из трех кислорода образуют общую грань двух смежных октаэдров и связаны с двумя Al. Сингония тригональная. Корунд чаще присутствует в виде идиоморфных призматических кристаллов, боченковидной, удлиненной или таблитчатой формы и реже в виде неправильных зерен.

В составе корунда могут присутствовать до нескольких мас.% Fe_2O_3 , Cr_2O_3 и в десятых долях процента SiO_2 , TiO_2 и незначительные количества других элементов.

Минерал обладает высоким рельефом, $n_c=1,759-1,763$, $n_o=1,767-1,772$, $n_o-n_c=0,008-0,009$. Из-за высокой твердости корунд часто возвышается над поверхностью шлифа, а потому двупреломление может казаться более высоким, достигая синего цвета второго порядка. Минерал одноосный, оптически отрицательный. Спайность отсутствует, но имеется отдельность по (0001) и по {1011}. Часто проявляется полисинтетическое двойникование по {1011}. В шлифе обычно бесцветен, иногда окрашен в синий (*сапфир*), розовый (*рубин*) или зеленый цвет с плеохроизмом $N_o > N_c$. В низкотемпературных условиях ($300 \pm 50^\circ\text{C}$) корунд может замещаться *диаспором*.

Корунд по высокому рельефу, низкому двупреломлению и некоторым парагенезисам похож на *сапфирин*, который, однако, двуосный с большим углом оптических осей.

Парагенезисы корунда довольно разнообразны, в общем, характеризуются недосыщенностью кремнеземом, хотя во вторичных кварцитах известно нахождение (по-видимому, метастабильное) корунда вместе с кварцем. Наибольшее распространение корунд имеет в разнообразных пегматитах. В корундовых плагиоклазитах, являющихся контактными метасоматитами между ультраосновными породами или магнезитами и гранитными пегматитами, корунд может быть главным минералом. Он встречается также в некоторых магнезиальных скарнах как более поздний минерал по шпинели. Типичны его парагенезисы с полевыми шпатами, скаполитом, нефелином, амфиболом, пироксеном, слюдами, силикатами глинозема, *сапфирином*, *корнерутином*, шпинелью, турмалином, кальцитом и доломитом (но не с магнезитом или форстеритом, с которыми вместо него стабильна шпинель). В метаморфизованных глиноземистых породах (бокситовых) мелкозернистый корунд (*наждак*) присутствует с силикатами глинозема, маргаритом. Корунд известен также в метаморфических известковых мраморах, где образован по желвакам высокоглиноземистых минералов.

8.3. Рутил

Рутил TiO_2 назван по цвету от латинского *rutilus* – красный.

В структуре рутила каждый атом титана окружен шестью атомами кислорода, располагающимися приблизительно в вершинах правильного октаэдра,

а каждый атом кислорода окружен тремя атомами титана, занимающими, приблизительно вершины правильного треугольника. *Анализ и брукит* – низкотемпературные полиморфные модификации рутила.

Химизм. Рутил – минерал, содержащий 60% Ti, но в нем часто содержатся примеси других элементов: Fe закисное или окисное, иногда Sn^{4+} (до 1,5 мас. % SnO_2), изредка Cr^{3+} , V^{3+} , H_2O и другие. По примесям выделены некоторые разновидности. Рутил, богатый FeTiO_3 (в виде твердого раствора), называется *нигрином* (*nigrin*) за его черный цвет. Разновидность богатая танталом – *стриверит* названа по имени Стрювера, профессора минералогии Римского университета. Рутил, обогащенный ниобием, назван по месту находки в Ильменах (Урал) *ильменорутилом*.

Сингония рутила тетрагональная, габитус минерала дитетрагонально-пирамидальный. Облик кристаллов чрезвычайно характерный: призматический, столбчатый до игольчатого и волокнистого. Очень часты двойники коленчатой и сердцевидной формы с плоскостью срастания (011) и (301). Плоские сетчатые сростки двойников игольчатого рутила называют *сагешитом*, при этом игольчики ориентируются в трех направлениях под углом 60° . Иногда волосовидные кристаллы наблюдаются в виде пучков, заключенных в кристаллах кварца, за что последний получил название волосатик.

Оптические свойства. Рутил обычно имеет буровато-желтый, красный, красновато-бурый, реже зеленоватый цвет. В шлифах иногда бесцветен, особенно в тонких иголочках. Его чрезвычайно высокие показатели преломления обуславливают очень высокий рельеф: $n_o=2,605\text{--}2,613$, $n_e=2,899\text{--}2,901$, $n_e-n_o=0,286\text{--}0,296$. Оптически одноосный, положительный, удлинение всегда положительно. Благодаря высокому двупреломлению даже в тончайших иголочках видны яркие цвета интерференции, что позволяет уже только по этому свойству отличить от таких же тонко-игольчатых образований, как апатит и силлиманит.

В шлифах плеохроизм часто не виден, но когда он ясный, то N_e – буровато-желтый до желтовато-зеленого, N_o – желтый до красно-коричневого, $N_e \geq N_o$. С ростом примесей железа, тантала окраска усиливается до почти непрозрачной у *стриверита*.

Плотность рутила около 4,2, *нигрин* – до 5,2, *стриверита* – 5,56 г/см³.

Отличия от оптически сходных минералов. Ближе всего к рутилу по свойствам *касситерит*, но у него значительно большее двупреломление. Титанит имеет меньшие показатели преломления и двупреломление, и двуосен. Циркон более светло окрашен и также имеет более низкие n и n_e-n_o . Возможно сходство с ортитом, но ортит двуосный, с косым погасанием и значительно более низким двупреломлением и никогда не образует коленчатых двойников. В мелких зернах среди низкотемпературных

изменений титановых минералов рутил трудно отличить от *анатаза* и *брукита*.

Парагенезисы. Рутил – самая обычная форма оксида титана, встречающаяся в природе. Он отмечается от ультрамафитов до гранитов, в метаморфических породах от филлитовой фации до эклогитовой, в осадочных породах как механически и химически устойчивый минерал.

В кимберлитах рутил ассоциирует с пиропом, в пироксенсодержащих ультрамафитах он бывает подчас обильным в виде мельчайших включений в пироксенах в качестве продукта распада твердого раствора.

В качестве аксессуарного минерала рутил встречается в габброидах, гранитоидах, в гранитных и особенно сиенитовых пегматитах. В эффузивных породах первичный рутил присутствует редко и только в щелочных их разновидностях. Ниобийсодержащий рутил (близкий к *ильменорутилу*) описан в жилах поздних доломит-анкеритовых карбонатитов на многих месторождениях. Постмагматический рутил образуется часто как продукт разложения титансодержащих минералов, таких как амфиболы, биотит. В биотите при его хлоритизации рутил формируется в виде тончайших иголочек, создающих сагенитовую решетку. Высокие концентрации рутила (до 20%) характерны для апатитовых жил, залегающих в габбро и их вмещающих толщах.

Рутил – обычный минерал грейзенов и вторичных кварцитов, установлен в гидротермальных безрудных кварцевых жилах и золотоносных кварцевых жилах с *пиритом*. В метаморфических породах рутил появляется лишь в породах, недосыщенных кальцием (например, кварциты) или кремнеземом (мрамора), в которых затруднено образование титанига. В породах высоких давлений рутил, выделяющийся в виде самостоятельной фазы, является характерным минералом (например, в эклогитах). Рутил иногда развивается по *ильмениту*, но и сам может замещаться *ильменитом* или титанитом. Рутил образует крупные россыпные месторождения, главным образом прибрежно-морского типа, так называемые “черные пески”, где он находится в ассоциации с цирконом и *ильменитом*. В контактово-метаморфических породах, недосыщенных SiO_2 , вместо рутила возникает перовскит.

8.4. Периклаз

Периклаз (Per) MgO назван от греч. *peri* – вокруг и *klasis* – трещины, из-за хорошей спайности по кубу. Имеет структуру *галита*, кристаллизуется в кубической сингонии. Может содержать несколько мас.% FeO , немного MnO и других оксидов. Под микроскопом в шлифах бесцветен. Чистый периклаз имеет $n=1,736$, увеличивающийся с возрастанием содержания FeO примерно на 0,003 на каждый мольный процент FeO . Плотность 3,56–3,68 г/см³. Периклаз очень редко сохраняется в природных условиях благодаря легкой гидратируемости при

пониженных температурах (замещение бруситом $Mg(OH)_2$), может сохраняться в реликтах в бруситовых псевдоморфозах. Железистый периклаз при бруситизации может сбрасывать пылевидный магнетит. По оптическим свойствам (показателю преломления, спайности, похожей на отдельность) очень похож на бесцветную шпинель, с которой может встречаться вместе. Сходство усугубляется нередким развитием вокруг шпинели (с ее замещением) бесцветного, оптически положительного (с отрицательным удлинением) хлорита, изумительно похожего на брусит.

Парагенезисы периклаза определяются магниезильной средой, резкой недосыщенностью кремнеземом, высокими температурами и малой глубиной (низкой летучестью CO_2). Этим условиям соответствуют контактово-метаморфические магниезильно-карбонатные породы (доломитового или магниезильного состава), метаморфизованные в санидинитовой фации (периклазовая и монтичеллит-мелилитовая фации глубинности Коржинского), где периклаз образуется благодаря реакции дэкарбонатизации (типа доломит=кальцит+периклаз+ CO_2). Характерны парагенезисы периклаза с магниезильным кальцитом, форстеритом или монтичеллитом, шпинелью, перовскитом и магнетитом. Периклаз может образовываться также и по первоначальному бруситу при резком подъеме температуры при низкой летучести CO_2 . Вероятно, периклаз стабилен в мантийных условиях в ультрамафитах в резко восстановительной среде (низкая летучесть CO_2). Его микровключения встречены в алмазах.

8.5. Перовскит

Перовскит (Ptv) $CaTiO_3$ назван по имени Российского министра Л.А. Перовского.

Минерал относится к ромбической сингонии (псевдокубической), встречается в кристаллах или зернистых массах. Зерна и мелкие кристаллы перовскита ранних генераций обнаруживают сравнительно простое двойникование, более крупные кристаллы сложно sdвойникованы, наблюдаются полисинтетические двойники.

Теоретический состав перовскита (мас. %): CaO 41,24; TiO_2 58,76. Са частично замещается Na, часто редкими землями (такая разновидность перовскита называется *кнопитом*) и стронцием. Ti замещается Nb, Ta и Fe (разновидность *дизаналит*).

В шлифе перовскит светло-серый, иногда с бурым, красным, желтым или зеленым оттенком; характерен слабый плеохроизм. Иногда наблюдается зональное или пятнистое распределение окраски, бывает секториальное погасание. Минерал двуосный положительный, иногда изотропен. Плоскость оптических осей параллельна (010); $N_g = a$, $N_m = b$, $N_p = c$; $n = 2,29 - 2,38$. Двупреломление достигает 0,017, уменьшаясь при замещении Са на редкоземельные элементы и Sr.

Перовскит может замещаться титанитом, *ильменитом*, лейкоксеном, рутилом, *анатазом*, магнетитом. В зоне гипергенеза довольно стоек.

Отличия от оптически сходных минералов. Перовскит отличается от других минералов очень высоким рельефа (рутил, *касситерит*, циркон) очень низким двупреломлением и нередко сложным двойникованием. Из-за часто довольно густой окраски и низкого двупреломления он может быть принят за изотропный минерал. Анизотропия перовскита значительно лучше видна при включенной линзе Лазо.

Парагенезисы. Перовскит является характерным минералом ультраосновных и щелочных пород, недосыщенных кремнеземом и обогащенных кальцием и титаном (оливинитов, пироксенитов, мельтейгитов, ийолитов, уртитов и нефелиновых сиенитов). Для ийолитов и мельтейгитов характерна концентрация перовскита в их пегматоидных разностях. Перовскит встречается в карбонатах (*дизаналит*) и в основной массе кимберлитовых пород, где он образует идиоморфные кубические кристаллы (до 0,25 мм) со слабым двупреломлением, а также изотропные изометричные выделения, часто встречается в виде кайм вокруг вкрапленников хромита, *ильменита* и оливина. В контактово-метаморфических и коактово-метасоматических породах перовскит характерен лишь для фации высоких температур и малых глубин (низких давлений CO_2) и только в недосыщенных SiO_2 парагенезисах. Характерны ассоциации с монтичеллитом, форстеритом, *мершипитом*, мелшипитом, *спурритом*. В более богатых SiO_2 парагенезисах заменяется титанитом, а при высоких давлениях – рутилом и кальцитом. В роговиках и скарнах образуется по другим титановым минералам (титаномагнетиту, *ильмениту* и др.) и обычно лишен примесей редких земель в отличие от парагенезисов щелочных магматических пород.

8.6. Группа шпинели

В группу шпинели (Sp1) объединяются сложные окислы, состав которых может быть выражен формулой AB_2O_4 , где А – двухвалентные катионы в тетраэдрической координации, а В – трехвалентные в октаэдрической.

Классификация минералов группы шпинели представлена в таблице 41. Между минералами этой группы устанавливаются серии твердых растворов $\text{MgAl}_2\text{O}_4 - \text{FeCr}_2\text{O}_4$ и $\text{FeCr}_2\text{O}_4 - \text{Fe}_3\text{O}_4$, устойчивые в широком диапазоне температур и давлений. В системах $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{FeAl}_2\text{O}_4$, $\text{MgAl}_2\text{O}_4 - \text{MgFe}_2\text{O}_4$, $\text{MgAl}_2\text{O}_4 - \text{MgTi}_2\text{O}_4$ устанавливаются области несмесимости.

Общими особенностями всех минералов группы шпинели является их кубическая симметрия, высокий рельеф и отсутствие спайности, хотя отдельности по октаэдру и/или кубу весьма обычны. Окраска минералов рассматриваемой группы весьма разнообразна и зависит от состава. В шлифах она изменяется от бесцветной у шпинели до темно-зеленой у *плеонаста*, от свет-

Таблица 41
Классификация минералов группы шпинели

Серия хромита	Серия шпинели	Серия магнетита	Серия кулсонита	Серия ульвошпинели	Серия маггемита
хромит FeCr_2O_4	герцинит FeAl_2O_4	магнетит FeFe_2O_4	кулсонит FeV_2O_4	ульвошпинель Fe_2TiO_4	маггемит $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$
магнезиохромит MgCr_2O_4	шпинель MgAl_2O_4	магнезио- феррит MgFe_2O_4		квандилит MgTiO_4	
манганохромит MnCr_2O_4	галаксит MnAl_2O_4	якобсит MnFe_2O_4			
цинкохромит ZnCr_2O_4	ганит ZnAl_2O_4	франклинит ZnFe_2O_4			
никельхромит NiCr_2O_4		треворит NiFe_2O_4			
кобальтхромит CoCr_2O_4		купрошпинель CuFe_2O_4			

ло-коричневой у хромшпинели до темно-бурой у хромита, а магнетит непрозрачен полностью.

Серия шпинели. Среди этой серии минералов наиболее распространен ряд шпинель (Spl) (происхождение названия неизвестно) – *герцинит* Hc (назван по месту находки – от латинского названия Богемского леса – *Silva Hercynia*). Шпинель промежуточного состава следует называть *плеонастом*. *Хлорошпинелью* называется минерал, промежуточный между шпинелью и *магнезиоферритом*. Среди примесей можно отметить Zn (*ганит*), Cr и Mn. Химический состав шпинели приведен в таблице 42 (ан. 1).

Для прозрачных минералов серии шпинели характерна изотропия и высокий рельеф ($n=1,719-1,780$), показатель преломления закономерно повышается с увеличением хромистости и железистости минерала. Шпинель в шлифе бесцветная, розовая, голубая, фиолетовая, светло-зеленая; зеленый цвет у *плеонаста*, темно-зеленый до черного у герцинита. Примесь хрома придает шпинели коричневатый оттенок. От граната шпинель отличается октаэдрической формой, присутствием характерной отдельности и окраской.

Парагенезисы. Шпинель сравнительно высокотемпературный минерал. Магнезиальная шпинель (до умеренной железистости) нестабильна в ассоциации с кварцем в силу образования за счет реакции между ними магнезиальных силикатов.

Магнезиальная шпинель наибольшее распространение имеет в шпинелевых перидотитах, оливинитах, весьма характерна для магнезиальных скарнов, мраморов и кальцифиров. Типичны ее парагенезисы с корундом, основным плагиоклазом, фассаитом, флогопитом, паргаситом, оливином, минералами группы гумита, монтичеллитом, доломитом и кальцитом. Благодаря

Таблица 42
Химические анализы минералов группы
шпинели [Минералы, 1967]

	1	2	3	4
MgO	21,24	14,90	0,43	0,89
CaO	1,46	0,23	0,52	-
MnO	-	-	0,08	0,20
FeO	10,05	11,77	31,83	29,93
V ₂ O ₅	-	-	0,15	0,73
Al ₂ O ₃	61,38	10,33	0,70	0,10
Fe ₂ O ₃	3,88	0,26	66,42	49,23
Cr ₂ O ₃	-	62,14	-	1,37
SiO ₂	0,14	0,12	0,48	0,79
TiO ₂	-	0,27	0,20	16,55
H ₂ O	-	-	-	0,12
П.п.п.	1,33	0,50	0,12	-
Сумма	99,48	100,52	100,93	99,91

Анализ 1 - шпинель, Слюдянка, Иркутская область; 2 - хромит, Кемпирсайский массив, Казахстан; 3 - магнетит, Соколовское месторождение, Казахстан; 4 - титаномагнетит из оливинового базальта, Благолкот, Индия.

высокой химической стойкости, твердости и плотности, шпинель накапливается в россыпях.

Присутствие в шпинели цинковой (*ганитовой*) составляющей уже около 10 мол. % стабилизирует ее парагенезис с кварцем. Эта ассоциация стабилизируется также при существенной доли герцинита. Такая железистая шпинель характерна для метапелитов.

Герцинит довольно редок, встречается в титаномагнетитовых рудах Урала, гораздо чаще наблюдается *плеонаст*, который наряду с амфиболом тремолит-актинолитового ряда весьма распространен как продукт преобразования пород основного состава. *Ганит* встречается в гранитных пегматитах, в высокотемпературных (контактово-метасоматических и метаморфических породах), кристаллических сланцах.

Шпинель при регрессивных процессах (ниже 400°C) в контакте с магнезиальными силикатами обрастает каймой бесцветного хлорита. При температурах около 300°C шпинель может частично или полностью замещаться *диаспором*. При таких же температурах типична смена парагенезиса кальцита со шпинелью на доломит с корундом. При температуре около 200°C типично замещение шпинели *гидроталькитом*.

Серия хромита. Из-за наличия непрерывной серии твердых растворов хромита (Chr) со шпинелью минералы, относящиеся к этой серии, часто называют хромшпинелями (хромшпинелидами).

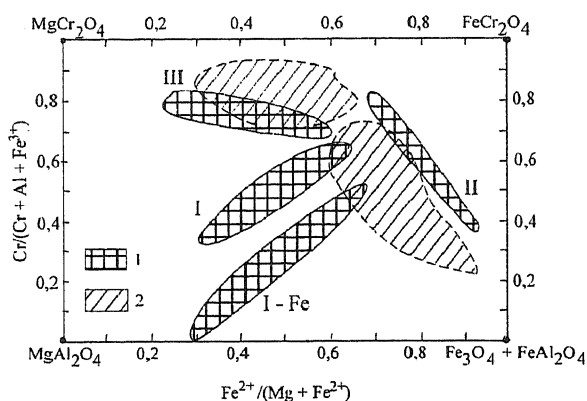


Рис. 87. Главные типы гипербазитов, различающиеся по составу содержащихся в них хромшпинелидов [Панеях, 1989]: I – магнезиальные хромшпинелевые, I-Fe – железистые хромшпинелевые, II – хромит-магнетитовые, III – хромитовые. Офиолитовые массивы: 1 – Кемпирсайский и Хабарный на Южном Урале; 2 – Красногорский в Корьякии.

В хромшпинелях среди двухвалентных (Mg, Fe, Zn) и трехвалентных (Cr, Al, Fe) элементов устанавливаются широкие пределы изоморфных замещений, при этом содержания Mg, Fe, Al и Cr могут значительно варьировать, как показано на диаграмме (рис. 87). Химический состав хромита приведен в таблице 42 (ан. 2).

В проходящем свете хромшпинели зеленовато-коричневые, коричневые, самые высокохромистые разности буро-красные и бурые. Даже самые темноокрашенные разности хромита, в отличие от магнетита, просвечивают в краях буро-красным светом, что особенно легко наблюдать при включенной линзе Лазо. Как и все шпинели, минералы этой серии изотропны, показатель преломления варьирует от 1,815 до 2,110.

Парагенезисы. Хромшпинели связаны почти исключительно с ультраосновными магматическими породами. Дуниты, гарцбургиты и лерцолиты обычно содержат акцессорные хромшпинели и являются вмещающими породами хромитовых руд. Существует зависимость составов хромшпинелей от геологических условий их образования: хромшпинели из дунитов отличаются наиболее высоким содержанием Cr и минимальным – Al; хромшпинели из лерцолитов характеризуются наименьшим содержанием Cr и значительным – Al; хромшпинели из гарцбургитов и верлитов имеют промежуточный состав. Рудообразующие хромшпинели содержат больше Cr и Mg и меньше Al и Fe³⁺, чем акцессорные хромшпинели вмещающих пород. Графиком, учитывающим изоморфизм двух- и трехвалентных элементов в хромшпинелях, является диаграмма Cr/(Cr+Al+Fe³⁺) – Fe²⁺/Fe²⁺+Mg (см. рис.87).

Серия магнетита. Природный магнетит (**Mag**) может быть практически чистым Fe_3O_4 , однако магнетит магматического генезиса почти всегда содержит примесь титана (титаномагнетит), возрастающая с увеличением температуры образования породы. Почти всегда в состав магнетита входят небольшие количества Mg, V, Al, Mn. Химические составы представлены в таблице 42 (ан. 3, 4).

Для магнетита в шлифах обычны сечения октаэдрических кристаллов, что отличает его от вытянутых кристаллов *ильменита*. Встречаются также плотные или зернистые массы. Непрозрачен, однако по трещинам может быть окрашен в оранжевый или красный цвет из-за замещающих его гидроокислов железа. В отличие от хромита эта окраска сохраняется и в скрещенных николях.

Парагенезисы. Магнетит является одним из самых распространенных минералов. Акцессорный магнетит встречается почти во всех изверженных породах (кислых, щелочных и основных породах). С основными габброидными породами генетически связаны позднематматические месторождения титаномагнетита (Кусинское, Качканарское на Урале и др.), реже магнетитовые месторождения приурочены к кислым и щелочным породам. В незначительных количествах магнетит присутствует в пегматитах в ассоциации с биотитом, сфеном, апатитом. Промышленные скопления магнетита скарного типа могут образовываться метасоматически на контактах известняков и доломитов с гранитами, гранодиоритами, сиенитами, диоритами и габбро. В гидротермальных образованиях магнетит встречается как спутник *пирротина*, *пирита*, *халькопирита*, сфалерита, *гематита*. Региональный метаморфизм вулканогенно-осадочных пород приводит к возникновению очень крупных пластовых и линзообразных залежей магнетит-гематитовых руд формации железистых кварцитов (месторождения Кривой Рог, Курская магнитная аномалия и др.). Привосстановительных процессах *гематит* может замещаться *муикетовитом* (псевдоморфозы магнетита по *гематиту*). Сравнительно редко встречается гипергенный магнетит.

Вторичные изменения – окисление (мартитизация), обрастание железной сподкой, *спекуляритом* (Fe_2O_3).

8.7. Брусит

Брусит (Brc) $\text{Mg}(\text{OH})_2$ назван в честь американского минералога А. Брюса (A. Bruce). Брусит имеет слоистую структуру, в которой каждый слой состоит из двух листов (ОН) и листа Mg между ними. Сингония тригональная, минерал встречается в табличатых зернах со слюдоподобной базальной спайностью или в характерных псевдоморфозах по периклазу, в шлифах напоминающих срезы кочана капусты (грубо концентрическое расположение листочков). Встречается также в гомоосевых псевдоморфозах по *котониту* ($\text{Mg}_3\text{B}_2\text{O}_6$). Изредка образуется волокнистая разновидность брусита *немалит*. В чисто магнезиальном

брусите MgO составляет около 69, H_2O – 31 мас.%. Однако возможно вхождение до нескольких процентов FeO , MnO (известен состав с 18 мас.% MnO), ZnO и в десятых долях процента NiO . Небольшое вхождение Fe_2O_3 , вероятно, связано с механической примесью гидроокислов железа.

Рельеф минерала низкий, положительный, $n_o = 1,560–1,590$, $n_e = 1,580–1,600$, $n_e - n_o = 0,005–0,020$. Одноосный положительный, удлинение вдоль спайности и волокон всегда отрицательное. Довольно характерны аномальные коричневые интерференционные окраски в сечениях поперек спайности. При низкотемпературных преобразованиях переходит в *гидромагнезит*. Оптически очень похож на бесцветные хлориты с отрицательным удлинением. Сходные с бруситом гидрослюды имеют положительное удлинение. Из-за малой твердости (около 2) брусита его таблички обычно значительно больше смяты и искривлены, чем у бесцветных хлоритов.

Парагенезисы брусита разнообразны. Наибольшим распространением пользуются бруситовые мрамора, то есть кальцит-бруситовая ассоциация, развитая при регрессивном изменении периклазовых (периклаз-кальцитовых) мраморов или непосредственно при гидротермальном преобразовании доломитов (или магнезита) в условиях сравнительно низких температур и очень низких летучестей CO_2 (малых глубин). Брусит в таких же условиях может развиваться при серпентинизации и отальковании дунитов и других богатых форстеритом пород, вместо магнезита и брейнерита. Брусит может образовывать псевдоморфозы по так же богатым магнием высокотемпературным боратам: *котониту*, *суаниту*. Он свойственен некоторым гидротермальным жилам в мраморах, связанным с процессами широкой серпентинизации, где может образовывать линзообразные тела. Кроме парагенных с ним кальциево-магнєвєх карбонатов, он может сосуществовать с минералами группы гумита, серпентином, хлоритами, шпинелью или продуктами ее замещения, перовскитом, магнетитом, магнезиальными боратами (*людовигит*, *ссайбеллит*, *флюоборит*).

Глава 9. СУЛЬФИДЫ И СОЛИ

9.1. Сфалерит

Сфалерит (Sp) ZnS , синоним *цинковая обманка*. Название от греч. *sphaleros* – вероломный (из-за сходства по блеску спайностей с *галенитом*). Наиболее характерные примеси – Fe до 15 мас.%, Cd до 0,6% и Mn до 0,1%. Минерал кристаллизуется в кубической сингонии и обладает высоким светопреломлением $n=2,37$. Характерна совершенная спайность по додекаэдру $\{110\}$ (в 6 направлениях). Двойники по $\{111\}$ и $\{211\}$ обычны, но не видны в прозрачных шлифах (хорошо видны в полированных шлифах в рудном микроскопе). Цвет в шлифе от бесцветного (серого из-за высокого светопреломления) в маложелезистых разностях, называемых также *клеюфаном*, до густо бурого в железистых разностях – *марматите*. Плотность 4,1 г/см³.

Минерал встречается в кристаллах, зернистых массах, неправильных выделениях. Отличается от титанистого андрадитового граната и гранатов вообще совершенными спайностями, а от других высокопреломляющих минералов таких, как циркон, *касситерит*, рутил, перовскит, *шеелит*, титанит и оптической изотропностью.

Сфалерит может присутствовать в самых разнообразных по генезису и составу магматических и метаморфических породах как акцессорный минерал или минерал, появляющийся при регрессивном гидротермальном изменении пород, но более всего он распространен в разнообразных сульфидных рудах скарновых, колчеданных и жильных гидротермальных месторождений как главный или второстепенный рудообразующий минерал. В парагенетическом отношении сфалерит нестабилен только в зонах окисления месторождений.

9.2. Сульфаты

Наиболее распространенными породообразующими минералами в классе сульфатов являются ангидрит, гипс и барит, которые рассмотрены ниже.

Ангидрит (Anh) $CaSO_4$. Название “*безводный*” минерал получил в противоположность водосодержащему сульфату кальция – гипсу. Химический состав довольно прост – около 39–41 мас.% CaO и 57–59% SO_3 . В качестве примесей могут присутствовать до нескольких десятых долей процента BaO и небольшие количества Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MgO и SrO. Встречается обычно в зер-

нистых массах, неправильных выделениях, редко в волокнистых агрегатах. Минерал кристаллизуется в ромбической сингонии, двусный положительный. $n_p=1,569-1,574$, $n_m=1,574-1,579$, $n_g=1,609-1,618$, $n_g-n_p\sim 0,040$; $(+)2V=42-44^\circ$, дисперсия слабая $r<v$. Ориентировка $N_p=b$, $N_m=a$, $N_g=c$. Спайность совершенная по (010) и хорошая по (100) и (001), т.е. в трех взаимоперпендикулярных плоскостях, погасание прямое. Двойникование простое или полисинтетическое довольно обычно, с одной широкой и одной узкой системами двойниковых полос в двух направлениях по призме {011}, с почти прямым углом между двойниковыми плоскостями. В шлифах бесцветен. Плотность $2,9-3,0$ г/см³. Характерно регрессивное (ниже 100°C) замещение ангидрита гипсом, имеющим значительно меньшее свето- и двупреломление.

По свето- и двупреломлению ангидрит очень похож на богатый кальцием скаполит и канкринит, но они одноосны, отрицательны и не имеют характерных двойников.

Ангидрит – типичный минерал соленосных осадков, но встречается также в гидротермально измененных магматических и метаморфических породах и, как жильный минерал, в богатой кальцием среде. Его парагенезисы с различными силикатами обширны, от кварца, плагиоклазов и скаполитов, клинопироксенов и кальциевых амфиболов до форстерита и минералов гумитовой группы. Он может ассоциировать с различными рудными минералами и кальциевыми карбонатами, но нестабилен с ортоамфиболами, ортопироксенами и магнетитом. Высокое содержание кислорода (окисленная сера) характеризует сравнительно высокие окислительные условия образования ангидрита. Его парагенезис с кальцитом помогает оценить соотношение фугитивностей SO_3 и CO_2 во флюиде, а парагенезис с магнетитом, *пирротин*ом и *пирит*ом дает возможность количественной оценки фугитивностей S_2 , SO_3 и O_2 .

Гипс (Gp) $\text{CaSO}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Название греческое *gypsos* – отожженный минерал. Наиболее распространенный в природе сульфат. Встречается в виде сплошных масс, кристаллов, друз (“гипсовая роза”), поперечно-волокнистых жил (*селенит*). Моноклинный, двусный положительный. $n_p=1,519-1,521$, $n_m=1,523-1,526$, $n_g=1,529-1,531$, $n_g-n_p\sim 0,010$; $(+)2V=58^\circ$, дисперсия $r>v$ сильная. *Пл.о.о.* (010), *с:* $N_g\sim 42^\circ$. Спайность совершенная по (010) и хорошая по (100) и (011), простые двойники обычны, в шлифах бесцветен. Плотность $2,30-2,37$ г/см³. Встречается в осадочных песчано-глинистых породах, отложениях холодных вод в пещерах, образуется также при выветривании ангидрита в соленосных осадочных, метаморфических и магматических породах. При термальном метаморфизме выше $150-200^\circ\text{C}$ или при более низких температурах, но высокой солености растворов (пониженной активности воды), переходит в ангидрит. По отрицательному рельефу и низкому двупреломлению похож на некоторые целолиты.

Барит (Brt) BaSO_4 , назван от греческого *тяжелый* из-за необычно высокой плотности. Обычен чистый барит, содержащий около 64 мас.% BaO и 35% SO_3 , но существует непрерывный изоморфный ряд с *целестином* SrSO_4 ; известно также замещение части бария свинцом. Богатые стронцием разновидности барита называют *стронциобаритом*. Барит встречается в сплошных жильных массах, в табличчатых и призматических кристаллах, щетках, друзах, конкрециях, земляных массах. Кристаллизуется в ромбической сингонии, двусосный положительный; $n_p = 1,636 - 1,637$, $n_m = 1,637 - 1,639$, $n_g = 1,647 - 1,649$, $n_g - n_p \sim 0,012$; $(+)2V = 37^\circ$, дисперсия слабая $r < v$. Ориентировка $N_p = c$, $N_m = b$, $N_g = a$. Спайность совершенная по {001} и хорошая по {210} и {010}, двойникование по {110} обусловлено скольжением. В шпифах бесцветен. Плотность $\sim 4,5 \text{ г/см}^3$. По рельефу и сравнительно низкому двупреломлению похож на апатит и меллилиты, отличаясь от них двусосностью, оптическим знаком, спайностями и все же несколько более высоким двупреломлением. Оптическими методами трудно отличим от *целестина*.

Барит является распространенным гидротермальным, в том числе и околорудным, минералом и стабилен в широком диапазоне P–T условий. Он известен в морских осадках в виде рассеянного акцессорного минерала. При отсутствии или крайне низкой активности сульфат-иона барий в магматическом, постмагматическом процессах или в осадкообразовании рассеивается в карбонатах и силикатах, особенно в полевых шпатах. В гидротермальных условиях, при их перекристаллизации в условиях повышенной химической активности SO_3 , барий образует прочное соединение – барит, рассеянный в мелких кристаллах или концентрированный в жильном материале. Запрещенные парагенезисы барита не отмечены.

9.3. Карбонаты

Обширная группа карбонатных минералов представлена соединениями карбонат-иона $[\text{CO}_3]^{2-}$ с различными катионами. Наиболее распространены в природе и являются породобразующими минералами простые карбонаты кальцит (Cal) CaCO_3 , магнезит (Mgs) MgCO_3 , сидерит (Sd) FeCO_3 , родохрозит (Rds) MnCO_3 и двойные – доломит (Dol) $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ и анкерит (Ank) $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})[\text{CO}_3]_2$. Названия происходят от состава (кальцит, магнезит, сидерит от греч. *сидерос* – железо), от окраски (греч. *родохроз* – окрашенный в розовый цвет), в честь французского инженера Д. Доломье, описавшего свойства доломитовых пород и в честь австрийского минералога М.И. Анкера. Все эти минералы кристаллизуются в тригональной сингонии, ромбоэдрическом классе, являются одноосными, оптически отрицательными и имеют характерное двупреломление наивысших порядков, измеряющиеся величинами более 0,170. Оптические свойства карбонатов приведены в таблице 43.

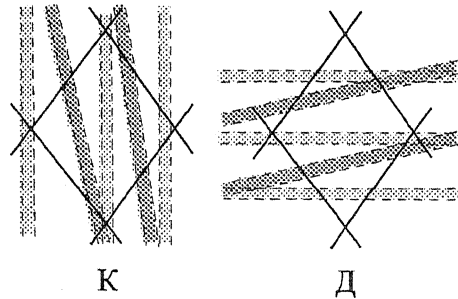
Таблица 43

Свойства минералов группы карбонатов

	Cal	Dol	Mgs	Sd	Ank	Rds
n_e	1,486	1,500	1,509	1,635	1,510–1,548	1,597
n_o	1,658	1,679	1,700	1,875	1,690–1,750	1,816
$n_o - n_e$	0,172	0,179	1,191	0,240	0,182–0,202	0,219
плотность, г/см ³	2,715	2,86	2,98	3,96	2,93–3,10	3,70
спайность	{10T1} совершенная для всех					
двойнико- вании	полисинг. по {01T2} очень часто, по (0001) обычно, по {10T1} редко	полисинг. по (0001), {10T0}, {1120} обычно; редко по {10T1}	отсутст- вует	редко- полисинг. по {01T2} и по (0001)	по (0001), {10T0} и {1120} обычно	по {01T2} редко
цвет в шлифе	бесцветн.	бесцветн.	бесцветн.	бесцветн. до желто- бурого	бесцветн.	бесцветн. до светло- розового, плеохроизм $N_o > N_e$

Отличия от оптически сходных минералов. Рассматриваемые карбонаты легко отличимы от других породообразующих минералов по необычайно высокому двупреломлению, дающему пестро-белую интерференционную окраску высших порядков и концентрическую многорадужную окраску в секторах между четкими линиями коноскопического оптически отрицательного креста. Правда, у высокожелезистых и высокоарганцевых карбонатов настолько высок рельеф, что в мелких зернах они (без анализатора) имеют темно-серую окраску (псевдоабсорбция) и похожи по этому признаку на титанит, циркон, *касситерит*, имеющие также высокое двупреломление. Но все они оптически положительны. Наибольшую трудность для нахождения оптических отличий между собой представляют кальцит, доломит и магнезит, особенно, когда в них отсутствуют двойники (для кальцита и доломита – в неметаморфизованных осадочных породах или посттектонических гидротермальных жилах). При совместном присутствии кальцита и доломита в таких случаях помогает сравнение рельефов. Для этого выбираются сечения зерен \perp оптической оси и с ними сравниваются рельефы контактирующих зерен карбонатов в положении угасания N_o . У доломита рельеф выше (в магнезит-доломитовой паре у доломита рельеф ниже). Кальцит в ассоциации с доломитом выглядит обычно более “грязным”, с точечными примесями других минералов. Доломит более чист, более прозрачен. В более общем случае широкого развития двойников в кальците и доломите дело обстоит иначе. Кальцит изобилует несколькими системами полисингетичес-

Рис. 88. Схема двойникового кальцита (К) и доломита (Д). Тонкие линии – спайность, пунктир – двойниковые пластины.



ких двойников. В доломите их меньше, и расположены они по другому. Помогает мнемоническое правило Коржинского (правило “Д-К”). Для его применения наблюдаются сечения, в которых четко видны 2 направления спайности (не путать с двойниковыми швами!) карбоната, образующие ромбические блоки (рис. 88). В доломите (Д) двойниковые полоски имеют одно или два направления, близкие к короткой (К) диагонали ромбического блока. В кальците (К) одно или несколько направлений полисинтетических двойников располагаются ближе к длинной (Д) диагонали ромба. Магнезит вообще не подвержен двойникованию.

Группа Са-Мг-карбонатов имеет n_2 ниже канадского бальзама, тогда как сидерит, родохрозит, *брейнерит* и анкерит имеют положительный рельеф. Железистые и марганцевые карбонаты отличаются изменениями красно-бурого цвета, из-за железистых и черно-бурых марганцевых оксидов. Сидерит и *брейнерит* свойственны парагенезисам, бедным кальцием. Анкерит развит более широко и имеет доломитовое двойникование.

Кальцит (Cal) CaCO_3 – весьма распространенный минерал, встречающийся в самых разнообразных формах: в пластинчатых или длиннопризматических, острых или тупых ромбоэдрических кристаллах, параллельно- или радиально-волокнистых агрегатах, симплектитах, сплошных зернистых массах или неправильных выделениях.

Химический состав обычно мало отличается от теоретического (табл. 44), хотя проявляется изоморфизм кальция с марганцем, в меньшей степени с магнием и в еще меньшей – с железом и никелем. Растворимость магния в кальците прямо зависит от температуры, а закисного железа – от давления. Однако созданным на основе распределения Са и Mg, а также Са и Fe^{2+} между кальцитом и доломитом геотермобарометром трудно пользоваться из-за легкости регрессивной перекристаллизации кальцита с очищением его состава. При биогенной морской кристаллизации метастабильно появляются магнезиальный кальцит или его ромбическая полиморфная модификация – *аргонит*, стабильная при высоких давлениях (выше 3–4 кбар при комнатной температуре и выше 10 кбар при 500°C). *Аргонит* легко переходит в

Таблица 44
Химический состав карбонатов [по Дир и др., 1966]

Компоненты	1	2	3	4	5	6
MgO	0,04	2,68	47,46	44,10	1,08	1,65
FeO	0,00	2,08	0,02	4,69	0,73	9,60
MnO	Сл.	13,06	0,52	—	59,24	44,60
CaO	55,92	39,21	—	0,22	0,09	4,56
ZnO	—	—	—	—	0,15	0,13
CdO	—	—	—	—	0,96	—
CO ₂	43,95	42,43	54,93	50,89	38,36	39,02
H ₂ O	—	—	0,13	—	—	—
Сумма	99,91	99,79	100,14	100,17	100,61	100,28
Количества ионов в пересчете на 6 (O)						
Mg	0,002	0,137	1,991	1,887	0,061	0,092
Fe ⁺²		0,060	0,001	0,119	0,023	0,300
Zn+Cd					0,019	0,004
Mn		0,380	0,016	0,005	1,908	1,412
Ca	1,997	1,443			0,004	0,183
C	2,000	1,990	1,996	1,995	1,991	1,991

Компоненты	7	8	9	10	11	12
MgO	0,13	8,80	21,39	18,71	15,92	10,49
FeO	61,08	46,32	0,86	3,30	3,31	16,43
MnO	1,12	4,02	0,05	1,18	4,28	0,75
CaO	0,10	0,39	30,41	29,85	30,52	28,10
CO ₂	38,19	40,73	47,57	45,72	46,08	44,09
Сумма	100,62	100,26	100,28	99,64	100,11	99,86
Количество ионов в пересчете на 6 (O)						
Mg	0,008	0,471	0,980	0,883	0,755	0,520
Fe ⁺²	1,975	1,393	0,022	0,087	0,088	0,457
Mn	0,036	0,122	0,001	0,032	0,115	0,021
Ca	0,004	0,015	1,002	1,013	1,040	1,001
C	1,997	1,999	1,997	1,978	2,001	2,001

Анализ 1 – бесцветный кальцит из Колермихельштайбрух, Австрия; 2 – марганцовистый кальцит из Хаймакогава, Япония; 3 – снежно-белый магнезит из жил в лерцолите, Крнда, Сербия; 4 – брейнерит из Секок-Руопсок, Швеция; 5 – родохрозит, кристаллы на лимоните, Гоморракос, Словакия; 6 – родохрозит, Трепка, Сербия; 7 – сидерит, Корнуэлл, Великобритания; 8 – желто-бурый сидерит из Голрад, Австрия; 9 – доломит из магнезитового тела, Гомор, Словакия; 10 – железистый доломит (“анкерит”), Коутрин, Великобритания; 11 – светло-розовый марганцевистый анкерит Бонанца, Монтана, США; 12 – анкерит, Эрцберг, Австрия.

кальцит в поле его стабильности при слабом метаморфизме и даже диагенезе осадков и при регрессивном метаморфизме глубинных пород.

Парагенезисы. В насыщенных кремнеземом (с кварцем) парагенезисах кальцит устойчив при низких температурах или высоких давлениях

СО₂ (больших глубинах). В иных условиях между богатыми кремнеземом парагенезисами и кальцитом образуются кальциевые силикаты промежуточного состава (от волластонита до *спуррита* (Ca₅Si₂O₈[CO₃])). В недосыщенных известью парагенезисах в магнезиальных породах, содержащих магнезит, ортопироксен, ортоамфибол, кордиерит, кальцит никогда не встречается, но может быть стабилен с доломитом, оливинами и магнезиальной шпинелью. С минералами иных классов (оксидами, сульфидами, разнообразными солями и др.) кальцит может находиться в равновесии в широких интервалах условий.

Доломит (Dol) CaMg(CO₃)₂, также широко распространенный минерал осадочных, метаморфических и метасоматических пород. Он встречается в виде сплошных масс различной зернистости, реже в идиоморфных ромбоэдрических кристаллах. По составу он обычно мало отличается от теоретического (см. табл. 44) за исключением возможности широкого изоморфизма Mg и Fe²⁺. Растворимость кальцита и магнезита в доломите ничтожна. Диапазон T–P–pCO₂ стабильности доломита очень велик. Считается, что доломит может присутствовать в магнийных породах.

Парагенезисы. Являясь промежуточным минералом между кальцитом и магнезитом, доломит стабилен в ассоциациях порознь с обоими. Диапазон T–pCO₂ его стабильности с насыщенных кремнеземом (кварцем) парагенезисами значительно уступает таковому кальцита. Только при пониженной температуре (ниже 350°C) возможно стабильное сосуществование его с кварцем, тогда как в остальных условиях, даже при высокой летучести СО₂, возникают реакционные магниевые и кальциево-магниевые силикаты (тремолит, серпентин, тальк, диопсид, форстерит) в ассоциации с кальцитом, с которыми доломит может быть равновесен в различных сочетаниях условий. В условиях малых глубин (малая летучесть СО₂) при повышенных температурах (контактный метаморфизм) доломит разлагается с замещением кальцитом и периклазом (MgO). Последний при регрессивных изменениях практически всегда замещается характерными агрегатами брусита [Mg(OH)₂], напоминающими в разрезе кочаны капусты. В таких апопериклазовых бруситовых мраморах иногда развивается вторичный низкотемпературный доломит. Доломит не встречается в силикатных магматических породах и не может находиться в парагенезисах ни с ортопироксенами, ни с ортоамфиболами, ни с силикатами глинозема (Al₂SiO₅), но может быть в равновесии с различными оксидами, сульфидами, сульфатами, боратами и др. Как вторичный низкотемпературный минерал он может образоваться в измененных ультрабазитах в равновесии с серпентином, тальком, хлоритами. Распространен также в метасоматитах формации березитов в ассоциации с серицитом, *пиритом* и кварцем.

Магнезит (Mgs) $MgCO_3$, встречается значительно реже кальцита и доломита. Он образует сплошные массы различной крупности зерен, прожилки, неправильные выделения. Кристаллы его редки. Он может образовывать непрерывный изоморфный ряд с сидеритом $FeCO_3$ (см. табл. 44). Промежуточные члены ряда (5–50 мол.% Sd) называют *брейнеритом*. Содержания CaO и MnO невелики (меньше 1 мас.%).

Светопреломление и двупреломление в ряду Mgs-Sd меняются линейно.

Парагенезисы. Магнезит обычно присутствует в сравнительно низкотемпературных продуктах изменения гипербазитов, ассоциируя с серпентином или тальком, в значительных количествах – в корах выветривания по гипербазитам. Вероятно, именно перемытые коры выветривания дают начало крупным линзам и пластикам магнезита в древних метаморфических комплексах. Контактново-метасоматические породы по магнезитам имеют ультрамагнезиальный состав, при котором возникают зоны существенно энстатитового (±шпинель) состава, отделяющиеся от магнезитов зоной форстерита или минерала группы гумита (±шпинель). В таких ультрамагнезиальных скарнах в регрессивную стадию может образоваться ортоамфибол.

Магнезит и *брейнерит* типичны для околорудных метасоматитов по ультраосновным породам, где ассоциируют с серицитом (фукситом), *пиритом* и кварцем.

Температура стабильности магнезитовых парагенезисов возрастает с глубиной (увеличением давления CO_2). Считается, что магнезит может присутствовать в ультраосновных парагенезисах в мантийных условиях.

Сидерит (Sd) $FeCO_3$, встречается в сплошных массах различной зернистости, конкрециях и неправильных выделениях, а также в прожилках. Существуют полные ряды твердых растворов сидерит-магнезит и сидерит-родохрозит, поэтому чисто железистые сидериты встречаются редко. Содержание CaO не превышает первых мас.% (см. табл. 44). Марганцевистый сидерит называется *олигонит*, а магнезиальный – *сидероплезит* (5–30 мол.% Mgs) и *пистомезит* (30–50 мол.% Mgs). Изменения сидерита связаны с окислением железа и образованием гидроксидов железа.

Парагенезисы. В осадочных породах сидерит образуется в восстановительной обстановке и встречается в карбонатных глинах, в глинистых железняках. Здесь он может находиться в равновесии с анкеритом, *шамозитом*, глинистыми минералами. Сидерит образует парагенезис с *пиритом* в битуминозных сланцах. В гидро термальных рудных месторождениях сидерит образует прожилки в разнообразных сульфидных рудах и обычно представлен марганцевистыми разновидностями. Известны редкие находки сидерита в пегматитах. Иногда он заполняет миндалины в базальтах и андезитах. В метаморфических породах формации железистых кварцитов сидерит образует прослойки и присутствует в составе эвлизитов. Он может находиться в ассо-

ициации с кварцем. Эта ассоциация при повышенной температуре и пониженной летучести CO_2 переходит в фаялит.

Анкерит (Ank) $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$ является железистой разновидностью доломита, достаточно широко развитой в природе среди осадочно-метаморфических и метасоматических пород. Минерал может быть рассеянным по породе или давать скопления, желваки, прожилки. Граница с *ферродоломитом* условна, в разных справочниках устанавливается от 20 до 50 мол. % $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$. Анализы анкеритов приведены в таблице 44. Граница с железисто-марганцевым минералом серии более определена и соответствует его содержанию в 65 мол. %, где намечается разрыв в смесимости. Изменения анкерита, как и сидерита, связаны с окислением железа и выпадением гидроксидов железа.

Парагенезисы. Анкерит типично гидротермальный минерал. В осадочных породах он появляется при их гидротермальной переработке. В метаморфических породах он широко распространен в метабазах зеленосланцевой фации, образуя ассоциации с хлоритами, актинолитом. Он типичен для среднетемпературных гидротермальных рудных месторождений, где встречается как в самостоятельных прожилках, так и в составе рудоносных жил. Развита также в некоторых околорудных метасоматитах – березитах, листовенитах и гумбеитах, находясь в ассоциации с серидитом, кварцем, *титом* и адуляром.

Родохрозит (Rds) MnCO_3 встречается значительно реже других, описанных здесь карбонатов. Он появляется в сплошных массах и в жильных выполнениях. Благодаря широкому изоморфизму марганца с закисным железом и кальцием, родохрозит может содержать до нескольких мас. % каждого из них (см. табл. 44). Разновидность с высокими содержаниями FeO (более 15 мас. %) называется *олигонитом*. Существует также разновидность, богатая цинком (до 15 мас. % ZnO) – *капиллитит*.

Родохрозит легко изменяется с поверхности (в том числе и в атмосферных условиях) из-за окисления MnO и замещения карбоната черно-бурыми оксидами марганца.

Парагенезисы. Родохрозит характерен для вулканогенно-осадочных карбонатно-кремнистых комплексов с рассеянной марганцевой минерализацией и возникает как при диагенезе осадков, так и, главным образом, при их низкотемпературном гидротермальном преобразовании с концентрацией марганцевых минералов на геохимических барьерах. Он может быть стабильным с кварцем или тефроитом (Mn_2SiO_4), либо *родонитом* (MnSiO_3) в зависимости от T - p_{CO_2} условий. В регионах развития таких вулканогенно-осадочных комплексов пород при более поздних активизациях тектоно-магматической деятельности возникает гидротермальный жильный родохрозит, сопровождаемый марганцевыми силикатами, кварцем и рудной минерализацией (полиметаллы, Ag, Au, Pt, Cu, W, Mo, Fe и др.).

Известны случаи развития контактовых метасоматитов (марганцевых скарнов) при воздействии кислых магм на родохрозитовые тела. При этом эти скарны полностью аналогичны по составу минералов и составу зон магнезиальным скарнам, если заменить магний марганцем. В таких сравнительно высокотемпературных (выше 550°C) условиях родохрозит стабилен с тефроитом и *галакситом* – марганцевой шпинелью.

Известны также находки родохрозита совместно с марганцевыми фосфатами в пегматитах. Однако такие случаи высокотемпературного образования или сохранения родохрозита очень редки.

9.4. Группа апатита

Минералы *группы апатита* $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$ (Ap) являются одними из самых широко распространенных и встречаются как обычные акцессорные минералы в разнообразных типах горных пород – магматических, метаморфических, метасоматических, жильных и осадочных, и как главные рудообразующие минералы апатитовых руд. Название происходит от греч. *apatao* – обманываю, ввожу в заблуждение, из-за сходства кристаллов с другими самоцветами (*аквамарины*, турмалины и др.).

В структуре апатита атомы Ca занимают два рода позиций: Ca_I – на тройных осях, Ca_{II} – в зеркальной плоскости симметрии. Координация Ca_I – 9O (точнее 6O+3O), координация Ca_{II} 6O+1F (или Cl). Отношение $\text{Ca}_I:\text{Ca}_{II}=2:3$. Полиэдры Ca_I представляют собой несколько скрученные тригональные призмы с “центрированными” гранями, “стоящими” одна на другой. Полиэдры Ca_{II} , ближайшие 6 атомов которых (5O+F) также составляют вершины тригональной призмы, собраны в звездчатые тройники, соединяющиеся в колонки вдоль оси с ребрами. Колонки из двух сортов призм связываются PO_4 -тетраэдрами. Атомы F, OH, Cl, O помещаются на оси звездчатых призм.

Основу химического состава апатита составляет $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$, но из-за различных схем изоморфизма он бывает значительно более сложным. Основные минеральные виды, минералы и разновидности приведены в табл. 45. Кроме этого, к группе апатита принадлежат *широморфит* ($3\text{Pb}_3\text{P}_2\text{O}_8 \cdot \text{PbCl}_2$), *бритолит* ($3\text{Pb}_3\text{V}_2\text{O}_8 \cdot \text{PbCl}_2$) и *миметезит* ($3\text{Pb}_3\text{As}_2\text{O}_8 \cdot \text{PbCl}_2$).

Совершенный изоморфизм в апатите установлен, по-видимому, лишь для OH и F, в связи с чем и выделены два вида – *гидроксилapatит* и *фторapatит*. Пределы содержания главных компонентов в наиболее распространенных апатитах приведены в табл. 46. Изоморфные примеси разнообразны, чему способствует различная координация атомов Ca в структуре и возможность замещения ионов F, OH, Cl ионами кислорода. Во *фторapatите* установлены изоморфные примеси (мас.%) редких земель – до 12; Sr – до 11,5; Y – до 10,6; Mn – до 10; Cl – до 2; S^{6+} – до 12; As^{5+} – до 25; Si – до 11. В *гидроксила-*

патите Mn – до 7,5, Na – до 7,1, K – до 3,7, Al – до 3,7 мас.%. В хлорапатите Mn – до 1,5, F – до 1,2 мас.%. Акцессорные апатиты щелочных и кислых магматических пород обогащены редкими элементами (табл. 47).

Таблица 45
Номенклатура апатитов [Винчелл, Винчелл, 1953]

Разновидность	Формула
<i>Свабит</i>	$3\text{Ca}_3\text{As}_2\text{O}_8 \cdot \text{CaF}_2$
<i>Фторапатит</i>	$3\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8 \cdot \text{CaF}_2$
<i>Хлорапатит</i>	$3\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8 \cdot \text{CaCl}_2$
<i>Гидроксилapatит</i>	$3\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8 \cdot \text{Ca}(\text{OH})_2$
<i>Подолит</i> или карбонатный апатит	$3\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8 \cdot \text{CaCO}_3$
<i>Элестадит</i>	$3\text{Ca}_3\text{SiSO}_8 \cdot \text{Ca}(\text{OH})_2$
<i>Стронциоapatит</i>	$3(\text{Ca}, \text{Sr})_3\text{P}_2\text{O}_8 \cdot \text{Ca}(\text{F}, \text{OH})_2$
<i>Марганцевый апатит</i>	$3(\text{Ca}, \text{Mn})_3\text{P}_2\text{O}_8 \cdot \text{CaF}_2$
<i>Бритолит</i>	$3(\text{Ca}, \text{Ce})_3(\text{Si}, \text{P})_2\text{O}_8 \cdot \text{Ca}(\text{OH})_2$
<i>Абукумалит</i>	$3(\text{Ca}, \text{Y})_3(\text{Si}, \text{P})_2\text{O}_8 \cdot \text{Ca}(\text{OH}, \text{F})_2$

Таблица 46
Пределы колебаний содержаний главнейших химических элементов (мас.%) в составе апатита [Дир и др., 1966]

Fe ₂ O ₃	0,08–0,27
FeO	0,07–0,87
MnO	0,04–0,54
CaO	46,3–55,84
SrO	1,37–11,6
Na ₂ O	0,00–0,65
P ₂ O ₅	39,2–42,07
F	0,16–3,68
Cl	сл.–3,74
H ₂ O ⁺	0,06–1,86
H ₂ O [–]	0,03–0,05
O=F, Cl	0,07–1,53

Таблица 47
Средние содержания и состав акцессорного апатита в породах различного генезиса и состава, г/т

Породы	Среднее содержание апатита в породе						
		U	TR	Th	Y	Sr	Ga
Граниты	447	96	6900	178	153	751	1,5
Габбро	1603	7	2720	70	243	1025	3
Сиениты нефелиновые	1254	173	13100	241	85	5175	—
Осадочно-метаморфические	557	—	3600	—	—	—	38

Атомы редких земель и Sr часто замещают позиции Ca_{II}, а не Ca_I. Радикалы PO₄ могут замещаться не только тетраэдрическими радикалами – AsO₄, SO₄, SiO₄, но и плоскими радикалами CO₃ или CO₃+F(OH).

В кристаллической решетке апатита кальций может замещаться ураном, и апатиты, содержащие разные количества урана, характеризуются различной флюоресценцией. В апатитах магматического генезиса содержание урана колеблется от 0,001 до 0,01 мас.%, но при высокой температуре уран, по видимому, может входить в кристаллическую решетку апатита в количествах до 0,1 мас.%. Содержание ThO₂ отмечено до 0,15–0,9 мас.%.

Апатиты имеют гексагонально-дипирамидальную форму; кристаллы бывают самых различных размеров от субмикроскопических до метровых, вытянутых по оси *c*. Кристаллы преимущественно призматические, реже таблитчатые по (0001) с большим количеством граней. Встречается также в виде зернистых или массивных агрегатов. Скрытокристаллические, землистые и почковидные образования, а также конкреции, которые обладают тонковолокнистой структурой называются фосфоритами, главный компонент в которых *франколит* или *карбонат апатит*. Коллоидальную разновидность называют *коллофаном*.

Форма кристаллов апатита в магматических и метаморфических породах зависит от условий кристаллизации. В глубинных интрузивных породах апатит обычно имеет нормально призматическую форму с коэффициентом удлинения 2–4. В гипабиссальных, жильных породах, особенно в лампрофирах, апатит образует длиннопризматические и игольчатые кристаллы с коэффициентом удлинения больше 10, а подчас до 50 и более. Апатит чутко реагирует на скорость охлаждения расплава: чем выше скорость охлаждения, т. е. чем больше температурный градиент, тем быстрее растут призматические грани, обладающие более высокой ретикулярной плотностью, чем грани базального пинакоида. Образование игольчатых кристаллов, отражающее температурный градиент на контактах магматических расплавов и вмещающих пород, проявляется в экзоконтактах интрузивных пород.

В шлифах, как правило, апатит бесцветный, но встречаются розоватые, буроватые, синеватые и фиолетовые кристаллы с очень слабо выраженным плеохроизмом при $N_e > N_o$, но в редких случаях $N_e < N_o$. В эффузивах апатит бывает мутным, и плеохроизм проявляется резче. Помутнение, возможно, связано с прогревом по типу опалцитизации, и апатит приобретает окраску буровато-розового цвета с переходом в синеватый и фиолетовый. Mn⁺² вызывает окраску в светло-розоватых и голубых тонах, Mn⁺³ – голубую, а Mn⁺⁷ – фиолетовую.

Голубой апатит по N_e может быть зеленовато-голубым, а по N_o – светло-голубым. Известны зонально окрашенные апатиты, что особенно характерно для голубых манганопатитов из пегматитов.

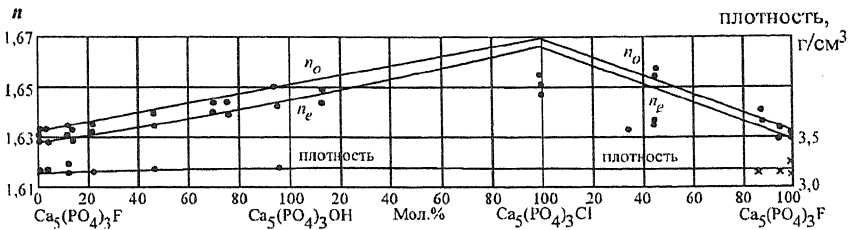


Рис. 89. Вариации показателей преломления и плотностей для апатитов различного состава.

Показатели преломления апатитов $n_e=1,633-1,653$, $n_o=1,629-1,658$ (рис. 89), $n_o-n_e=0,003-0,005$, у гидроксилapatита – до 0,007 и, соответственно, окраски всегда в пределах серого цвета первого порядка. Апатиты устойчиво одноосные, оптически отрицательные, но редко отмечают и аномальные с малым углом оптических осей до 20° .

Плотность 3,18–3,35 г/см³.

Отличия от оптически сходных минералов. Апатит по своим внешним признакам в шлифах под микроскопом проявляет сходство с андалузитом, силлиманитом, турмалином, топазом. Однако все эти минералы, кроме турмалина, оптически двуосны. Кроме того, андалузит и топаз обладают совершенной спайностью, и для андалузита характерна в поперечных сечениях форма ромба или прямоугольника, как и у силлиманита. Силлиманит и топаз обладают положительным удлинением, а апатит – отрицательным. У всех этих минералов более высокое двупреломление, чем у апатита, у которого интерференционные окраски никогда не поднимаются выше серых. Апатит в шлифах очень похож на меллилит, который, однако, имеет тетрагональные очертания, таблитчатые кристаллы и легко замещается вторичными продуктами. На апатит в шлифах похож и монтичеллит, но обладающий высоким 2V.

Следует отметить, что одними оптическими методами выделение минеральных видов и разновидностей апатита практически невозможно, поэтому при описаниях шлифов вполне достаточно указания “apatit”.

Парагенезисы. Апатит встречается во всех магматических породах. Он весьма обычный минерал гранитных пегматитов, редкометалльных пегматитов, где ассоциирует с лепидолитом, сподуменом, амблигонитом или литиофиллитом, бериллом и т.п. В гидротермальных жилах встречается в пустотах в ассоциации с кварцем, адуляром и другими минералами.

В нефелиновых сенинтах апатит завершает кристаллизацию щелочного расплава, заполняя межзерновые пространства, и дает высокие концентрации в породах, что отражается и в названии таких пород (например, апатитовых ийолитов).

В гранитоидах содержания апатита непостоянны. Чем более меланократовая разновидность гранитоида, тем больше в них апатита. По этой же причине повышенное содержание апатита отмечается в гибридных гранитоидах, в которых апатит ассоциирует с другими кальцийсодержащими акцессорными минералами, такими как титанит, ортит, эпидот.

В апатите не концентрируются Sc, Pb, Be, Ga. Наличие тория и урана в апатите обуславливает появление плеохроичных двориков вокруг его кристаллов, включенных в биотит или роговую обманку.

Апатит является характерным минералом контактовых ореолов около интрузивных образований и непременным наложенным новообразованием в ксенолитах, при наличии в последних кальциевых минералов.

Апатит присущ разнообразным метаморфическим породам как акцессорный или породообразующий минерал, а в контактово-метаморфических и контактово-метасоматических породах иногда присутствует как один из главных минералов. Он характерен также для магматических и контактово-метасоматических железных руд. В магнетитовых лавах его содержание составляет несколько процентов.

В принципе, парагенезисы апатита “космополичны”, поскольку апатиты образуются даже при очень низком химическом потенциале (активности) фосфора при взаимодействии с богатыми фосфором растворами. Бедный фосфором силикатно-сульфатный апатит (*элестадит*) образуется лишь в санидинитовой фации (высокие температуры $> 800^{\circ}\text{C}$ и низкие давления CO_2).

9.5. Флюорит

Синоним **флюорита (Fl)** CaF_2 – *плавиковый шпат*. Название – от латинского *fluo* – теку – дано немецким ученым Агриколой и связано со свойствами минерала легко плавиться и способствовать плавлению других тел.

Ионы кальция в структуре флюорита размещаются согласно гранецентрированной кубической решетке, а каждый ион фтора располагается в центре мелкого куба, $1/8$ кубической элементарной ячейки, т. е. ион кальция координируется восемью ионами фтора, а каждый ион фтора, в свою очередь, окружен четырьмя ионами кальция, располагающимися в вершинах правильного тетраэдра.

Химизм. Минерал содержит 51,33% Ca и 48,67% F. В большинстве случаев флюорит состоит не менее чем на 99% из CaF_2 . В ряде флюоритов отмечается присутствие свободного фтора. Кальций может замещаться в разных количествах Y, Ce и другими редкоземельными элементами, в результате образуются *иттрофлюорит* (до 50 мол.% YF_3) и *иттроцерит* (до 55 мол.% CeF_3).

Минерал кубической сингонии, и кристаллы обычно кубы, иногда октаэдры или ромбические додекаэдры. В пегматитах, метасоматических и гидротермальных месторождениях установлено изменение формы его кристаллов

от октаэдрических к кубическим, а также к более редким формам – тетрагексаэдру, гексаоктаэдру, ромбододекаэдру в зависимости от физико-химических условий его образования.

Как акцессорная примесь в породах, флюорит обычно ксеноморфен, имеет неправильную форму. Флюорит макроскопически может быть бесцветным, белым или ярко окрашенным в желтый, синий, пурпурный, фиолетовый до черного, зеленый, красный или бурый цвета с неравномерным распределением окраски. Под микроскопом он обычно бесцветен, из цветного окрашивания в шлифах заметна фиолетовая окраска.

Люминесценция – наиболее характерная особенность флюорита, при этом к типоморфным относятся фото-, рентгено- и термолюминесцентные свойства. Термовысвечивание флюорита растет от бесцветных к окрашенным разновидностям, от монокристаллов к зернистым агрегатам и уменьшается от ранних генераций к поздним.

Светопреломление флюорита очень низкое $n=1,433-1,435$, что обуславливает его средний, отрицательный рельеф. Обычно в шлифах четко фиксируется совершенная спайность до 3^x направлений (по $\{111\}$), образующих взаимные пересечения под углом 60° .

Флюорит часто псевдоморфно замещается другими минералами; обычное замещение его кварцем и *халцедоном*, известны псевдоморфозы по флюориту кальцита, доломита, сфалерита, *пирита* и различных оксидов Fe и Mn.

Отличия от оптически сходных минералов. Флюорит может быть спутан в шлифах с другими изотропными минералами со средним рельефом и шагреневой поверхностью. Очень похожа на него слабо окрашенная, бесцветная, зеленая или фиолетовая шпинель, имеющая к тому же отдельность по октаэдру, сходную со спайностью флюорита. Но у шпинели положительный рельеф. Гранаты не имеют спайности и тоже имеют положительный рельеф. У содалита более низкий отрицательный рельеф.

Парагенезисы. Состав флюорита хорошо отражает геохимические особенности материнских пород, в которых он образуется. Например, флюорит осадочных пород, называемый *ратовкитом*, содержит на порядок меньше редкоземельных элементов по сравнению с флюоритом интрузивных гранитоидов, а в таких же по составу гранитоидах, но автохтонного образования, содержание редкоземельных элементов в флюорите в два раза меньше.

Флюорит – типичный минерал нефелиновых сиенитов и гранитоидов. Реже он встречается в гранодиоритах и диоритах. В метасоматически измененных и особенно грейзенизированных гранитах содержание флюорита резко возрастает. Из жильных пород наиболее обогащены флюоритом пегматиты, в противоположность которым аптиты резко обеднены флюоритом. При гидротермальных процессах формируются собственно флюоритовые

жилы – предмет промышленной разработки. Флюорит в магматических породах приурочивается к межзерновым пространствам главных породообразующих минералов и может быть в ассоциации с турмалином, топазом, гранатом, эпидотом, рутилом, *анатазом*, *пиритом*, титаномagnetитом. В виде включений в самом флюорите встречены ортит, *торит*, циркон, апатит, турмалин, рутил.

В вариолитовых риолитах, не совсем корректно называемых “шаровыми лавами”, флюорит встречается в виде кристаллов, нарастающих на стенках газовых пустот в центрах стекловатых или раскристаллизованных вариолей, погруженных в стекловатую массу вмещающего риолита.

Флюорит широко распространен как попутный компонент в разнообразных рудных месторождениях: вольфрамово-молибденовых, бериллиевых, оловянных, редкоземельно-железородных, свинцово-цинковых, сурьмяно-рутутных и урановых.

Флюорит установлен в жеодах вулканических бомб и пустотах пирокластических выбросов Везувия (совместно с *селлаитом*).

В редкометальных гранитоидах встречается сингенетичный с кварцем магматогенный флюорит, содержащий расплавленные включения с температурой гомогенизации 840–865°C и позднемагматический интерстиционный флюорит, содержащий многофазные кристаллофлюидные включения с температурой гомогенизации 680–720°C.

Заключение.

ОБЗОР МИНЕРАЛОВ ПО ГЛАВНЫМ ТИПАМ ГОРНЫХ ПОРОД

Приведенные в этом томе данные по породообразующим минералам составляют основу описательного раздела петрологической науки (петрографии – в узком смысле этого слова). Основное внимание в этой части уделялось минералам переменного состава (твердым растворам), так как равновесиями между минералами переменного состава определяются так называемые минералогические термометры и барометры, характеризующие литостатическое давление (глубинность) и температуру формирования горных пород. Эти данные необходимы для определения границ между минеральными фациями – областями термодинамической устойчивости минералов и их парагенезисов, выделенных относительно литостатического давления (Р), температуры (Т) и химических потенциалов компонентов $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$, μ_{CO_2} , μ_{O_2} и др.). Отнесение горных пород к тем или иным минеральным фациям (их фациальная характеристика) наряду с их формационным анализом является одной из главных задач петрологических исследований. Однако для этого требуется детальная и разносторонняя характеристика горных пород, которая приводится в последующих томах настоящего руководства, посвященных лунным горным породам и метеоритам (II том), изверженным горным породам (III том), метаморфическим и метасоматическим горным породам (IV том).

Перечисленные тома петрологического руководства соответствуют наиболее принципиальной генетической классификации горных пород, которая является основой подразделения минералов по их происхождению в самом первом приближении. Породообразующие минералы имеют свою специфику распределения по главным типам горных пород. В связи с этим представляется целесообразным кратко обсудить минеральные ассоциации, слагающие главнейшие горные породы Луны и метеоритов, ядра и мантии Земли, а также наиболее доступной для непосредственного изучения земной коры.

Минералы лунных пород и метеоритов. Горные породы с поверхности Луны, доставленные на Землю в результате полетов космических кораблей “Аполлон” и автоматической станцией “Луна”, оказались почти исключительно вулканическими породами с преобладанием в их составе основного близкого

к анортиту плагиоклаза и пироксенов, с подчиненным количеством оливины и вулканического стекла. Им подчинены редкие включения в базальтах оливиновых пород (лунных дунитов), выносимых из глубинных (мангийных) зон Луны. В депрессиях лунной поверхности (“лунных морях”), с преобладанием в них анортитовых лунных базальтов, содержатся покровы почти полностью стекловатых пород.

Главным минералом древнейших лунных пород является плагиоклаз, обладающий минерал в породах их древнейшей формации, составляющей визуально наблюдаемый “светлый фон” лунной поверхности, благодаря его высокой отражательной способности. В более молодых вулканических депрессиях, сложенных базальтами (темные пятна на Луне), плагиоклаз уступает по распространенности пироксену и состав его может изменяться до битовнита. В плагиоклазе существенно примесь железа и редкоземельных элементов, особенно европия. В богатых плагиоклазом лунных породах пироксены представлены энстатитом с существенной примесью железа и кальция и магнезиальным диопсидом с некоторым дефицитом кальция. В базальтах вулканических депрессий пироксен представлен энстатитом и пихонитом с широкими вариациями его состава в зернах, сложенных магнезиальным ядром и богатыми железом краями. Оливин, как и пироксен, в древнейших плагиоклазовых породах представлен разновидностями с железистостью в диапазоне $f=10-30\%$. В базальтах вулканических депрессий железистость его обычно варьирует в более широких пределах $f=20-60\%$, приближаясь в краях некоторых зональных кристаллов к значениям, характерным для фаялита. Наиболее магнезиальные оливины с железистостью $f=8-15\%$ характерны для лунных дунитов и троктолитов, представляющих, по-видимому, в лунных лавах включения глубинных пород.

В лунных дунитах в ассоциации с магнезиальным оливином содержится хромит. В отличие от них в лунных базальтах содержится магнезиальная шпинель, образующая твердые растворы с хромитом, герцинитом и *ульвоитинелью*, которые концентрируются к краям зональных шпинелевых зерен. Породы лунных вулканических депрессий богаты титаном и содержат множество титановых минералов, в ряду которых преобладает *ильменит* (FeTiO_3), содержащий до 12 мас.% MgO и примесь множества других элементов (Mn, Cr, Zr, Ca и Al).

Восстановительные условия формирования лунных пород подчеркиваются входением в их состав самородного железа, которое при наличии в нем примеси никеля называется *камаситом*, а при высоком содержании никеля – *тэннитом*. Этим особенно подчеркивается сходство лунных пород с метеоритами, для которых *камасит* (5–6 мас.% Ni) и *тэннит* (27–65 мас.% Ni) являются характерными минералами.

В ряду метеоритов с лунными породами особенно сходны эвкриты, которые, как и лунные базальты, состоят из плагиоклаза, близкого по составу к анор-

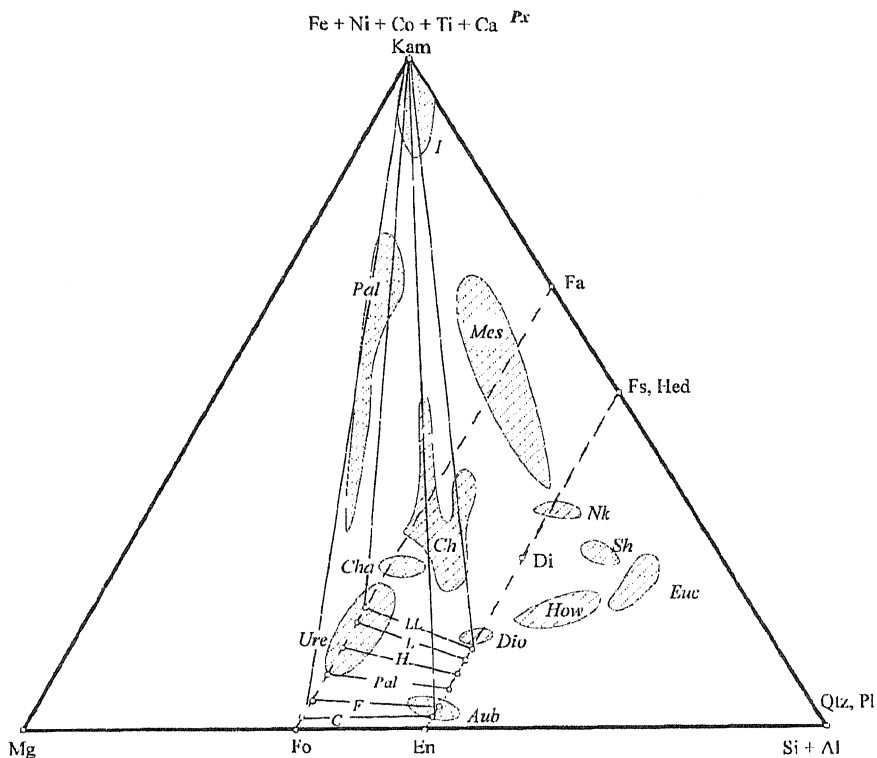


Рис. 90. Диаграмма состав-минеральный парагенезис метеоритов [Маракушев, 1999]. Типы метеоритов: *Ch* – железо-силикатные недифференцированные (хондриты); *I*, *Pal* – железные метеориты и палласиты; *Ure* – уреилиты; магнетизальные ахондриты: *Aub* – обриты, *Dio* – диогениты, *How* – говардиты, *Euc* – эвкриты; железистые ахондриты: *Cha* – пассиниты, *Sh* – шерготтиты, *Nk* – накшиты; *Mes* – мезосидериты. Коннодами выделены камасит-оливин-пироксеновые парагенезисы хондритов (*LL*, *L*, *H*, *F*, *C*) и палласитов (*Pal*).

титу, и пироксена (пижонита). Положение эвкритов относительно других типов метеоритов характеризуется диаграммой (рис. 90), на которой составы пород показаны относительно составляющих их минералов – камасита (*Kam*), оливина (*Fo*–*Fa*), ромбического пироксена (*En*–*Fs*), клинопироксена (*Di*–*Hed*), плагиоклаза (*Pl*) и кварца (*Qtz*). Центральную позицию на диаграмме занимают хондриты (*Ch*), преобладающие среди метеоритов. В составе хондритов выделяются мельчайшие оливин-пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые и стекловатые каплевидные выделения (хондры), погруженные в существенно *тэнит-камаситовую* матрицу. На диаграмме наглядно выражено распределение составов

этих главных минеральных составных частей хондритов. Валовые составы хондритов (поле *Ch*) находится на диаграмме в основном в пределах минерального треугольника *камасит*–оливин–пироксен (*Cam-Ol-Px*), тогда как хондры и матрица находятся за его пределами. Это отражает распад хондритовых составов на *тэзит*–*камаситовую* матрицу и пироксен–оливиновые хондры, по железистости которых и выделяются главные разновидности хондритов: *LL* (средняя железистость 33), *L* (железистость 24), *H* (железистость 18), *F(E)* и *C* (железистость близка к нулю). Хондриты *LL*, *L* и *H* преобладают среди метеоритов и поэтому называются обыкновенными, наглядно выраженное на диаграмме снижение железистости оливина и пироксена в последовательности *LL–L–H* сопровождается уменьшением содержания никеля в их металлической (*тэзит*–*камаситовой*) фазе и возрастанием общего содержания в них железа, которое отражено в их символах *LL*, *L* и *H* (от английских слов *Low*–низкий, *High*–высокий).

Форстеритовые (*F*) и углистые (*C*) хондриты относятся к самым бедным кремнеземом ультраосновным разновидностям хондритов. В их составе преобладают темные оливиновые, оливин–пироксеновые и пироксеновые хондры, а также встречаются светлые плагиоклазовые хондры и их обломки, содержащие шпинель, мелилит, *хибонит* $\text{CaAl}_{12}\text{O}_{12}$.

В тесной ассоциации с *тэзитом* и *камаситом* в матрице всех типов хондритов устанавливаются мельчайшие зерна алмаза совместно с *муассанитом* SiC , *добреелитом* FeCr_2S_4 , *когенитом* $(\text{Fe, Ni})_3\text{C}$, *самородным кремнием* и *алюминием*, *графитом*, *лондсейлитом*. В алмазе содержится множество включений газов, богатых водородом, азотом и благородными газами. Среди железных метеоритов, палласитов и ахондритов (метеоритов без хондр) также выделяются особые алмазонасные типы, наиболее богаты алмазами пироксен–оливиновые уреиты. Для этих пород, как и для хондритов, характерна ассоциация алмаза с *камаситом*, *добреелитом*, *троилитом* и *графитом*, образующим в алмазе каплевидные выделения.

Другие ахондриты, не содержащие *алмазов* и представленные на треугольной диаграмме (см. рис. 90), минералогически подразделяются на бедные кальцием энстапиговые обриты (*Aub*), гиперстеновые диогениты (*Dio*) и богатые кальцием плагиоклаз–гиперстеновые говардиты (*How*) и плагиоклаз–пиконитовые эвкриты (*Euc*). Группу железистых типов ахондритов составляют оливиновые шассиньиты (*Cha*), оливин–пироксеновые шерготиты (*Sh*) и наклиты (*Nk*). Особый минералогический тип ахондритов очень богатых железом представляют мезосидериты (*Mes*), состоящие из пироксена и плагиоклаза и содержащих существенное количество никель–железной (*камаситовой*) фазы. Небольшое количество этой фазы содержится практически во всех ахондритах.

Метеориты, охарактеризованные выше только в части породообразующих минералов, характеризуются необычайным разнообразием вторичных и

аксессуарных минералов, в том числе и неизвестных в земных горных породах. Это наглядно иллюстрирует своеобразие метеоритного минералообразования, сходного с лунным, но отличающегося от земного сильно восстановительным характером. С ним связаны необычно низкие степени окисления ряда металлов (двухвалентный хром, трехвалентный титан, четырехвалентный фосфор и др.), определившие изоморфные ряды металлов и соединения, не характерные для земной коры. Однако они вполне могут осуществляться в глубинах Земли, в ее недоступных для наблюдения ядре и мантии, о минералогии которых можно судить по геофизическим данным, дающим их плотностные характеристики и по некоторым аналогиям с метеоритами.

Минералы ядра и мантии Земли. В центре Земли находится твердое никель–железное субъядро, состав которого, по-видимому, можно коррелировать с алмазоносными железными метеоритами, состоящими из *камасита* (4–7 мас.% Ni) и *тэнита* (50–60 мас.% Ni) с примесью *троилита* FeS, *шрейсберзита* (Fe, Ni)₃P, *добреелита*, *когенита*, *муассанита* и карбидов других металлов. Отличие железного ядра составляет вхождение в его состав только плотной модификации железа ξ (HCP), устойчивой при давлении выше 30 ГПа (при T=1500K).

Внешняя часть Земного ядра находится в жидком состоянии. Оно богато водородом и другими летучими компонентами (около 16 мас.%), благодаря чему плотность земного ядра на 8–10% ниже плотности никель–железного сплава, находящегося в соответствующих РТ-условиях.

Непосредственно над ядром в нижней мантии выделяется слой “D”, в котором предполагается разложение силикатов на составляющие их оксиды. По геофизическим параметрам этот слой отличается от нижней мантии, в которой стабилизируются соединения типа (Mg, Fe)SiO₃, имеющие плотную перовскитовую структуру. Исключительная стабильность MgSiO₃ со структурой типа ромбического перовскита в широком диапазоне давлений, соответствующих глубинам низов мантии, позволяет считать его одним из главных компонентов этой геосферы. Не меньшей устойчивостью отличается и вюстит Fe_xO, состав которого в условиях нижней мантии характеризуется значением стехиометрического коэффициента $x < 0,98$, что означает одновременное присутствие в его составе Fe²⁺ и Fe³⁺.

По геофизическим данным, нижняя мантия на огромном ее протяжении представляется однородной, а ее минералогический состав является проблематичным, характеризуясь, по-видимому, в целом как агрегат перовскита и магнезиовюстита (рис. 91). Выше нее в интервале глубин 700–350 км выделяется зона, переходная к верхней мантии. Она характеризуется сейсмической неоднородностью, обусловленной фазовыми переходами минералов, в числе которых важную роль играет превращение оливина (Mg, Fe)₂SiO₄ в его плотную модификацию шпинелевой структуры (*γ-шпинель* – *рингвудит*). Изомор-

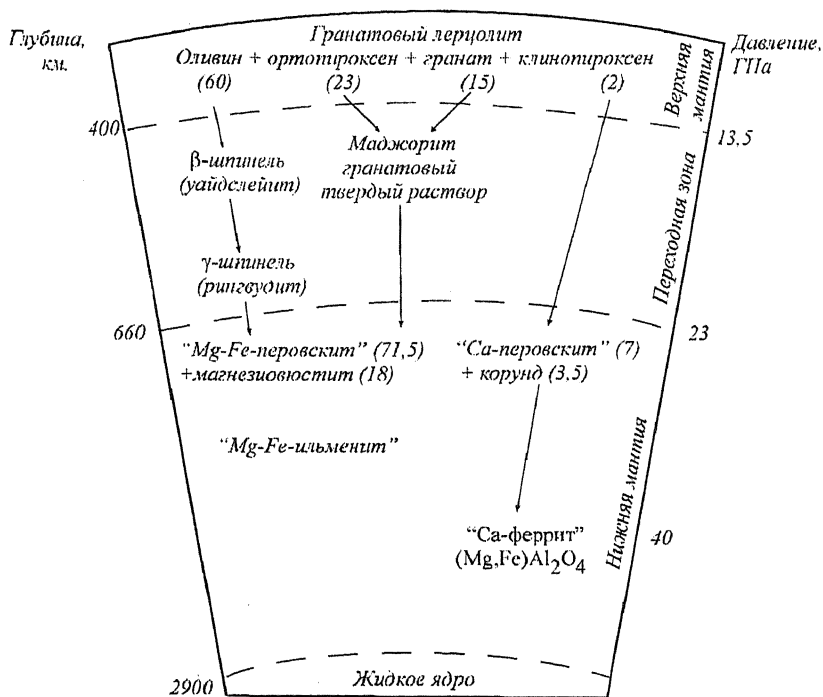


Рис. 91. Схема минеральных трансформаций в мантии Земли, по [Stöffler, 1997]. В скобках указаны объемные содержания минералов в процентах.

физм магния и железа растягивает этот переход на огромный диапазон давления от 140 кбар (Mg_2SiO_4) до 50 кбар (Fe_2SiO_4).

Верхняя мантия (до глубины 350 км) сложена ультраосновными и основными породами, главными минералами которых являются оливин, пироксены, алмадин-пироповый гранат, хромит, шпинель и алмаз, а в верхней части также плагиоклаз и графит. Алмаз сменяет графит на глубинах порядка 150 км.

Мантия имеет в общем ультраосновной состав и отделяется от земной коры, (основной по составу) четкой границей М (поверхность Мохоровичича). Она недоступна для петрографического исследования, и для суждения о ней помимо геофизических данных привлекаются результаты исследования интрузивных пород, связанных своим происхождением с магматическими очагами, развивающимися в мантийном субстрате. Минералы, кристаллизующиеся в глубинных очагах перед внедрением магмы в земную кору называются интрателлурическими.

Минералы, кристаллизовавшиеся в мантийных магматических очагах. Магматические очаги в мантии возникают под воздействием флюидных потоков, исходящих из расплавленного земного ядра. В них развиваются реакции диспропорционирования компонентов, генерирующие водный компонент ($H_2 + CO = C + H_2O$, $3H_2 + CO = CH_4 + H_2O$, $H_2 + 3CO = 2C + CO_2 + H_2O$ и др.), особенно способствующий плавлению мантийного субстрата. Возникающие при плавлении первичные магмы расслаиваются на перидотитовую (нижнюю), пироксенитовую и эклогитовую (верхнюю) зоны, различающиеся по составу интрателлурических минералов, кристаллизующихся в очагах, отвечающих глубинам 150–200 км. Интрателлурическая кристаллизация предшествует внедрению мантийных магм в земную кору. В число интрателлурических минералов входит и алмаз, захватывающий в виде включений минералы самой ранней мантийной кристаллизации – гранат, пироксены, оливин, хромит, сульфиды, *востит*, *самородное железо*. По включениям характерных минералов алмазы подразделяются на перидотитовый, клинопироксенитовый и эклогитовый типы.

Алмазы так называемого перидотитового типа содержат включения богатых никелем сульфидов, оливина, пиропы, пироксенов и хромита. Образование их в глубинных очагах в режиме высокого давления (40–60 кбар) определяет специфику их состава, обусловленную широким полем стабильности пиропы, концентрирующего в своем составе Al_2O_3 , вследствие чего клинопироксены, ортопироксены и хромит (рис. 92) кристаллизующиеся в алмазной фации глубинности совместно с алмазом, крайне бедны этим компонентом.

Однако, эта специфика состава минералов, образующих включения в алмазе перидотитового типа, не свойственна самим пироповым перидотитам, являющимся по отношению к алмазу вмещающими породами. Алмазы с включениями хромита и бедных глиноземом пироксенов, в общем случае, находятся в хромшпинелевых перидотитах, содержащих пироксены, более богатые Al_2O_3 . Согласно диаграмме, это определяет полифациальность алмазных перидотитов по режиму давления, характеризуя их как интрузивные породы. Начало их кристаллизации относится к алмазной фации глубинности (поле I на рис. 92), а полная консолидация этих пород происходит далеко за ее пределами – на более высоких уровнях мантии или в земной коре.

На рис. 92 показана однонаправленность изменения состава равновесных хромшпинели и энстатита в пироповых перидотитах. При достаточно высоком давлении, отвечающем кристаллизации пироповых дунитов, гарцбургитов (поле II) и лерцолитов (поле III), оба этих минерала бедны глиноземом. Заштрихованные поля составов минералов энстатит-хромшпинелевой ассоциации отвечают нодулям ультраосновных пород в кимберлитах Якутии и Южной Африки. Характерный сдвиг составов энстатита и шпинели с переходом от ранних минеральных ассоциаций к поздним (поле IV) отражает значительное понижение

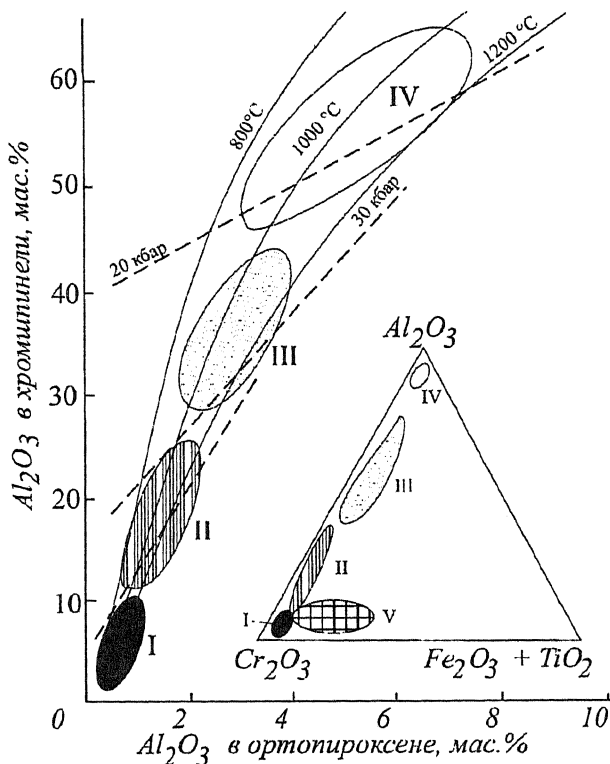


Рис. 92. Минеральные фации глубинности гипербазитов, выделяемые по составу хромшпинели [Маракушев и др., 1998]: I – минеральные включения в кристаллах алмаза, его сростки и спутники; II – хромит–пироповые дуниты и перидотиты; III – хромшпинель–пироповые дуниты, перидотиты и пироксениты; IV – шпинелевые дуниты, перидотиты, алькремиты, кельфиновые каймы в пироповых перидотитах; V – хромит–ильменитовые, цирконовые и флогопит–диопсидовые породы, глиммериты, пироповые верлиты и клинопироксениты, пегматоидные гигантокристаллические породы, представленные мегакристами. Изотермы и изобары проведены по [Ньютон, 1979] с уточнениями.

давления в ходе формирования гранатовых перидотитов кимберлитовых трубок. Этому полду отвечают составы минералов из кельфиновых кайм на гранатах и алькремитов. Последние представляют собой относительно малоглубинные породы, образующиеся при отщеплении Fe–Al остаточных расплавов.

Большая глубинность магматических очагов кристаллизации алмаза отражается и на составе пироба, в который при высоком давлении входит *кноррингитовый* компонент, так что пироп в равновесии с хромитом содержит до

10 мас.% Cr_2O_3 . Флюидный характер перидотитовых глубинных магматических очагов доказывается редкими находками включений флогопита в алмазе.

Гранатовые клинопироксениты и эклогиты различаются, прежде всего, по составу клинопироксена. В алмазе клинопироксенитового типа клинопироксен значительно беднее глиноземом по сравнению с клинопироксеном эклогитового алмаза, отличающегося высоким содержанием жадеита.

Другая генетически важная особенность клинопироксенов, находящихся в виде включений в алмазе – это содержание в нем примеси калия, образующего минерал KAlSi_2O_6 , причем только при очень высоком давлении. По этому признаку клинопироксены алмазной фации глубинности принципиально отличаются от клинопироксенов самих гранат-клинопироксеновых пород, в том числе содержащих интрателлурический алмаз. Это различие клинопироксенов является также прямым доказательством полифациальности алмазоносных гранатовых клинопироксенитов и эклогитов, начало кристаллизации которых происходило на глубинах алмазоносной мантии, а завершение – на более высоких уровнях мантии и в земной коре.

Надежным признаком коровой консолидации гранат-клинопироксеновых пород служит наличие их плагиоклазовых разновидностей в кимберлитовых трубках Якутии. Обычно они интерпретируются как полностью коровые образования, сформировавшиеся в фундаменте платформ, но этому противоречат находки в них алмазов и вхождение в их состав клинопироксенов с повышенным содержанием K_2O . Эти признаки свидетельствуют о глубинной начальной кристаллизации плагиоклазовых гранат-клинопироксеновых пород, образующих нодулы в кимберлитовых трубках, которые по содержанию калия в клинопироксене находятся в одном ряду с гранат-клинопироксеновыми ассоциациями во включениях в алмазах.

Таким образом, калиевые пироксены в породах глубинного происхождения являются реликтовыми (продуктами этапа интрателлурической кристаллизации алмазоносных магм), они образуют идиоморфные включения в алмазе, гранате, а также в центральных частях зерен клинопироксенов, завершавших кристаллизацию при невысоком давлении.

Помимо клинопироксенов с повышенным содержанием калия, и алмаза, к показателям этапа глубинной кристаллизации гранат-клинопироксеновых пород можно отнести содержащийся в них коэсит. В кристаллах алмаза клинопироксенитового и эклогитового типов коэсит образует включения совместно с *тирротинном*, гранатом, клинопироксеном, цирконом, рупилом, кианитом.

Особенно ярко полифациальность проявлена в минералах, начало кристаллизации которых относится к глубинам алмазоносной мантии при давлении порядка 50 кбар. В этих условиях возникают многие специфические особенности минералов, отличающие их от минералов более поздней кристалли-

защиты в восходящей интрузии магмы в мантии и в земной коре, где происходит консолидация пород. К таким специфическим особенностям минералов, свойственным только алмазонасной фации глубинности, относятся примесь *кноррингитового* компонента $Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$ в пиропе ультраосновных пород (пироповых перидотитов) или калиевого жадсита $KAlSi_2O_6$ (гранатовых клинопироксенов, эклогитов). Важную информацию дает сопоставление состава минералов, образующих включения в алмазе, с составом одноименных минералов эклогитов, гранатовых клинопироксенов и пироповых перидотитов, кристаллизовавшихся позднее алмаза в ходе восходящей интрузии алмазонасных магм из глубинных магматических очагов с соответствующим снижением литостатического давления..

Минералы горных пород земной коры. Минеральные ассоциации *коровых магматических пород* являются важными показателями глубинности их образования. Эффект снижения литостатического давления на расплавы, восходящих интрузией полностью затушевывается эффектом снижения флюидного (в основном водного) давления, которое сопровождается повышением температуры кристаллизации минералов с соответствующим обогащением кристаллизующихся минералов легкоплавкими компонентами. Этим усиливается обычная для магматических пород кристаллизационная зональность минеральных зерен, в которых тугоплавкие компоненты концентрируются в их центральных частях. Повышение температуры кристаллизации минералов, с переходом от глубинной (плутонической) фации к малоглубинной и приповерхностной (вулканической) имеет значительный размах, измеряемый сотнями градусов. Это повышение наглядно отражает флюидный характер магматизма и определяет принципиальное различие минералогии плутонических и вулканических изверженных пород. Поскольку все они связаны своим происхождением с очагами более глубинными по сравнению с уровнем их окончательной консолидации, всем им свойственна полифациальность.

С переходом от *плутонических пород* к *вулканическим*, благодаря возрастанию температуры, принципиально изменяется кристаллическая структура минералов в направлении ее разупорядочения, что радикально изменяет их оптические характеристики и существенно расширяет возможности изоморфизма компонентов в минералах. В вулканических породах минералы характеризуются значительно более разнообразным набором химических элементов-примесей.

Отделение флюидов от магм в ходе снижения давления при экструзиях сопровождается их переохлаждением и ведет к образованию зональных кристаллов и вулканического стекла. Миграция флюидных компонентов из расплавов происходит дифференцированно вследствие их неодинакового химического сродства к силикатным расплавам (различной отделяемости от магм). Поэтому при переходе от плутонической фации к вулканической существен-

но изменяется не только флюидное давление, но и компонентный состав флюидов. Особенно ярко выражена более легкая отделяемость водорода относительно воды, вследствие чего с уменьшением глубинности и отделением флюидов содержание в них H_2 относительно H_2O (восстановленность флюидов) понижается. Этим обусловлено фаціальное различие пород по степени окисления элементов, которая значительно выше в вулканических породах по сравнению с плутоническими.

Различие по температуре кристаллизации вулканических пород отражает меру влияния флюидов на плавление составляющих их минералов. В отношении воды это влияние характеризуется диаграммой (рис. 93), на которой видно, что эффективность воздействия водного давления на температуру плавления минералов возрастает в последовательности: пироксен-кварц-ортоклаз-альбит-анортит-нефелин. Соответственно в вулканической и плутонической фациях значительно различаются по температуре образования породы, богатые минералами, расположенными в конце ряда. Поэтому самое эффективное флюидное воздействие прослеживается в нефелиновых породах, которые в вулканической фации отвечают очень высокой температуре кристаллизации обычно до 1200 (фонолиты) и 1400°C (лейцитовые фонолиты и нефелиниты), а в плутонической фации температура их кристаллизации

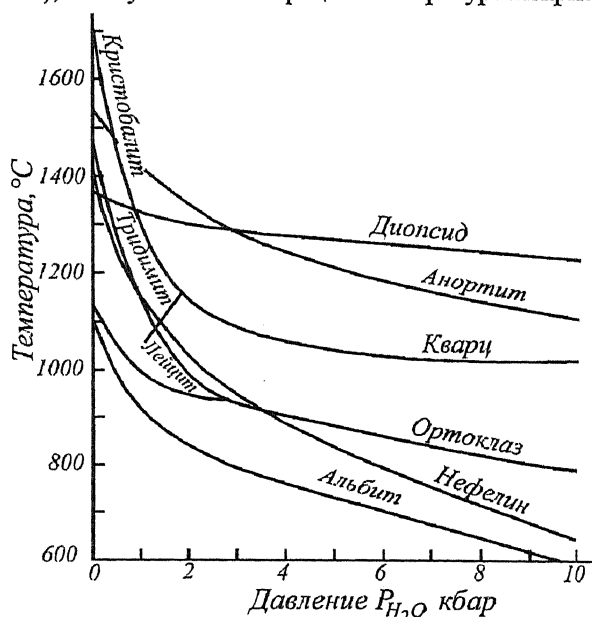


Рис. 93. Зависимость температуры плавления породообразующих минералов от давления H_2O

обычно невысока (600–750°C). Значительно это различие для полевошпатовых пород (риолиты-граниты, трахиты-сиениты и др.), тогда как для пироксеновых пород (базальты-меланократовые габбро и др.) фактор глубинности не имеет столь важного значения.

Под воздействием флюидов изменяется не только температура кристаллизации пород, но и состав магматических эвтекстик (предельных магм) и, следовательно, направления магматической эволюции. Состав эвтекстик при флюидном воздействии обогащается теми минералами, на температуру плавления которых флюиды данного компонентного состава оказывают наиболее эффективное влияние. По возрастанию эффективности флюидного воздействия породообразующие минералы располагаются в ряд пироксен (оливин) – альбит – анортит – ортоклаз – нефелин, который отражает последовательность взаимного вытеснения минералов из магматических эвтекстик с возрастанием водного давления. В результате при общем понижении температуры кристаллизации намечаются тренды магматической эволюции в сторону пород, все более обогащенных минералами, расположенными в конце ряда, т.е. наиболее подверженными флюидному воздействию: от габбро к анортозитам, от йолитов к уртитам и др. Эффективно влияют на температуру кристаллизации магм и их эвтекстические составы и многие другие компоненты флюидов.

Метаморфические и метасоматические породы в общем случае отличаются от изверженных горных пород более низкотемпературным характером, что накладывает отпечаток на составляющие их минералы в направлении их более упорядоченной атомной структуры и широкого распространения водных минералов, менее свойственных изверженным породам (хлорит, эпидот, мусковит и др.).

Метаморфические горные породы образуются на месте осадочных и изверженных пород при воздействии на них глубинных флюидов, температуры и давления путем перекристаллизации в твердом состоянии.

Важное значение в геологических исследованиях имеет выявление природы первичных пород, подвергшихся метаморфизму, и соответственно систематика метаморфических образований по исходным породам. Но при этом не следует ожидать полного соответствия исходных и метаморфических пород, так как метаморфизм имеет большей частью аллохимический характер. При метаморфизме всегда в той или иной мере изменяется первичный химический состав пород в отношении не только летучих (H_2O , CO_2 , O_2 и др.), но и многих других компонентов (Cl, F, Na_2O , K_2O , и др.). Однако большей частью эти изменения не настолько значительны, чтобы нельзя было установить природу первичных пород, подвергшихся метаморфизму. Различают продукты метаморфизма глинистых отложений, основных эффузивов и их туфов, мергелей, граувакков, кис-

Таблица 48

Классификация метаморфических образований по составу исходных пород, подвергшихся метаморфизму

Исходные породы	Метаморфические породы	Главные минералы
Глины (пелиты)	роговики	кварц, полевые шпаты, андалузит, кордиерит, магнетит, биотит
	гнейсы	кварц, полевые шпаты, биотит, мусковит, ставролит, силлиманит, андалузит, кордиерит, гранат
	слодяные сланцы	кварц, слюда, хлорит, хлоритоид, альмандин, пирофиллит, стильпномелан
Мергели, известковистые туфы, грауваски, основные эффузивы, их туфы, габбро и габброиды (базиты)	пироксеновые роговики	полевые шпаты, пироксены, кварц, амфиболы
	амфиболиты, пироксен-плагноклазовые основные кристаллические сланцы	плагноклаз, роговая обманка, диопсид (гиперстен), гранат
	эпидотовые амфиболиты	плагноклаз, эпидот, роговая обманка, кварц
	хлоритовые (зеленые) сланцы, порфиригоиды, спилиты	альбит, эпидот, хлорит, актинолит, кварц, пренит, пумпеллит, кальцит
	глаукофановые (голубые) сланцы, жадеитовые метаграуваски	глаукофан, хлормеланит, эгирин, рибекит, альмандин, эпидот, хлорит
эктогиты	альбит, лавсонит, жадеит, арагонит, кварц, гранат, пироксены, амфиболы, плагноклаз, ксанит, рутил, цоизит	
Перидотиты (гипербазиты)	амфиболовые, хлоритовые, тальковые сланцы, талькиты, серпентиниты	оливин, пироксены, амфиболы, хлорит, магнетит, тальк, брусит, магнезит, доломит, серпентин
Кислые эффузивы, гранитоиды, аркозовые песчаники	серпигитовые сланцы, порфириды, альбитофиры	серпигит, альбит, кварц, хлорит
	гнейсы	кварц, полевые шпаты, биотит
Кварцевые песчаники	кварциты	кварц и акцессорные: слюды, полевые шпаты, дистен, силлиманит, виридин, спессартин, диопсид, тремолит, апатит и др.
Известняки, доломиты, магнезиты	мраморы	кальцит, доломит, магнезит, диопсид, форстерит, шпинель, флогопит, тремолит, тальк, гидроталькит
Железистые и марганцовистые кремнистые осадки	магнетитовые, гематитовые и марганцево-рудные кварциты, гондиты	кварц, магнетит, гематит, окислы марганца, спессартин, пьомонит, амфиболы
Бокситы, латериты	наждаки	корунд, диаспор, шпинель, гематит, магнетит

лых эффузивов, песчаников, карбонатных пород, гипербазитов, железистых и марганцовистых кремнистых отложений бокситов. Главнейшие метаморфические производные этих пород и типичные минералы приводятся в табл. 48.

Наиболее широко в метаморфических комплексах распространены продукты метаморфизма глинистых (пелитовых) отложений и основных вулканических пород.

Метасоматические породы представляют обширную группу, имеющую свою специфику минерального состава. Процесс минералообразования, происходящий в твердом состоянии с существенным изменением химического состава под действием флюидов и растворов, производящих привнос и вынос химических компонентов, определяет сущность метасоматоза. Поскольку такой процесс возможен при разных P и T и химических условиях, образующиеся метасоматиты могут быть сложены парагенезисами, сходными с парагенезисами магматических и метаморфических пород и разнообразных жил, в том числе и рудных.

Отличительной особенностью метасоматитов является метасоматическая зональность закономерно сменяющих друг друга парагенезисов и малое количество минералов в каждом парагенезисе в сравнении с исходной (подвергнутой метасоматозу) породой.

Причиной образования метасоматитов является возникшее неравновесие между исходной породой (субстратом) и флюидом (раствором), в силу тех или иных причин начавшим движение сквозь поры породы. Происходящие обменные реакции приводят к образованию метасоматической колонки, на протяжении которой происходит химическое уравнивание парагенезисов с растворами.

В зависимости от кислотно-основных характеристик флюидов, производящих метасоматические изменения, условий глубин и температуры, выделяются многочисленные типы метасоматитов, объединяющиеся в три главные группы – метасоматиты кислотного выщелачивания, щелочные и магнезиально-кальциевые метасоматиты [Метасоматоз и метасоматические породы, 1998]. В кислотных условиях образуются березиты, гумбениты, вторичные кварциты, грейзены, пропициты и другие, и ведущим минералом в них является кварц и/или другие кислотные минералы (пренит, турмалин, эпидот, тальк, серицит, хлорит, карбонаты, *пирит* и др.). В щелочных метасоматитах главную роль играют нефелин и другие фельдшпатоиды, щелочные полевые шпаты, щелочные пироксены и амфиболы, биотит и др. В магнезиально-кальциевой группе метасоматитов (скарны, флогопититы, слюдясто-карбонатные и др.) широко представлены пироксены, амфиболы, ортосиликаты, флогопит, хлорит, серпентин.

СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Булах А.Г. Общая минералогия. Учебник. Изд-во Санкт-Петербургского Ун-та. 1999. 354 с.
- Винчелл А.Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1953. 562 с.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. 5 т. М.: Мир, 1965 (1–2 тт.), 1966 (3–5 тт.).
- Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 248 с.
- Лучицкий В.И. Петрография. Т. 1. М-Л.: Госгеоллиздат, 1947. 332 с.
- Минералогическая энциклопедия. Под редакцией Фрея К. Л.: Недра, 1985. 512 с.
- Минералы. Справочник. Т. II–IV. М.: Наука, 1963–1996.
- Соболев Р.Н. Методы оптического исследования минералов. М.: Недра, 1990. 283 с.
- Татарский В.Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод. М.: Недра, 1965. 306 с.
- Трегер В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 185 с.
- Четвериков С.Д. Методика кристаллооптических исследований шлифов. М.: Госгеоллиздат, 1949.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Наилучшим руководством для определения главнейших породообразующих минералов является работа Лодочникова В.Н., где очень хорошо разбираются диагностические признаки минералов. В.Н.Лодочников делает упор на показатели преломления, отводя второстепенную роль коноскопическому методу. Однако можно привести много примеров, когда только определение оптического знака или примерной величины угла оптических осей может дать достоверный ответ (кварц–нефелин, обыкновенная роговая обманка – гаслингит, серицит–фенгит и т.д.).

В предлагаемой схеме определения минералов в основу первого разделения минералов на большие группы положены осьность и оптический знак минерала (табл. I–IV), как свойства, в которых исключена какая-либо двойственность, кроме случаев, когда $2V=90^\circ$, и тогда используется любая из двух групп: либо положительные, либо отрицательные.

В каждой выделенной по оптическому знаку группе минералов дальнейшее определение ведется по рельефу: отрицательный (показатель преломления минерала меньше показателя преломления канадского бальзама) и положительный (больше канадского бальзама), где по шагреневой поверхности выделяются группы с низким, средним, высоким и очень высоким рельефом (см. табл. 3) с некоторым изменением границ групп, выделенных В.Н.Лодочниковым (1955).

Объединение части групп минералов, выделенных В.Н.Лодочниковым по показателям преломления, связано с тем, что практически довольно хорошо различается рельеф в пределах предлагаемой нами градации:

низкий, средний, высокий, очень высокий, а более подробное деление не находит достаточно объективных, улавливаемых глазом, признаков различия рельефа и шагреневой поверхности.

После установления рельефа определяется погасание, при этом для одноосных минералов по схеме это необходимо только там, куда попадают псевдоодноосные минералы, такие как биотит, санидин, пижонит и т.п. Дальнейшее разделение минералов проводится по знаку удлинения, и для целого ряда минералов набор этих констант оказывается достаточным для их диагностики. В ряде справочников указывается, что отрицательным или положительным удлинением минерал обладает в том случае, если соответствующая ось индикатрисы (N_g или N_p) образует с удлинением угол менее 30° . Но как быть с такими минералами, как ортит, арфведсонит, эгирин-авгит, кианит, у которых углы погасания колеблются в пределах $10-35^\circ$ и доходят даже до 47° , и с рядом других минералов переменного состава? Выбрасывать, как признак, из диагностики интервал $30^\circ-45^\circ-30^\circ$ нецелесообразно, так как этот интервал весь заполняется постепенными переходами углов погасания от меньших величин и нередко с перекрытиями. Поэтому и принимаем за границу раздела положительного и отрицательного удлинения угол погасания 45° .

Ход определения в каждой из появившихся групп, после установления знака удлинения, обуславливается свойствами конкретных минералов, входящих в данные группы: в одних случаях на первое место выходит двупреломление, в других – собственная окраска, в третьих – угол оптических осей или угол погасания, или дисперсия оптических осей и т.д.

Рассмотрим определение кварца и роговой обманки по полученным константам.

Пример № 1

Кварц – одноосный, оптически положительный, низкий положительный рельеф, ксеноморфный, изометричный, т. е. отсутствует удлинение, без спайности, $n_e - n_o = 0,009$. По схеме находим:

одноосный положительный — рельеф положительный низкий — удлинение. Здесь три варианта: “–”, “+” и “не характерно”. Отсутствие у минерала вытянутых ограненных кристаллов оставляет вариант – “не характерно” и остается один минерал – кварц. Для его диагностики наличие или отсутствие спайности и двупреломление уже не потребовались.

Если неправильно определен рельеф как “средний” (что даже при небольшом навыке исключается), то даже и в этом случае, определяя вместо кварца эвдиалит, по минеральной ассоциации тут же обнаруживается ошибка.

Пример № 2

Роговая обманка – двуосная, оптически отрицательная, $2V=60-70^\circ$, рельеф средний, положительный, густоокрашена с ясным плеохроизмом от зеленого цвета по N_g до светло-желтовато-зеленого по N_p ; $c:N_g=18^\circ$, удлинение положительное, спайность в 2-х направлениях под углом 56° . По схеме ключа мы быстро доходим до обыкновенной роговой обманки.

Допустим, неправильно определен рельеф. Попасть в группу минералов с низким рельефом при наличии ясной шагреневой поверхности, которая наблюдается у обыкновенной роговой обманки, невозможно. Следовательно, возможна ошибка с попаданием в группу высокорельефных минералов. В этом случае по схеме возможен только один минерал – гастингсит, но у него $2V < 40^\circ$, тогда как у роговой обманки – $60-70^\circ$, и эта разница хорошо заметна по коноскопической фигуре.

В предлагаемом ключе определителя минералов есть и плагиоклазы, но углы погасания, столь характерные для них, здесь не приводятся. Это связано с тем, что для двойникованных плагиоклазов существуют многочисленные хорошие методы определения, но в метаморфических породах плагиоклазы часто лишены двойникования и должны определяться как и прочие минералы, а для определения характера погасания (прямое, косое) можно использовать лишь какую-либо спайность.

Для изотропных минералов в основу разделения положен цвет, а затем рельеф и далее – форма и характер спайности, при этом в ряде случаев при более детальном делении признаков минералов приходится возвращаться снова к окраске (но уже выделяя оттенки) либо к рельефу (табл. V).

Таблица IV

ДВУОСНЫЕ ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ

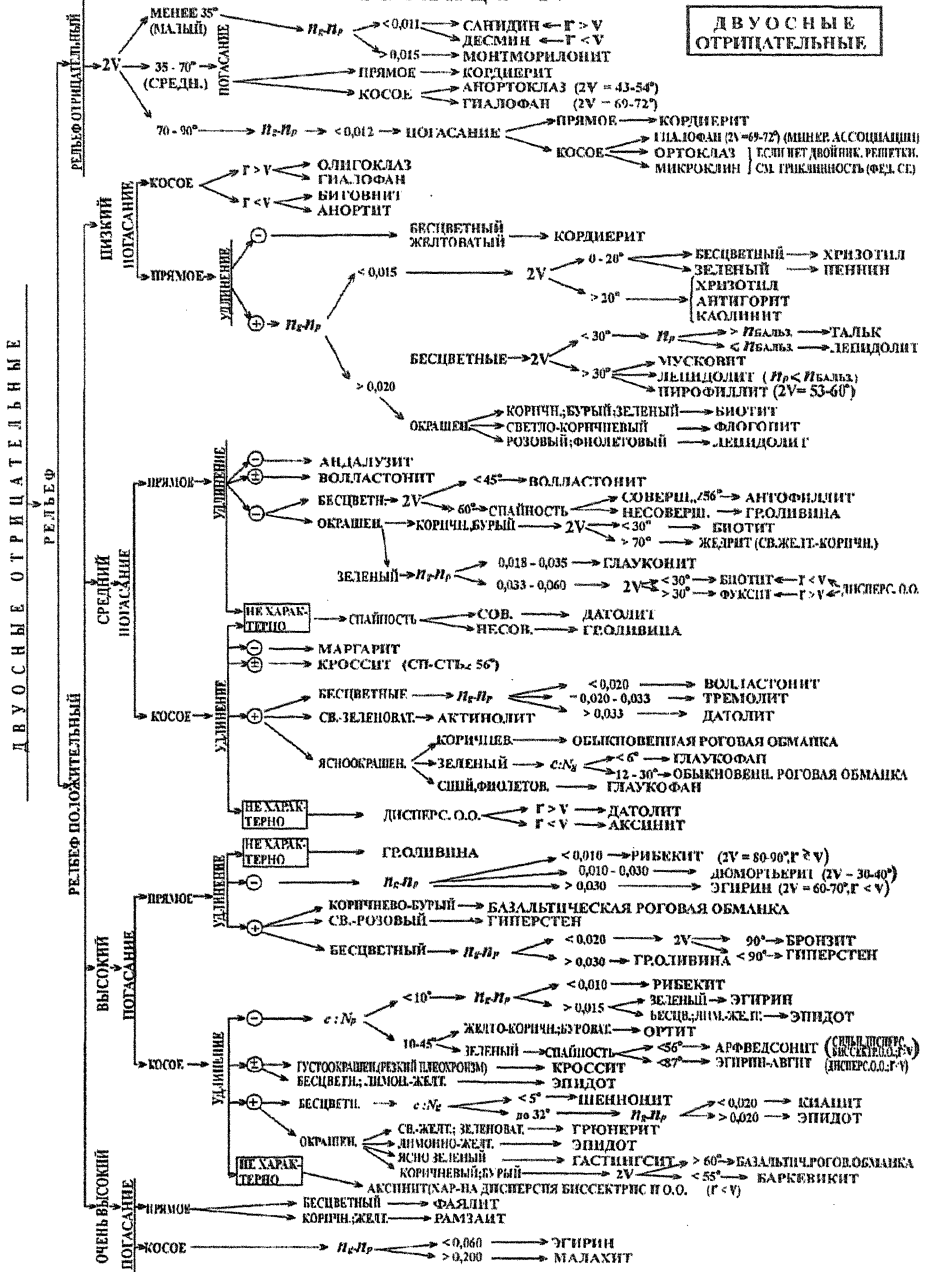
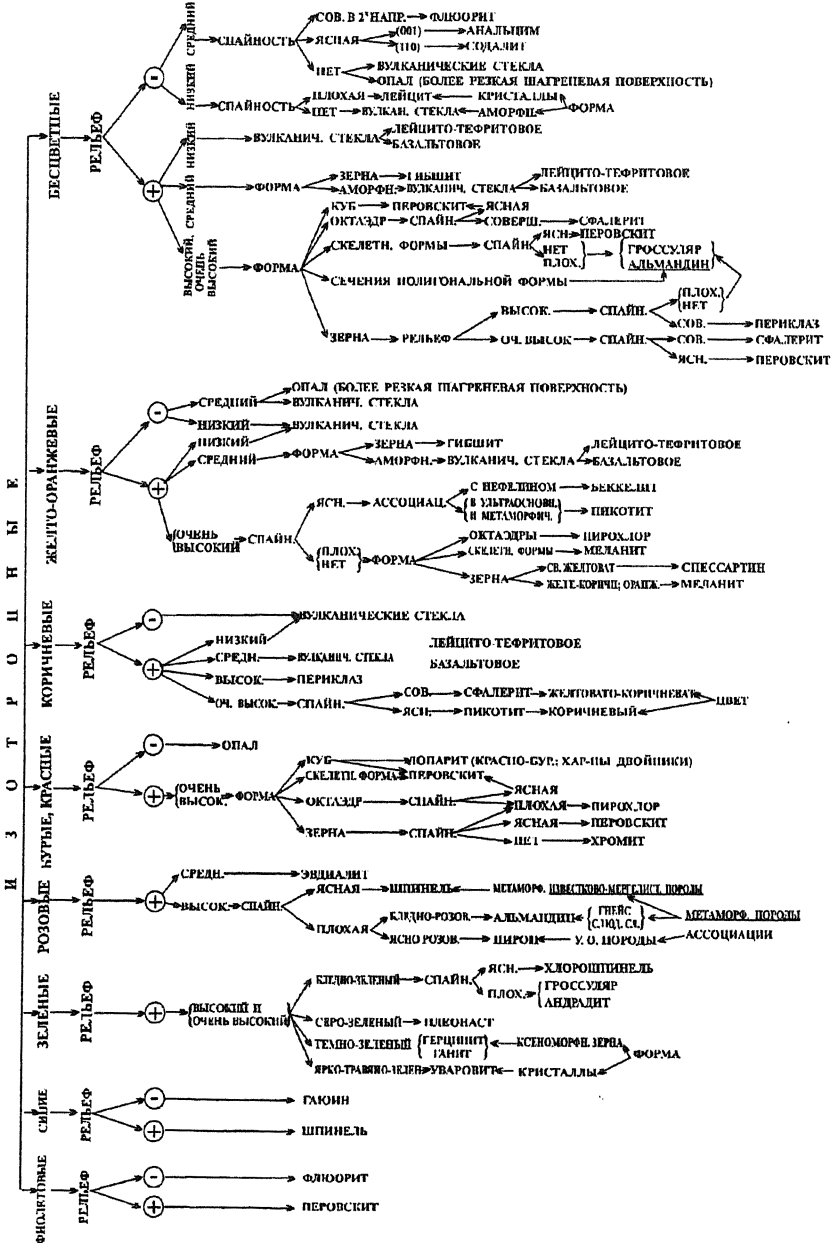


Таблица V



УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ

- Абукуматит* 279
 Авгит (Aug) 58, 61, 133–135, 139, 140, 145, 147, **148–149**, 152, 153, 250
Агат 257
 Адуляр 108, 131, 155, 207, **217–228**, 240, 277, 281
Аквамарин 278
 Акерманит (Ак) 92, 162, 249
 Акмит (Асм) **153–156**
Аксинит (Ах) 132, 252
 Актинолит (Act) 91, 143, 167, 170, 171, **173–176**, 177, **183–185**, 207, 209, 240, 265, 277
 Алланит (Aln) 100, 105, **108–109**
Алмаз (D) 85, 87, 97, 140, 192, 258, 262, 288, 290, 291–294
 Альбит (Ab) 105, 114, 117, 119, 122, 124, 131, 155–157, 159, 187–189, 192, 198, 207, 209, 214, 215, **217–242**, 248, 252, 257, 295
 Альмандин (Alm) 85, 94, **98–99**, 119, 120, 157, 158, 170, 172, 173, 187, 197, 207, 258
Амазонит 228
Амблигонит 199, 281
Амезит 208
Амозит 171
 Амфибол (Am) 20, 35, 53, 81, 97, 103, 105, 108, 109, 114, 155, **164–189**, 190, 206, 207, 240, 242, 258, 259, 261, 265, 270, 297
 Анальцит (Anal) 94, 131, 246, 248, 250, **251–252**, 253, 257
Анатаз 260, 261, 263, 284
 Ангидрит (Anh) 100, 108, 245, **269–270**
 Андалузит (And) 109, **110–111**, 117–120, 122, 213, 281, 297
 Андезин 215, **229**
 Андрадит (Adr) 94, **99–100**, 153, 156, 162, 269
 Анкерит (Ank) 114, 173, 177, 261, 271–273, 276, **277**
Аннит (Ann) 192, 199
 Анортит (An) 85, 151, 152, 162, 214, 215, 219, 220, **228–242**, 245, 286, 287, 295
 Анортоклаз 221, 223, 227
 Ангигорит (Atg) **207–210**
 Антофиллит (Ath) 117, 140, **165–171**, 172, 207, 211, 212
 Апатит (Ap) 32, 58, 61, 68, 92, 93, 102, 11, 113, 120, 122, 188, 248, 249, 260, 267, 271, **278–282**, 284
Арагонит (Arg) 273
 Арфведсонит (Arl) 81, 155, 167, 184, 186, **187–189**
Ахроит 124
Баделейт 131
 Базальтическая роговая обманка 176–178, **181**
 Барит 122, 269, **271**
 Барруазит 166, 183
Бастнезит 188
 Берилл 114, **120–121**, 159, 281
Бертьерин 208
Биксбит 122
 Биотит (Bt) 47, 48, 52, 61, 93, 110, 113, 114, 117, 119, 120, 127, 129,

- 131, 132, 140, 172, 173, 181,
182, 190–192, 197, **199–202**, 206,
207, 213, 227, 242, 249, 261, 267,
282, 297
- Битовнит 152, 162, 286
- Бороферрит* 104, **120–121**, 122
- Брейнерит* 268, 273, 276
- Бритолит* 278, 279
- Бронзит 134, **137**, 138, 139
- Брукит* 260, 261
- Брунсвигит 204–206
- Брусит (Brc) 89, 206, 211, 262,
267–268, 275
- Бустамит (Bst) 88, 89, 147, 160, **163**
- Бюргерит* 124
- Везувиан (Ves) 92, 100, 102, **103–**
104, 107, 108, 199, 243, 249
- Верделит* 124
- Вермикулит* (Vrm) 201
- Виллоит* 92, 103, 104
- Винчит 166, 183
- Виридин* 110
- Вишневит **253–255**
- Волластонит (Wo) 89, 94, 100,
104, 132, 153, 159, **160–163**,
174, 213, 246, 257, 257
- Вольфрамит* 122
- Вюстит* (Wus) 87, 291
- Гакманит* 253
- Галаксит* 264, 278
- Галенит* 269
- Галит* 261
- Ганит 264, 265
- Гарниерит* 208
- Гастингсит (Hs) 173, 177, **180**,
181, 189, 248
- Гаюин 93, 246, 252, 257
- Геденбергит (Hd) 81, 133–135,
143–146, 149, 153, 160, 162, 246
- Геленит (Gh) 92
- Гематит* (Hem) 108, 153, 173, 187,
189, 267
- Герцинит (Hc) 119, 127, **264–265**, 286
- Гиалосидерит 83
- Гиацинт* 128
- Гидденит* 159
- Гидраргиллит* 253, 255
- Гидроандрадит 95, **101**
- Гидрогранат* 92, 95, 100, **101–103**
- Гидрогроссуляр 92, 95, **101**
- Гидроксиланатит* 278, 279
- Гидроксиферрувит* 124
- Гидромагнетит* 268
- Гидромусковит* 191, 194
- Гидрослюда 190–202, 268
- Гидротальцит* 265
- Гизекит* 248
- Гимнит* 208
- Гиперстен 134, **137**, 138–140, 172, 288,
297
- Гипс (Gp) 63, 269, **270**
- Глауконит (Glt) 190, 191, **200**, 201
- Глаукофан (Gln) 105, 107, 108, 114,
155, 156, 166, 167, 176, 183, 184,
185–187, 188, 198, 297
- Глаукохроит* 88
- Гортонолит 83
- Гранат (Grt) 85, 89, 91, **94–103**, 105,
108, 109, 112, 117–120, 122, 127,
132, 141, 152, 153, 155, 157–159,
162, 163, 170, 172, 181, 189, 197,
198, 207, 210, 240, 246, 249, 255,
257, 258, 264, 269, 283, 284, 291,
297
- Графит* (Gr) 212, 288, 290
- Гриновит* 130
- Гринолит* 208
- Гроссуляр (Grs) 94, **99–100**, 104, 151,
158, 162, 163, 199, 257, 258
- Гровестит* 208

- Грюнерит (Gru) 165, 168, 170, **171–173**
- Гумит (Hu) 85, 86, **89–91**, 117, 170, 199, 210, 264, 268, 270, 276
- Давин* 254
- Данбурит* 132
- Датолит **132**, 213, 252
- Дафнит* 204, 205
- Девейлит* 208
- Делессит 203, 206
- Диабантит* 204–206
- Диаспор* (Dsp) 199, 253, 259, 265, 297
- Дизаналит* 262, 263
- Диопсид (Di) 86, 89, 94, 102, 104, 108, 133–140, **143–146**, 149, 151, 153, 160, 162, 175, 181, 184, 185, 210–212, 246, 249, 258, 275, 286, 297
- Дипир 243
- Дистен 109, **111–112**, 117, 118, 120, 151, 173
- Джерфшиерит* 192
- Добреелит* 288
- Доломит (Dol) 86, 91, 126, 162, 170, 175, 177, 188, 210, 211, 257–259, 261, 262, 264, 265, 267, 268, 271–273, **275**, 276, 277, 283
- Донбассит* 202
- Дравит (Drv) 118, 123, **124–126**
- Жадеит (Jd) 133, 135, 143, 153, **156–157**, 158, 187, 189, 257
- Жедрит (Ged) 117, 119, **165–171**, 172, 207
- Железо* 87
- Жильбертит* 159
- Изумруд* 120, 121
- Иллит* (Ill) 200
- Ильваит* 177
- Ильменит* (Ilm) 85, 87, 90, 91, 131, 157, 158, 189, 210, 261, 263, 267, 286
- Ильменорутит* 260, 261
- Индиалит* 114
- Индиголит* 124
- Иоганнсенит (Jh) 133, **146–147**, 160
- Истонит* 192, 199
- Иттрофлюорит* 282
- Иттроцерит* 282
- Йодерит* 186
- Калиофилит* 246
- Кальсилит* (Kls) 246, **248–249**, 250
- Кальцит (Cal) 30, 86, 89, 91–94, 99–105, 108, 126, 127, 132, 147, 153, 161–163, 170, 173, 175, 177, 184, 189, 198, 199, 201, 207, 210, 212, 255, 239, 240, 245, 246, 249, 253, 255, 257, 259, 262–265, 268, 270–272, **273–275**, 276, 283, 297
- Камасит* 286–288
- Канкринит (Ccn) 61, 246, 248, **253–255**, 257, 270
- Каннилоит* 173, 174
- Каноит* 146, 147
- Каолинит* (Kln) 113, 122, 196, 197, 201, 239
- Капиллитит* 277
- Карбонат апатит* 280
- Карбонат вишневит* 254
- Карбонат канкринит* 254, 255
- Карнегиит* (Cgn) 246
- Карфолит* 113
- Касситерит* (Cst) 20, 109, 122, 129, 131, 199, 260, 263, 269, 272
- Катофорит (Ctp) 166, 183, 188
- Квандилит* 264
- Кварц (Qtz) 20, 32, 33, 58, 61, 63, 85, 87, 88, 99, 100, 102, 105, 108, 110, 114, 116–124, 127, 129, 132, 140, 147, 152, 153, 155–157, 159, 161–163, 170, 173, 175, 177, 181, 187, 189, 190, 197–199, 201, 207, 210–214, 221, 225–228, 233, 237, 240,

- 241, 246, 248, **256–258**, 259–
261, 264, 265, 270, 274–277,
281, 283, 284, 287, 295, 297
- Кейльгауит* 130
- Кеммерерит* 204
- Керолит* 208
- Керсутит (Krs) 173, 181, **182**
- Кианит (Ky) 109, **111–112**, 117, 118,
120, 157, 173, 198, 212, 293
- Кианофиллит* 113
- Килхоанит* 94, 102, 162
- Кириштейнит* 88
- Клейофан* 269
- Клиноамфибол (Cam) 164, **171–189**
- Клиногумит (Chu) 86, **89–91**, 142
- Клинопироксен (Cpx) 20, 85, 87,
97, 100, 101, 103, 105, 107,
109, 114, 117, 132–135, 139,
140, **142–159**, 176, 213, 258,
270, 287
- Клиноферросилит (Cfs) 133, 135
- Клинохлор 170, **204–207**
- Клиноцоизит (Czo) 102, 104,
106–108, 239
- Клиноэнстатит (Cen) 133, 135
- Клинтонит* 104, 120, 192, 194, 199
- Кнебелит* 88
- Кнопит* 262
- Кноррингит* 292, 294
- Кобальтхромит* 264
- Когенит* 288, 289
- Коллофан* 280
- Колумбит* 122
- Кордиерит (Crd) 110, 113, **114–**
118, 119, 126, 127, 129, 141,
170, 173, 226, 240, 241, 257,
275, 298
- Корнерупин* (Krn) 117, 212, 259
- Корунд (Crm) 117, 118, 170, 199, 207,
257, **258–259**, 264, 265, 297
- Корундофилит* 204–206, 208
- Котоит* 267, 268
- Кочубеит* 203
- Козсит (Cs) 87, 157, 159, 189, **257–258**
- Криолит* 122
- Кристобалит* (Crs) 256
- Крокидолит* 187
- Кронштедтит* 208
- Кроссит 155, 156, 186
- Ксантофилит* 194
- Ксенотим* 61, 129
- Ксонотлит* 161
- Күкеит* 203
- Күлсонит* 264
- Куммингтонит (Cum) 138, 165, 167–
170, **171–173**, 174, 177, 189
- Кунцит* 159
- Купроитинель* 264
- Кустидин* 240, 241
- Лабрадор 215, **229–242**
- Лавсонит* (Lws) 114, 187
- Лазурит* 252
- Ларнит* 162
- Лейкофиллит* 191, 192, 194
- Лейцит (Lct) 185, 246, 248, **249–250**,
251–253, 257
- Лепидолит (Lpd) 121, 122, 124, 159,
191, 192, 194, **196**, 198, 199, 281
- Лепидомелан* 129, 192, 199, 200, 248
- Либнерит* 248
- Лиддикватит* 124
- Лизардит (Lz) 85, **207–210**
- Литионит* 129
- Литиофиллит* 281
- Лонсдейлит* 288
- Лотрит* 113
- Людвигит* 104, 126, 268
- Люсакит* 118
- Маггемит* 264
- Магнезиоарфведсонит 166, 185, **187–189**

- Магнезиогастингсит 166, 174, 177, **180**
- Магнезиокатофорит 166, 183
- Магнезиорибекит (Mrb) 166
- Магнезиогарамит 166, 183
- Магнезиоферрит* 264
- Магнезиофонит 124, **185–187**
- Магнезиохромит* 264
- Магнезит (Mgs) 126, 140, 142, 170, 171, 210, 211, 257, 259, 262, 268, 270–273, 275, **276**
- Магнетит (Mag) 20, 85, 87, 91, 93, 99, 100, 101, 104, 114, 126, 132, 138, 153, 173, 177, 181, 182, 187, 209, 210, 212, 243, 245, 262–264, 266, **267**, 268, 270, 298
- Малакон* 127, 129
- Манганохромит* 264
- Маргарит (Mrg) 120, 191, **194**, 199, 259
- Мариалит **243**
- Марматит* 100, 269
- Масутомилит* 122
- Мейонит **243**, 245
- Меланит* 93, 99, 100, 101, 131, 155, 252
- Мелилит (Mel) 89, **92–94**, 100, 102, 104, 111, 248–250, 257, 262, 263, 271, 281, 288
- Мервинит* 89, 93, 162, 263
- Микроклин (Mc) 58, 108, 159, 188, 189, **217–228**, 241, 248
- Миметезит* 278
- Миннесотаит 210
- Мицзонит 243
- Молибдосодалит* 252
- Мональбит 218
- Монацит* 129
- Монтмориллонит* (Mnt) 113, 196, 197, 211
- Монтichelлит (Mtc) 85, 86, 88, 89, 94, 100, 104, 162, 262–264, 281
- Муассанит* 288
- Мусковит (Ms) 20, 44, 63, 78, 98, 105, 112, 117, 119–121, 126, 190–192, **193–199**, 211, 213, 225, 239, 240, 297
- Мушкетовит* 267
- Натролит* (Ntr) 248, 253, 255
- Немалит* 267
- Непуит* 208
- Нефелин (Ne) 61, 93, 101, 120, 157, 187–189, 226, 227, 240, 241, **246–248**, 249, 251–255, 259, 295
- Нибейт 157, 166, **189**, 258
- Нигрин* 260
- Никельантигорит* 208
- Никельхромит* 264
- Нозеан* (Nsn) 246, 252, 253
- Нонтронит* 201
- Норбергит (Nrb) **89**
- Обыкновенная роговая обманка 167, 170, 176, **177–181**
- Оленит* 124
- Оливин (Ol) 20, 35, 44, 52, 61, 78, **82–89**, 90, 91, 93, 97, 103, 139, 158, 170, 175, 176, 181, 182, 207–210, 212, 230, 240, 248–250, 263, 264, 275, 286, 287, 291
- Олигоклаз 117, 206, 215, 224, **229**, 252
- Олигонит* 276, 277
- Омфацит (Omp) 97, 135, 145, 151, **157–159**, 242, 257, 258
- Опал* 32, 40, 187, 251
- Оргит 105, **108–109**, 246, 252, 260, 282, 284
- Оргоамфибол (Oam) 164, **165–171**, 270, 275, 276
- Оргоклаз (Or) 58, 117, 140, 197, 213, 214, **217–228**, 233, 249, 251, 252, 295

- Ортопироксен (Orx) 85, 87, 110–113, 117, 126, 133–135, **136–142**, 147, 158, 169, 170, 197, 209, 211, 240, 246, 270, 275, 287
- Осумилит* 257
- Параволастонит* 160
- Парагонит (Prg) 105, 117, 119, 127, 155, 157, 187, 191–193, **196**, 197, 198, 210
- Паргасит (Prg) 104, 151, 166, 167, 173, 177, 178, **180**, 181–185, 210, 264
- Пектолит* (Pct) 188
- Пеннин 201, **204–207**
- Периклаз (Per) 89, 91, 162, **261–262**, 267, 268, 275
- Перовскит (Prv) 87, 89, 93, 94, 104, 261, **262–263**, 268, 269, 289
- Петалит* 124
- Пижонит (Pgt) 133–135, 140, 142, 145, **147–148**, 149, 159, 286, 287
- Пикнит* 121
- Пикнохлорит 204, 205
- Пикроильменит* 87
- Пирит* (Py) 114, 209, 210, 212, 261, 267, 270, 275–277, 283, 284
- Пироксен (Px) 20, 35, 53, 93, 97, 126, 127, **133–159**, 162–165, 172, 176, 181, 190, 207, 210, 230, 240, 242, 259, 261, 286, 287, 291, 295
- Пироксмангит* 160
- Пироморфит* 278
- Пироп (Prp) 85, 94, **97**, 140, 157, 158, 258, 261, 291
- Пирофиллит* (Prf) 112, 113, 120, 211, 297
- Пирротин* (Po) 104, 243, 267, 270, 293
- Пистомезит* 276
- Плагноклаз (Pl) 58, 85, 87, 94, 97, 100, 105, 108, 109, 114, 117, 126, 139–141, 152, 153, 155, 158, 163, 170, 172, 177, 182, 189, 198, 213–215, 220, 221, 226, 227, **228–242**, 243–246, 248, 264, 270, 286, 287, 297
- Плеонаст* 263
- Повондраит 124
- Подолит* 279
- Полевой шпат (Fsp) 20, 35, 53, 61, 99, 101, 103, 110, 117, 118, 121, 126, 127, 129, 173, 181, 182, 190, 192, 197, 207, **214–242**, 248, 259, 271, 297
- Полилитионит* 191, 192, 199
- Поллуцит* 246, 249
- Пренит (Prh) 104, 105, 108, 109, 114, 127, 201, 206, 210, **212–213**
- Псевдобрукит* 122
- Псевдоволастонит* 160
- Псевдоюрингит 204
- Пумпеллиит (Pmp) 107, **113–114**, 187, 206, 209, 213, 297
- Пьемонтит* 105, 106
- Ранкнит* 94, 162, 257
- Ратовкит* 283
- Рибекит (Rbk) 155, 167, **185–187**, 189
- Рингвудит 290
- Рипидолит **204–206**
- Рихтерит 166, **183–185**, 188
- Роговая обманка (Hbl) 61, 109, 129, 131, 153, 171–174, **176–182**, 183–185, 212, 246, 252, 282, 297
- Родонит* (Rdn) 88, 89, 112, 127, 147, 160, 163, 277
- Родохрозит (Rds) 271–273, 276, **277–278**
- Россманиит* 124
- Рубеллит* 124
- Рубин* 259
- Рутил (Rt) 61, 87, 97, 109, 110, 112, 129, 132, 157, 158, 189,

- 201, 206, 210, 257, 258, **259–261**,
263, 269, 284
- Саданагаит* 173, 174
- Салит 134, **143**, 145, 152, 162, 163
- Санидин (Sa) 131
- Сапфир* 259
- Сапфирин* (Spr) 110, 113, 117, 141,
170, 259
- Свабит* 279
- Селадонит* 191, 192, 200
- Селенит* 270
- Селлаит* 88, 89, 284
- Септехлорит* 201
- Серендибит* 126
- Серицит 105, 111, 113, 114, 116, 122,
193, **196**, 198, 211, 225, 226, 239,
240, 244, 253, 275–277
- Серпентин (Srp) 85, 90, 100, 103,
138, 206, **207–210**, 211, 212, 268,
275, 276
- Серпофит* 208
- Сидерит (Sd) 122, 173, 271–273, **276–277**
- Сидероплезит* 276
- Сидерофиллит* 191, 199
- Силлиманит (Sil) 105, 109, **112–113**,
117, 119, 122, 141, 169, 173, 197,
201, 260, 281, 297
- Сингалит* 126
- Скаполит (Scp) 44, 100, 101, 108, 109,
139, 153, 162, 163, 181, 240, **243–**
246, 248, 255, 259, 270
- Слюда 20, 35, 53, 63, 99, 108, 111,
118, 120, 122, **190–202**, 240, 255,
257, 259
- Смектит* 85, 197, 201, 207–209
- Соданит (Sdl) 246, 248, 250, 251,
252–253, 255, 283
- Спекулярит* 122, 267
- Спессартин (Sps) 94, **98–99**, 119, 120,
122, 197
- Сподумен (Spd) 121, 124, 133,
151, **159**, 199, 281
- Спуррит* 94, 162, 257, 263, 275
- Ссайбелит* 210, 268
- Ставролит (St) 91, 112, 113, 117,
118–119, 120, 173, 198, 199,
297
- Стильпномелан* (Stp) 120, 187, 297
- Стишовит* 256
- Стронциоапатит* 279
- Стронциобарит* 271
- Стрюверит* 260
- Суанит 268
- Судоит* 203
- Сульфатканкринит* 254
- Сфалерит (Sp) 100, 267, **269**, 283
- Сфен (Spr) 87, 104, 105, 109, 114,
129, **130–132**, 153, 163, 267
- Тавмавит* 101
- Тальк (Tlc) 110, 112, 138, 141,
170, 171, 173, 197, 198, 201,
210–212, 275, 276
- Талькохлорит* 204
- Тарамит 183
- Тетраферрифлогопит* 191, 199, 201
- Тефроит 88, 147, 277, 278
- Тиллеит* 94, 162, 257
- Титанавгит 94, 131, **148**, 151, 181
248
- Титанит (Ttn) 58, 61, 87, 104, 105,
109, 114, 129, **130–132**, 153,
155, 163, 177, 181, 187–189,
201, 206, 246, 252, 258, 260,
261, 263, 267, 269, 272, 282
- Титанклиногумит 91
- Титаномагнетит 263, 265, **267**, 284
- Титанфассаит 149–151
- Титанхондродит 91
- Томсенолит* 122
- Томсонит* 213, 248

- Топаз (Toz) 111, 118, **121–122**, 124,
 126, 198, 199, 213, 281, 284
Торит 129, 284
Треворит 264
 Тремолит (Tr) 101, 161, 166, **173–177**,
 183, 184, 211, 212, 240, 265, 275
Тридимит (Trd) 256
Трикальсилит 246
Троилит (Tro) 87, 288, 289
Тулит 105
 Турмалин (Tur) 32, 52, 109, 114,
 117, 118, 121, **123–127**, 129, 132,
 159, 170, 177, 186, 188, 198–199,
 206, 259, 278, 281, 284
Тэнит 286–288
Тюрингит 203, 206
 Уваровит 94, 95, **101**
 Увит 118, 124, **126**
Ульвошпинель (Usp) 264, 286
 Фассант (Fst) 108, 114, 133, 135,
 145, **149–152**, 153, 199, 207, 264
 Фаялит (Fa) **82**, 83, 141, 173, 277, 286
Фенакит 121
 Фенгит 191, 192, 194, **196**, 197,
 198, 211
Ферриавгит 148, 152, 153, 155
Ферригранат 95
 Ферринибе́ит 185, **189**
 Феррифассант 135, 151, **152–153**, 155
 Ферриферронибе́ит 185, **189**
 Ферриферрочермакит **181**
 Ферричермакит **181**, 182
 Ферроавгит 134, 148
 Ферроактинолит (Fas) **173–176**
 Ферроантофиллит 165, 168
 Ферробарруазит 183
 Ферровинчит 183
 Ферроволастонит 160, 161
 Феррогастингсит 178
 Феррогеденбергит 134
 Феррогиперстен 134, **137**
 Ферроглаукофан **185–187**
 Феррогортонолит **82**, 83
Ферродоломит 277
 Феррожедрит 165, 168
 Феррокерсутит 174, 181, **182**
 Ферронибе́ит 166, 185, **189**
 Ферропаргасит 174, 177, **180**
 Ферропижонит 134
 Феррорихтерит **183–185**
 Ферросалит 134, **143**, 146, 152
 Ферросилит (Fs) 133, 134, **136**,
 137–139
 Ферроферринибе́ит **189**
 Феррочекмакит (Fts) 173, 174, 177,
180–181, 182
 Ферроэденит (Fed) 174, 177, **179**,
 181
 Феррозкерманит **187–189**
Фибролит 112
Филлипсит 248
 Флогопит (Phl) 89, 91, 97, 100, 104,
 110, 117, 126, 151, 170, 181, 184,
 190–193, 197, **199–202**, 207, 211,
 246, 264
Флюоборит 91, 255, 268
 Флюорит (Fl) 31, 58, 100, 122, 126,
 189, 253, **282–284**
Фоитит 124
 Форстерит (Fo) **82**, 83, 84, 86, 89,
 91, 94, 104, 117, 126, 140, 162,
 170, 175, 207, 211, 212, 257, 259,
 262, 263, 268, 270, 275, 276
Франклинит 264
Франколит 280
Фторанатит 278
 Фуксит 100, 101, 191, 193, 194,
 198, 276
Халцедон 257, 283
Халькопирит 267

- Харкерит* 102
Хиастолит 111
Хибонит 288
Хлорапатит 279
Хлорит (Chl) 90, 97, 99–105, 108, 112, 114, 116–120, 127, 129, 131, 132, 143, 167, 176, 177, 181, 187, 197, 198, 201, **202–207**, 208, 209, 257, 262, 265, 268, 275, 277, 297
Хлоритоид (Cld) 118, **119–120**, 197, 207, 297
Хлормеланит 297
Хлорошпинель 264
Хондродит (Chn) **89**, 90, 91
Хризоберилл 118, 121
Хризолит 83
Хризотил (Ctl) 85, **207–209**
Хромдиопсид 101, 143, 146
Хромдравит 124
Хромит (Chr) 85, 100, 101, 140, 263, 264, **265–266**, 267, 286, 291
Хромшпинель 97, 264, **265–266**, 291
Целестин (Cls) 271
Цеолит 114, 132, 213, 240, 248, 251–253, **255**, 270
Цинкохромит 264
Циннвальдит 122, 191, 192, 199
Циркон (Zrn) 32, 58, 61, 109, 116, 123, **127–129**, 200, 204, 260, 261, 263, 269, 272, 284, 293
Циртолит 127
Цоизит (Zo) 102, 104, **105**, 108, 113, 187, 239, 240
Чермакит (Ts) 173, 177, **180–181**, 182
Шамозит 203, 206, 276
Шеллит 131, 269
Шериданит 204–206
Шерл (Srl) 124, **126–127**
Шорломит 95, **100–101**
Шортит 187
Шпинель (Spl) 85, 86, 89, 91, 100, 101, 104, 113, 117, 119, 126, 127, 141, 151, 162, 170, 181, 199, 207, 210, 212, 240, 246, 249, 257, 259, 262, **264–267**, 268, 275, 276, 278, 283, 286
Шрейберзит 289
Эвдиалит 189, 253
Эвклаз 121
Эвлит 134, **137**, 138
Эгирин (Aeg) 94, 133, 135, 140, 143, 145, 151, **153–156**, 158, 187–189, 248, 249, 252
Эгирин-авгит 101, 151, 153, 154, 187, 189, 248, 252
Эгирин-жадеит 156
Эденит (Ed) 166, 173, 177, **179**, 180, 181
Экermanит (Eck) 166, 183–185, **187–189**
Элестадит 279, 282
Эльбаит (Elb) **123–124**
Энигматит 189
Энстатит (En) 85, 117, 133, 134, **136**, 137–139, 162, 181, 207, 212, 276, 286, 291
Эпидот (Ep) 99–101, **104–109**, 113, 114, 127, 131, 132, 153, 155, 158, 176, 177, 187, 189, 201, 206, 207, 210, 213, 225, 239, 240, 242, 246, 258, 282, 284, 297
Якобсит 264

Учебное издание

Маракушев А.А., Бобров А.В., Перцев Н.Н., Феногенов А.Н.

Петрология. I.
Основы кристаллооптики и породообразующие минералы.

«Научный мир»
119890, Москва, Знаменка, 11/11
Тел./факс (007) (095) 291-2847.
E-mail: naumir@ben.irex.ru.
Internet: http://195.178.196.201/N_M/n_m.htm
ЛР № 03221 от 10.11.2000.
Гигиеническое заключение
№ 77.99.6.953.П.3619.6.99 от 29.06.1999.

Подписано к печати 11.12.2000.
Формат 60×90/16. Гарнитура Таймс.
Печать офсетная. Усл. печ. л. 19,8.
Тираж 1000 экз. Заказ 41
Издание отпечатано в типографии
ООО «Галлея-Принт»
Москва, 5-я Кабельная, 2б