

В. Ф. Смолькин

**ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД**



**ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ ПО РЫБОЛОВСТВУ**

Мурманский государственный технический университет

В. Ф. Смолькин

**ПЕТРОГРАФИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД**

*Допущено Ученым советом университета
в качестве учебного пособия для направления 553200
“Геология и разведка полезных ископаемых”*

**Мурманск
2003**

УДК 552.3 + 552.4 (07)

ББК 26.3Я7

С 51

Смолюкин В.Ф. Петрография магматических и метаморфических пород: Учеб. пособие для направления 553200 “Геология и разведка полезных ископаемых”.
/ В.Ф.Смолюкин – Мурманск: Изд-во МГТУ, 2003. – 281 с.

Даны сведения по истории развития петрографии и петрографических методов, охарактеризованы вещественный состав, структуры и текстуры горных пород магматического и метаморфического генезиса, приведены классификации, методы изучения, формы залегания, условия образования этих пород и показана их связь с процессами рудообразования.

Рассмотрены свойства главных породообразующих минералов и отдельных рудных минералов, основы физико-химического анализа расплавов, базирующихся на экспериментальных исследованиях, а также причины многообразия магматических пород и генезиса основных типов природных магм.

Дана характеристика метаморфических процессов, PT-параметров преобразований осадочных, вулканогенных и интрузивных пород в условиях различных фаций, и свойства минеральных парагенезисов.

Систематизированы новейшие результаты исследований магматических горных пород различного состава и их комплексов, и достижения в разработке теории формирования магматических расплавов.

Пособие предназначено для изучения курса петрографии студентами геологической и горной специальности.

The book of igneous and metamorphic rocks petrography presents information on history of petrography development and petrography techniques; research techniques; methodical description of petrographic and chemical composition, structures and textures of igneous and metamorphic genesis rocks; rock classification, modes of occurrence, formation conditions and relation with ore formation processes. Properties of main rock-forming minerals and of some ore minerals, basis of physical-chemical analysis of melts based on experimental study are considered. Data on diversity reasons of igneous rocks and on genesis of main types of natural magmas are presented.

Metamorphic processes characteristic, PT-parameters of sedimentary, volcanic and intrusive rock transformation in condition of different facies, and mineral paragenesis properties are described.

New investigation results on igneous rocks of various composition and their complexes are taken into account as well as new achievements in theory development of igneous melt formation. The book is intended for the study in Petrography course for students of geological and mining specialities.

Ил. 66, табл. 5, список лит. – 51 названий.

Рецензенты – Е.В.Шарков, д-р. геол.-мин. наук, гл. научн. сотрудник Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН;

В.П.Петров, д-р. геол.-мин. наук, проф. Кольского филиала ПетрГУ, зав. лабораторией метаморфизма Геологического института КНЦ РАН **Валерий**

Федорович Смолюкин

Петрография магматических и метаморфических пород

Редакторы Н.А.Скабина, Е.В.Смирнова

Корректор Т.А.Пехтерева

Электронная верстка Е.В.Киркиной

ISBN 5-86185-161-3

© Мурманский государственный
технический университет, 2003

© Валерий Федорович Смолюкин, 2003

Электронная версия 2011 г.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие.....	6
Раздел 1. Петрография и ее место среди других геологических наук.....	7
Раздел 2. Внутреннее строение Земли и ее состав.....	12
Раздел 3. Общие понятия о магмах.....	19
Раздел 4. Общая характеристика магматических горных пород.....	26
4.1. Форма и строение магматических тел.....	26
4.1.1. <i>Форма залегания эффузивных пород.....</i>	<i>26</i>
4.1.2. <i>Строение тел эффузивных пород.....</i>	<i>29</i>
4.1.3. <i>Форма залегания интрузивных пород.....</i>	<i>30</i>
4.1.4. <i>Строение интрузивных тел.....</i>	<i>33</i>
Раздел 5. Вещественный состав магматических горных пород.....	36
5.1. Химический состав.....	36
5.1.1. <i>Петрохимические пересчеты.....</i>	<i>39</i>
5.1.2. <i>Петрохимические коэффициенты.....</i>	<i>45</i>
5.2. Минеральный состав.....	45
5.2.1. <i>Группа кварца.....</i>	<i>50</i>
5.2.2. <i>Группа полевых шпатов и группа фельдшпатоидов.....</i>	<i>52</i>
5.2.3. <i>Группа оливина.....</i>	<i>57</i>
5.2.4. <i>Группа пироксенов.....</i>	<i>59</i>
5.2.5. <i>Группа амфиболов.....</i>	<i>63</i>
5.2.6. <i>Группа слюд.....</i>	<i>66</i>
5.2.7. <i>Группа шпинели.....</i>	<i>68</i>
5.3. Минералы метаморфического происхождения.....	73
5.3.1. <i>Минералы с общей формулой Al_2SiO_5.....</i>	<i>74</i>
5.3.2. <i>Группа граната.....</i>	<i>76</i>
5.3.3. <i>Группа эпидота.....</i>	<i>77</i>
5.3.4. <i>Группа хлорита.....</i>	<i>75</i>
5.3.5. <i>Группа талька.....</i>	<i>79</i>
5.3.6. <i>Группа серпентина.....</i>	<i>80</i>
Раздел 6. Физико-химические основы магматических процессов.....	81
6.1. Эвтектическая кристаллизация.....	84
6.2. Кристаллизация с образованием твердых растворов.....	87
6.3. Кристаллизация с инконгруэнтным (скрытым) плавлением.....	89
6.4. Кристаллизация трехкомпонентных систем.....	94
Раздел 7. Структуры и текстуры магматических горных пород.....	102
7.1. Структуры.....	102
7.1.1. <i>Структуры, выделенные по степени кристалличности.....</i>	<i>102</i>
7.1.2. <i>Структуры, выделенные по абсолютному размеру составных частей.....</i>	<i>103</i>
7.1.3. <i>Структуры, выделенные по относительному размеру составных частей.....</i>	<i>103</i>
7.1.4. <i>Структуры, выделенные по форме составных частей и их взаимоотношениям между собою.....</i>	<i>104</i>
7.1.5. <i>Главные типы структур магматических пород.....</i>	<i>108</i>

7.2. Текстуры.....	110
7.2.1. <i>Разделение текстур в зависимости от ориентировки составных частей в пространстве</i>	110
7.2.2. <i>Разделение текстур по характеру заполнения массой породы пространства</i>	110
Раздел 8. Классификация и номенклатура магматических пород	111
8.1. Общие понятия.....	111
8.2. Разделение магматических пород по условиям образования.....	112
8.3. Химическая классификация магматических пород.....	114
8.4. Количественно-минералогическая классификация.....	118
8.5. Особенности классификации интрузивных пород.....	122
8.6. Особенности классификации вулканических пород.....	122
8.7. Особенности классификации жильных пород.....	125
9. Магматические формации, комплексы и серии	126
9.1. Общие понятия.....	126
9.2. Магматические формации.....	127
9.3. Магматические серии.....	131
9.4. Магматический комплекс, ассоциация, серия.....	134
9.5. Вулкано-плутонические ассоциации.....	135
10. Магматические горные породы	135
10.1. Группа ультраосновных пород.....	135
10.1.1. <i>Ультраосновные породы нормальной щелочности</i>	136
10.1.2. <i>Ультраосновные породы повышенной щелочности</i>	143
10.1.3. <i>Ультраосновные щелочные породы</i>	145
10.2. Группа основных пород.....	148
10.2.1. <i>Основные породы нормальной щелочности</i>	149
10.2.2. <i>Основные породы повышенной щелочности</i>	160
10.2.3. <i>Основные щелочные породы</i>	162
10.3. Группа средних пород.....	165
10.3.1. <i>Средние породы нормальной щелочности</i>	165
10.3.2. <i>Средние породы повышенной щелочности</i>	173
10.3.3. <i>Щелочные породы среднего состава</i>	176
10.4. Группа кислых пород.....	182
10.4.1. <i>Кислые породы нормальной щелочности</i>	182
10.4.2. <i>Кислые породы повышенной щелочности</i>	196
10.4.3. <i>Щелочные породы кислого состава</i>	198
10.5. Группа лампрофиров и лампроитов.....	202
Раздел 11. Метаморфические горные породы	204
11.1. Общие понятия о метаморфизме.....	204
11.2. Главные факторы метаморфизма.....	207
11.3. Типы и фации метаморфизма.....	209
11.4. Вещественный состав метаморфических пород.....	215
11.4.1. <i>Химический состав</i>	215
11.4.2. <i>Минеральный состав</i>	216
11.4.3. <i>Текстуры и структуры метаморфических пород</i>	218
11.4.4. <i>Перекристаллизация</i>	220
11.5. Метапелиты.....	223
11.6. Метабазиты.....	231

11.7. Метаморфические производные кварц-полевошпатовых и кремнистых пород.....	243
11.8. Метакарбонатные породы.....	246
11.9. Метаультрабазиты.....	248
11.10. Мигматиты.....	250
11.11. Метасоматоз.....	251
11.11.1. <i>Метасоматические породы ранней щелочной стадии</i>	253
11.11.2. <i>Метасоматические породы кислотной стадии</i>	255
11.11.3. <i>Метасоматические породы поздней щелочной стадии</i>	258
11.12. Катаклазиты.....	259
11.13. Импациты.....	262
11.14. Проблемы метаморфизма.....	267
Рекомендуемая литература	279

ПРЕДИСЛОВИЕ

Восстановление истории геологических событий невозможно без хорошего знания условий залегания, состава и свойств горных пород, которые слагают земную кору и подстилающую ее мантию. Геологической наукой, которая занимается описанием, классификацией и номенклатурой горных пород, вопросами их формирования и происхождения, является *петрография* или в современном понимании *петрология*. Петрографическое изучение горных пород является неотъемлемой частью геологических и геофизических научных и производственных исследований. В распоряжении петрографа в настоящее время имеется большое количество методов полевого изучения горных пород, а также методов, основанных на физических и химических свойствах горных пород и минералов.

В данном учебном пособии дано краткое определение петрографии как раздела геологических наук, содержится характеристика формы и строения магматических тел и методов их изучения, обсуждаются особенности минерального и химического состава магматических пород, приводится классификация и номенклатура магматических и метаморфических пород, а также дано их краткое описание по группам, типам и разновидностям. Обсуждаются вопросы происхождения материнских природных магм и разнообразные процессы их дифференциации и кристаллизации.

При подготовке данного пособия были использованы учебники по петрографии А.М.Даминовой «Петрография магматических горных пород» (1967), Г.М.Саранчиной и Н.Ф.Шинкарева «Петрология магматических и метаморфических пород» (1973), «Петрография», Часть I (1976), II (1981), III (1986), вышедших под редакцией А.А.Маракушева, П.Ф.Емельяновой и Е.Б.Яковлевой «Петрография магматических и метаморфических пород» (1985), 6-томное издание «Магматические горные породы» (1983-1988) под общей редакцией О.А.Богатикова, и международной «Классификации магматических (изверженных) пород и словаря терминов» (1997), в которых в более развернутой форме излагаются основные разделы петрографии. Для изучения курса «Петрография» студентам необходимо дополнительное обращения к различным справочникам и учебникам, список которых приведен к концу данного пособия.

Раздел 1. ПЕТРОГРАФИЯ И ЕЕ МЕСТО СРЕДИ ДРУГИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Введение

Петрография [греч. *петра* - скала, камень, *графо* - пишу] - это наука о горных породах, слагающих в земной коре тела, различные по форме и размерам. Предметом петрографии является всестороннее изучение эндогенных горных пород: их химического и минерального состава, условий залегания, времени (возраста) формирования, генезиса, принадлежности к той или иной фации, формации, комплексу или ассоциации.

Как наука, петрография выделилась в самостоятельную геологическую дисциплину в 50-ые годы XIX века, когда английский естествоиспытатель Г.К.Сорби (G.Sorby) использовал микроскоп для изучения породообразующих минералов в проходящем свете в тонких срезах горных пород, называемых *шлифами*. Он применял плоско- и циркулярно-поляризованный, параллельный и сходящийся (конический) свет. Им была также показана возможность изучения жидких включений в минералах для определения температуры их кристаллизации, что положило начало термометрии. Г.К.Сорби изучал травленную поверхность стали и железных метеоритов, а также закристаллизованную после плавления породу (сиенит). Им же был приспособлен спектроскоп к микроскопу для изучения окраски прозрачных минералов и драгоценных камней.

Применение микроскопа позволило установить полный минеральный состав, структуру и текстуру горных пород, оптические свойства породообразующих и рудных минералов, их внутреннее строение. За прошедший период микроскоп был значительно усовершенствован и оснащен многими дополнительными приспособлениями (рис. 1.1).

История развития петрографии

История развития петрографии условно разделяется на три периода:

1. Домикроскопический или геологический период.
2. Период описательной или физиографической петрографии.
3. Период аналитического направления в петрографии или петрологии.

Домикроскопический или геологический период. В этот период петрография как научное направление еще не обособилась, и входила в состав геологии. Для изучения горных пород применялись преимущественно натуралистические мододы – лупа и паяльная лампа, определение твердости и удельного веса, а также содержание химических компонентов.

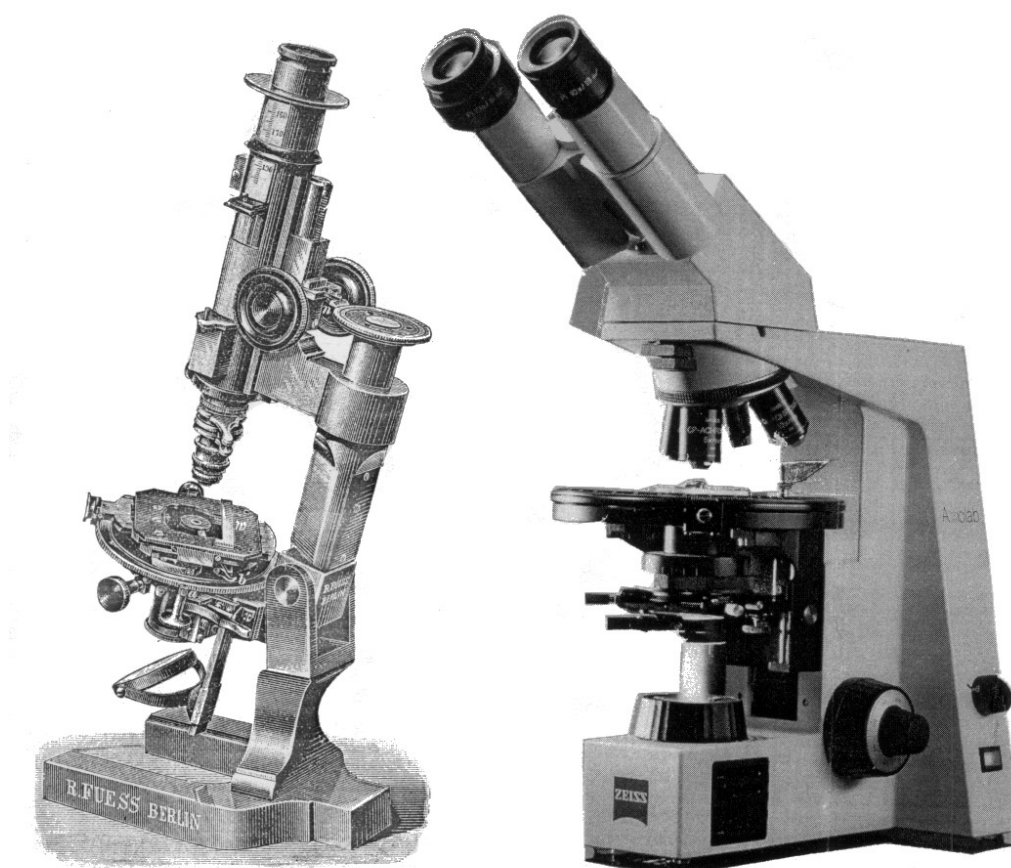


Рис. 1.1. Поляризационный микроскоп конца XIX века и современный поляризационный микроскоп фирмы "Zeiss".

Основоположником российской геологии, минералогии и петрографии является русский ученый М.В.Ломоносов. Им было высказаны идеи о длительности развития геологического времени, различном происхождении горных пород, связи вулканизма с горообразованием. Им же был сформулирован принцип актуализма в геологии. Огромная ценность работ М.В.Ломоносова заключается в рациональном методе исследования - от изучения фактов к теории, от теории к практической деятельности.

В середине XIX века уже были разработаны первые классификации горных пород (Coquand, 1857 и др.), которые в общих чертах сохранили свое значения до настоящего времени.

Период описательной или физиографической петрографии связан с введением в петрографию микроскопического метода исследований минералов и горных пород. Поляризационный микроскоп получил признание

после выхода классической работы Ф.Циркеля (Zirkel, 1870) о составе и структуре базальтов, которая наглядно показала все преимущества микроскопического метода перед изучением с помощью лупы. В России первые учебники по петрографии были опубликованы А.П.Карпинским и И.В.Мушкетовым в 70-ые годы прошлого столетия. В эти же годы вышли капитальные труды в Германии Ф.Циркеля (Zirkel, 1873) и Х.Розенбуша (Rosenbusch, 1873, 1877), а во Франции Фуке и А.Мишель-Леви (1879).

В 90-ые годы XIX века Е.С.Федоровым был разработан новый метод микроскопического исследования, названный в последующем “федоровским”, который позволяет определить химический состав породообразующих минералов на основе измерения их точных кристаллооптических констант.

Практически к концу XIX века окончательно сформировалась русская петрографическая школа, о чем свидетельствует публикация трудов и учебников А.П.Карпинского, Ф.Ю.Левинсон-Лессинга, А.А.Иностранцева, Е.С.Федорова и В.И.Вернадского.

Период аналитического направления в петрографии - петрология.

Начало этого периода относится к 20-ым годам XX века, когда появился целый ряд новых методов, названных аналитическими.

При полевых исследованиях стали широко применяться методы структурного и микроструктурного анализа. Метод структурного анализа был разработан в Германии Х.Клоосом в 1918-1919 годах и впервые применен для изучения гранитов. В России структурные исследования стали широко применяться после опубликования трудов А.А.Полканова и Н.А.Елисеева и их последователей. Немецкие петрографы Б.Зандер (Sander, 1911) и В.Шмидт (Schidt, 1932) разработали метод микроструктурного анализа, внедрив их в практику геологических и петрографических работ. Этот метод, в основу которого положены свойства анизотропии минералов, позволяет изучать деформации в горных породах и реконструировать напряжения, существующие в кристаллизующемся расплаве.

В этот же период усовершенствуется и методика лабораторных исследований и широко применяются иммерсионный и федоровский методы, химический, рентгено-структурный, термический и другие виды анализа.

Широкое распространение приобретают экспериментальные исследования, что связано с усовершенствованием техники и успешным развитием физической химии. За рубежом экспериментальные исследования проводились Т.Бартом, Н.Боуэном, К.Феннером, Ю.Шерером, О.Таттлом,

Г.Йодером, К.Тилли, Е.Осборном и многими другими. Значительный объем был выполнен сотрудниками лаборатории Карнеги в Вашингтоне. Полевые наблюдения и экспериментальные исследования позволили создать теорию кристаллизации магматических расплавов. Фундаментальным трудом в данной области является работа Н.Боуэна (Bowen, 1928).

Финский геолог П.Эскола (Eskola, 1915, 1920) впервые сформулировал принцип метаморфических фаций, который широко используется с небольшими уточнениями и в настоящее время.

Существенный вклад в развитие петрологии внесли работы Н.Боуэна (Bowen, 1928, Боуэн, 1934) по проблеме эволюции изверженных пород, Н.Боуэна и О.Таттла (Tuttl, Bowen, 1958), посвященные проблеме генезиса гранитов, Е.Осборна (Osborn, 1959, 1962), освещающие роль кислорода в характере процессов дифференциации магм, Г.Йодера и К.Тилли (1965) по проблеме происхождения магм основного состава, и Д.С.Коржинского (1957), который разработал физико-химические основы парагенетического анализа.

Во второй половине XX столетия широкое применение в петрологии получили изотопные методы изучения минералов и горных пород. Изучение стабильных и радиоактивных изотопов позволяет решить вопросы времени формирования горных пород и связанных с ними руд, длительность развития геологических процессов, установить источники магматических расплавов, и реконструировать процессы взаимодействия расплавов с вмещающими породами.

Основными задачами современной петрографии или петрологии является всестороннее изучение горных пород: формы их залегания, взаимоотношения с другими породами, минерального, химического и фазового состава, взаимоотношения породообразующих и рудных минералов, слагающих горную породу, их химического состава и разнообразных физических, в том числе оптических свойств.

Основные цели петрографического изучения горных пород - это классификация горных пород, выявление их индивидуальных особенностей и установление генезиса. Последнее включает себя как реконструкцию процессов формирования горных пород в пределах конкретных геологических тел, так и выявление особенностей образования глубинных материнских магматических расплавов или магм.

Методы петрографических исследований включают: 1) геологическое изучение горных пород в природных условиях, 2) лабораторное изучение

горных пород, 3) экспериментальное изучение природных образцов горных пород и искусственных смесей, и, наконец, 4) анализ и синтез всех знаний, т.е. теоретические обобщения.

Геологические методы включают в себя изучение форм залегания геологических образований, определение возраста их формирования на основе изучения взаимоотношений с вмещающими породами, изучение контактовых воздействий и других особенностей. Помимо макроскопического изучения, широко применяются методы структурного анализа горных пород.

Среди методов лабораторного изучения следует выделить микроскопический метод, основанный на применении поляризационного микроскопа и кристаллооптическом анализе породообразующих минералов, химический анализ, позволяющий получить важнейшие характеристики химического состава пород, а также рентгеноструктурный, спектральный, термический, геохимический и другие методы. К особым методам относится определение физических свойств горных пород - теплопроводности, электропроводности и палеомагнитных характеристик.

Главной задачей экспериментальных исследований является изучение фазовых равновесий минералов в процессе кристаллизации искусственных смесей или природных расплавов и дальнейших превращений при охлаждении, а также поведение паров и газов в присутствии твердых фаз и расплава. Экспериментальные исследования проводятся в специальных устройствах, в которых достигается высокая температура и давление. Высокую температуру и давление можно достичь путем нагревания устройства изнутри, что позволяет получить давление до 0.4 ГПа (бомбы Моррея, Таттла), путем нагревания извне, что позволяет достичь давление 0.5-1 ГПа (бомба Иодера и ее модификации) или при достижении большой нагрузки на капсулу малых размеров (прибор Эдгара) - до 20 ГПа и выше 1500°C.

Без эксперимента трудно понять многие проблемы генезиса пород и процессы дифференциации и кристаллизации магматических расплавов. Он часто служит строгим критерием тех или иных научных гипотез и теорий.

Теоретические обобщения и создание предварительных рабочих гипотез являются крайне важными и необходимыми звеньями не только в теоретической петрографии, но и в практике геологических работ, так как они очень часто являются базой для выработки стратегии поисков и разведки полезных ископаемых. Накопление и обобщение фактов, их анализ и син-

тез новых знаний являются необходимыми звеньями любой науки, включая петрографию.

Раздел 2. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ И ЕЕ СОСТАВ

Развитие науки во второй половине XX столетия привело в интенсивному исследованию космоса, в то время как глубинные недра Земли остаются такими же недоступными, как и прежде. Наши знания о строении Земли основываются не на прямых наблюдениях, а на выводах, основанных главным образом на геофизических данных. Однако несмотря на такие ограничения, во второй половине XX столетия были значительно расширены знания о строении Земли благодаря применению новых экспериментальных методов и теоретических разработок, проведению широкомасштабных наблюдений с поверхности континентов и океанов, а также со спутников из космоса.

Английский естествоиспытатель И.Ньютон (1643-1727) высказал предположение о том, что планета Земля представляет собою эллипсоид вращения, слабо сжатый у полюсов (или так называемый сфероид). Эта гипотеза была подтверждена французскими учеными в 30-ые годы XVIII века в процессе проведения широкомасштабных геодезических измерений одновременно в северных широтах (Лапландия) и вблизи экватора (Перу).

Сжатие Земли возле полюсов теоретически доказано на основе гидростатической теории, согласно которой поверхность вращающейся массы жидкости однородной плотности под воздействием гравитационных и центробежных сил неизбежно приобретет форму эллипсоида вращения. При этом в результате увеличения плотности жидкости к центру будет дополнительное отклонение поверхности Земли от поверхности эллипсоида.

С помощью искусственных спутников Земли значительно расширились наши знания о глобальной структуре гравитационного поля Земли, что позволило в 30 раз повысить точность определения сжатия. К настоящему времени установлено, что средний экваториальный радиус Земли равен 6378.160 км, а полярный - 6356.775 км (Ботт, 1974). Одним из выводов, основанных на результатах геофизических наблюдений с искусственных спутников, является представление о грушевидной форме Земли. В действительности же отклонение поверхности Земли от сфероида, создающего грушевидность, не превышает 20 м, в то время как экваториальное вздутие Земли достигает 21.385 км.

Земля окружена двумя внешними оболочками - газовой или атмосферой, шириною около 1300 км, и водной или гидросферой, имеющей прерывистое распространение. Обе оболочки сформировались в результате дегазации внутренних частей Земли уже на ранних стадиях развития Земли, однако состав первичной атмосферы и гидросферы значительно изменился уже в течение докембрийского времени.

Более сто лет назад господствовало представление о том, что Земля состоит из горячего жидкого субстрата, который питает магмой вулканы, и тонкой оболочкой твердой коры. Однако в результате уже первых сейсмических исследований, проведенных на рубеже XIX и XX веков, было установлено, что Земля является твердой до глубин 2900 км.

Прямые данные о строении и составе внутренних частей Земли отсутствуют, и существующие представления об этом вопросе основываются на данных геофизики, главным образом сейсмологических измерений. Сейсмология изучает скорости прохождения сейсмических волн, возникших в результате землетрясений или искусственных взрывов. Когда в Земле возникает землетрясение или происходит взрыв, часть энергии превращается в упругие волны, которые распространяются с разной скоростью в горных породах. Скорость же зависит в значительной степени от плотности и модуля упругости пород.

Волны подразделяются на два типа - объемные и поверхностные. Объемные волны, подчиняясь законам геометрической оптики, пронизывая весь объем нашей планеты, отражаются или преломляются у поверхности разделов, где меняется их скорость. Они подразделяются на продольные или волны *P* (*P* - *Prima*) и поперечные или волны *S* (*S* - *Sekunda*). Волны *P* распространяются быстрее волн *S*, при этом последние не могут распространяться в жидкости.

В результате анализа скоростей прохождения этих волн и получаем представления о внутреннем строении Земли. Скорость прохождения волн в значительной степени зависит от плотности вещества, а плотность является возрастающей функцией глубины. Возрастание плотности происходит за счет уплотнения вещества, сжатия под давлением вышележащих слоев и увеличения содержания тяжелых элементов.

По данным сейсмологии Земля разделяется на три основные части: земную кору, мантию и ядро. Центральное ядро Земли было обнаружено Олдгемом в 1906 году, который обратил внимание на то, что волны *P* вблизи эпицентрального расстояния 180° приходят значительно позже, чем

предсказывалось теоретически, а волна S отсутствует. Задержка волны P обусловлена прохождением ее через ядро с пониженной скоростью, а отсутствие волны S указывает на наличие жидкого ядра. Гутенберг в 1914 году определил глубину раздела твердой мантии и жидкого ядра в 2900 км (современные исследования уменьшили ее на 10-20 км), которая носит название *граница Гутенберга*. Это наиболее резкая граница раздела Земли, на которой плотность вещества возрастает скачком от 5.6 до 10 г/см³, а скорость прохождения продольных волн (P) уменьшается с 13.5 до 7.5 км/сек.

Вторая отчетливая поверхность раздела на малой глубине была открыта чешским геофизиком А.Мохоровичичем при изучении сейсмограмм землетрясения в Югославии 8 октября 1909 года. Эта поверхность раздела, обозначенная как *граница Мохоровичича* (или сокращено *Мохо*), разделяет породы земной коры и мантии. В ее пределах скорость продольных волн (P) возрастает с 6.3 до 7.8 км/сек, а поперечных (S) - с 3.7 до 4.3 км/сек.

Уже первые сейсмические исследования показали, что земная кора имеет различную мощность: под океанами она значительно тоньше, чем под континентами. В последующем были также установлены границы раздела в мантии на глубине около 690 км и в ядре на глубине около 5100 км. С учетом этих данных выделяются верхняя и нижняя мантия, наружное и внутреннее ядро.

К.Буллен (1963) с учетом распределения скоростей по глубине разделил внутреннюю часть Земли на семь концентрических оболочек, соответствующих рассмотренным зонам, дав им вслед за Б.Гутенбергом буквенные обозначения (рис. 2.1):

A - земная кора, имеющая разную мощность под океанами (около 10 км) и континентами (около 40 км);

Граница Мохоровичича (Мохо)

B - верхняя мантия (33-400 км):

B_1 - литосферная мантия ($A+B_1$ - литосфера океаническая - около 80 км),

B_2 - астеносфера (на глубинах 80-400 км под океанами и 200-400 км под континентами);

C - переходная зона (400-1000 км);

D - нижняя мантия (1000-2990 км):

D_1 - нижняя мантия,

D_2 - переходная зона;

Граница Гутенберга

- E* - внешнее ядро (2900-4980 км);
F - переходная зона (4980-5120 км);
G - внутреннее ядро (5120-6370 км).

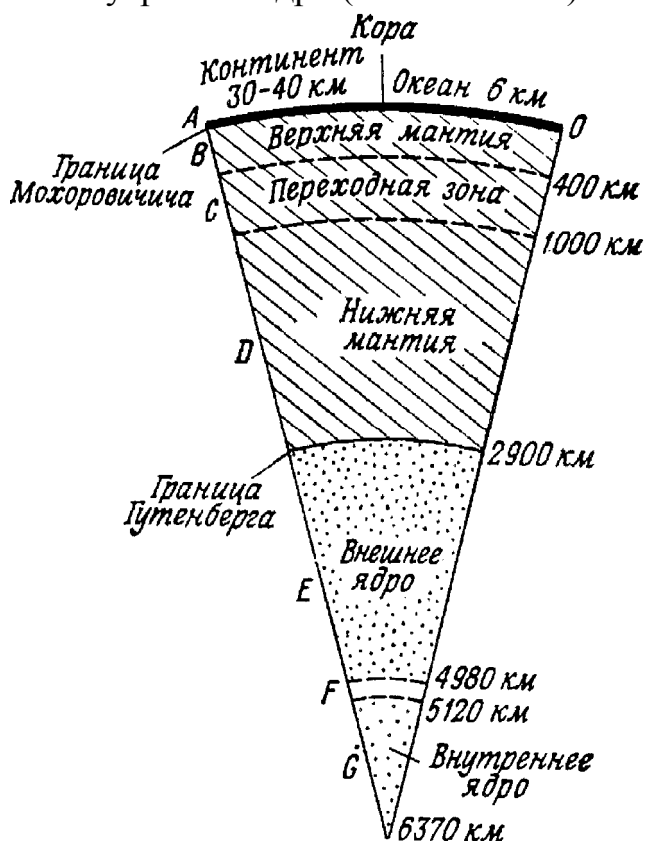


Рис. 2.1. Внутренние слои Земли по К.Буллену (1963) и глубина их залегания.

Обращаясь к физическим свойствам Земли, следует отметить, что среднюю плотность Земли принято считать равной 5.517 г/см^3 . При этом глубокие недра Земли содержат вещество с плотностью, значительно превышающей ее средние величины. Наиболее вероятная плотность вещества в ядре Земли может находиться в интервале $14.5-18 \text{ г/см}^3$. Давление внутри Земли на глубине 320 км достигает 18 ГПа, у нижней границы промежуточной зоны - 130 ГПа, а в центре Земли - 300-400 ГПа.

Мантия и ядро, составляющие 90% объема планеты Земля, недоступны для химического анализа. Ядро не пропускает через себя поперечные волны (*S*), т.е. обладает более низкой вязкостью по сравнению с веществом мантии. Это послужило основанием для предположения о жидком состоянии ядра в его внешней зоне и твердом - во внутренних частях.

Для определения химического состава ядра и мантии полезной является аналогия с составом метеоритов. Другой способ - это сопоставление физических свойств, наблюдаемых для различных глубин, с выявленными экспериментально или теоретически рассчитанными свойствами пород при различных давлениях.

На основе исследований метеоритов среди них были выделены два класса: 1) железные метеориты (или сидериты), состоящие из железо-никелевого сплава (90% железа) и составляющие около 10% от всех упавших на Землю метеоритов; и 2) каменные метеориты (или аэролиты), сложенные силикатами, и подразделяющиеся в свою очередь на две группы: а) хондриты, содержащие мелкие округлые зерна или хондры, и б) ахондриты, не содержащие хондр (Додд, 1986).

Большую часть (90%) каменных метеоритов составляют хондриты, состав которых приближается к ультраосновным породам, так как они сложены высокомагнезиальным оливином (46%), ромбическими и моноклинными пироксенами (25%), плагиоклазами (11%) и железо-никелевой фазой (12%). Ахондриты беднее оливином и железо-никелевой фазой, по своему химическому составу они приближаются к базальтам – породам основного состава, наиболее распространенными на земной поверхности. Существование двух основных типов метеоритов позволяет предположить, что породившие их тела разделялись на силикатную и железо-никелевую фазы. А так как железо-никелевая фаза обладает большей плотностью, то предполагается, что она концентрируется в центре разрушенных космических тел.

По аналогии с метеоритами был сделан вывод, что земное ядро сложено в основном из железа с примесью никеля, кобальта и более легких элементов (кремния, серы), а мантия Земли по составу аналогична каменным метеоритам, которые состоят преимущественно из оливина, никелистого железа и пироксенов.

Так как между планетами и метеоритами должны быть различия в относительном содержании железо-никелевых и силикатных фаз, то полной аналогии не может быть. Это подтверждается, в частности, обеднением изверженных пород верхней мантии относительно хондритов калием, рубидием и цезием. Состав метеоритов правильнее всего принять за указание на существование в Земле двух основных фаз - железо-никелевой в ядре и силикатной ультраосновного состава в мантии.

По данным экспериментальных исследований, предполагается, что в глубинных геосферах минералы представлены наиболее плотными модификациями с высокими координационными числами металлов. Породы верхней части мантии, сложенные магнезиальным оливином, пироксенами, полевым шпатом, ильменитом и шпинелью с глубиной изменяют свой состав: парагенезис плагиоклаза с энстатитом и оливином вытесняется диопсид-шпинелевым парагенезисом - 1 ГПа, а затем шпинель вытесняется гра-

натом пироп-альмандинового и пироп-гроссулярового рядов - 1.9-2 ГПа, ильменит вытесняется рутилом, пироксены обогащаются жадеитовым компонентом, а графит сменяется алмазом.

Раздел между мантией и вышележащей земной корой интерпретируется как переход от существенно оливиновых безполевошпатовых пород к породам земной коры, в которых полевой шпат играет главную роль.

В нижней части земной коры выделяется слой непостоянной мощности с плотностью около $2.8-2.9 \text{ г/см}^3$, который соответствует смеси пироксенов и основных плагиоклазов, или минералов, типичных для базальтов. Поэтому он условно назван "базальтовым", хотя по современным данным слой сложен различными горными породами, включая амфиболиты. Мощность этого слоя непостоянная - она меняется от 2-3 км под океанами и до 6-20 км под континентами. Выше его на континентах располагаются менее плотные породы ($2.6-2.7 \text{ г/см}^3$), соответствующие по физическим свойствам смеси полевых шпатов и кварца, типичных для гранитов. Поэтому данный слой условно назван "гранитным", однако реально по данным глубокого бурения, в том числе Кольской сверхглубокой скважины, он в значительной степени сложен метаморфическими породами - гнейсами и сланцами. Мощность этого слоя варьирует в широких пределах - от 10 до 50 км. Верхнюю часть земной коры составляет слой осадочных, относительно рыхлых пород небольшой плотности, которые на континентах залегают на "гранитном", а в океанах - на "базальтовом" слое.

В XX веке было установлено, что земная кора имеет резко различное строение на континентах и океанах. Кора континентального типа имеет трехчленное строение ("базальтовый", "гранитный" и осадочный слои), а океанического типа - двухчленное ("базальтовый" и осадочный слои). В областях, переходных от континентов к океанам, представленных островными дугами, окраинными и внутренними морями, обнаруживается кора так называемого переходного типа, для которой характерным является малая и невыдержанная мощность "гранитного" слоя. Кроме того, в окраинных и внутренних морях выделяются значительные по площади седиментационные котловины, в которых осадочные образования значительной мощности (до 25 км) непосредственно залегают на "базальтовом" слое.

Континентальная кора также имеет различную мощность и внутреннее строение: наибольшая (50-75 км) - в молодых альпийских складчатых системах, меньшая (38-42 км) - в палеозойских областях, и минимальная (25-35 км) - под древними платформами и докембрийскими щитами. При пере-

ходе от молодых складчатых систем к древним уменьшается относительная роль "гранитного" слоя, но увеличивается "базальтового", что обусловлено значительной ролью эрозии, в результате которой вскрываются все более глубинные породы. Глубина эрозии на древних щитах достигает 30-40 км.

Таким образом, неоднородность состава и строения земной коры и мантии четко отражается и в поверхностных структурах Земли.

В пределах континентов и океанов выделяются обширные по площади устойчивые области и подвижные пояса, имеющие значительную протяженность. На континентах к устойчивым областям относятся платформы, в строении которых выделяются щиты, сложенные выходами древних докембрийских (архей-протерозойских) кристаллических пород различного генезиса, и платформенный чехол, в сложении которого принимают участие осадочные и вулканогенные образования. Ближе к окраинам континентов, реже внутри их, располагаются подвижные пояса, представляющие собою горно-складчатые сооружения. Их возраст варьирует в широких пределах - от 70 млн. лет (Альпы, Гималаи, Анды, Скалистые горы) до 250 (Аппалачи) и более млн. лет.

Материковые структуры континентов протягиваются в океаны, где они образуют относительно мелководные так называемые континентальные шельфы, покрытые чехлом осадков. Эти шельфы отделяются от океана крутым материковым склоном, который и фиксирует границу между континентом и океаном.

В пределах океанической части земной коры выделяются обширные океанические платформы, имеющие неоднородное строение. В их пределах существуют обширные абиссальные равнины и поднятия, связанные с океаническими островами. Подвижные пояса в пределах океанов представляют собою подводные хребты с центральными рифтовыми долинами, которые протягиваются на многие десятки тысяч километров, образуя единую глобальную систему. Хребты разделены на блоки поперечными или трансформными разломами длиной до несколько сотен километров. Срединно-океанические хребты, а также разделяющие их трансформные разломы сейсмически активны и характеризуются повышенными флюидными и тепловыми потоками.

В областях, переходных между материками и океанами, располагаются сложнопостроенные системы из глубоководных желобов, островных дуг и котловин окраинных морей. Островные дуги обладают ярко выраженной

асимметрией - на выпуклой стороне, обращенной к океану, располагаются глубоководные желоба, а на внутренней стороне - зоны активного вулканизма. Островные дуги сейсмически активны, при этом глубина землетрясений увеличивается при движении в глубь континентов. Очаги землетрясений располагаются в зоне глубинного разлома, падающего под континент и носящий название поверхность Беньофа (в зарубежной литературе) или Беньофа-Заварицкого (в отечественной литературе).

Все вышеназванные структуры земной коры характеризуются различными наборами ассоциаций горных пород или геологических формаций, которые сменяют друг друга как в вертикальном, так и горизонтальном направлениях.

Раздел 3. ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ О МАГМАХ

Магма [греч. *магма* - месиво, тесто] представляет собою флюидно-силикатный (реже карбонатный, сульфидный или окисный) расплав, образующийся в геологически активных частях земной коры и мантии, и перемещающийся в верхние горизонты земной коры вплоть до излияния на земную поверхность. В результате охлаждения, дифференциации и кристаллизации магмы образуются различные по составу и структуре горные породы магматического происхождения. Природные магматические породы, как правило, более бедны летучими компонентами, которые теряются при охлаждении и кристаллизации магм.

Обильный фактический материал по петрографии магматических пород, а также результаты экспериментальных исследований, интенсивно проводящихся с 30-ых годов XX века, позволяют реконструировать процессы генерации магм различного состава. Различают два основных класса магм - мантийного и корового происхождения, первые из которых генерируются в условиях верхней или, в редких случаях, нижней мантии за счет селективного плавления мантийного вещества, тогда как вторые возникают, преимущественно, в пределах нижней и верхней коры.

Основываясь на ультраосновном (перидотитовом) составе мантии, петрологи доказали, что селективное плавление происходит в присутствии избытка оливина - силиката магния и железа.

Продукты глубинной кристаллизации магмы называют интрузивными горными породами, а магмы, излившиеся на земную поверхность в наземных или подводных условиях, дают начало эффузивным (вулканическим)

породам. Интрузивные и эффузивные породы различаются по степени кристалличности, содержанию стекла и газовой-жидких включений, а также структурно-текстурным особенностям.

Первичные магмы, попадая в новые термодинамические условия при подъеме в верхние горизонты Земли или извержении на ее поверхность, изменяют свой состав в результате магматической дифференциации. Различаются три основных процесса, которые обуславливают магматическую дифференциацию: кристаллизация (или кристаллизационная дифференциация), эманационная (или флюидно-магматическая) и взаимодействие с глубинными и/или вмещающими породами (контаминация, ассимиляция).

Принцип кристаллизационной дифференциации. Еще в конце XIX века автор классического труда по петрографии Х.Розенбуш (Rosenbusch, 1877, 1901) высказал мысль о выдержанной последовательности выделения минералов при кристаллизации магм. Согласно правилу Розенбуша, последовательность выделения минералов находится в соответствии с возрастающей кислотностью: первыми выделяются рудные минералы, апатит и циркон, затем силикаты (вначале ортосиликаты, за ними метасиликаты), и, в конечном итоге, кварц. Однако в последующем было установлено, что это правило справедливо лишь в отношении кислых расплавов.

Наиболее полно принцип кристаллизационной дифференциации был обоснован американским петрологом Н.Боуэном (Bowen, 1914) на основе лабораторного изучения ряда типичных силикатных «сухих» (без газовой фазы) расплавов. Основная система, с которой он работал, была диопсид-анортит-кремнезем.

Н.Боуэн установил, что в процессе кристаллизации твердые кристаллы стремятся к равновесию с жидкой фазой. Для сохранения равновесия при падении температуры ранее выделившиеся кристаллы вступают в реакцию с жидкой фазой, при этом их состав постепенно изменяется до тех пор, пока не наступит новое равновесие. Подобная реакция может быть как непрерывной, с формированием ряда гомогенных твердых растворов, так и прерывистой, с образованием твердых фаз разного состава и структуры. Им была обоснована следующая последовательность выделения кристаллов из магм нормального ряда, названных им реакционными сериями:

1) *прерывистая реакционная серия* (железисто-магнезиальные или темноцветные минералы): оливин - пироксены - роговая обманка - биотит;

2) *непрерывная реакционная серия* (лейкократовые минералы): основной плагиоклаз - средний плагиоклаз - кислый плагиоклаз, ортоклаз и кварц.

При снижении температуры и/или давления кристаллы, выделяющиеся из магмы, закономерно отличаются от нее по составу, так как являются более магнезиальными или основными (по составу). Эти кристаллы, отличаясь от магмы по плотности, могут погружаться в магматической камере из-за воздействия сил гравитации, что приводит к изменению состава остаточного расплава.

Существуют также ряды минералов, для которых установлено различное распределение магния и железа в продуктах ранней и поздней кристаллизации (Fenner, 1931). Так ранние выделения темноцветных минералов всегда более магнезиальные, чем расплав, что следует из физико-химических диаграмм (смотри главу 6). Поэтому расплав эволюционирует в сторону более железистых составов.

Процесс кристаллизации сопровождается повышением в магматическом расплаве содержания кремнезема, щелочных металлов и железа. При медленном охлаждении и погружении продуктов ранней кристаллизации может образоваться расслоенность первично однородной магмы на более кислую вверху и более основную внизу.

Необходимо отметить, что в природе часто наблюдаются отклонения как от правила Розенбуша, так и реакционных рядов Боуэна, что обусловлено многими причинами, в том числе существенным влиянием на порядок кристаллизации давления летучих, и прежде всего кислорода. Однако общая последовательность кристаллизации магмы от рудных минералов, к темноокрашенным фемическим, а затем к светлоокрашенным салическим, в большинстве случаев сохраняется.

Флюидно-магматическая дифференциация играет очень важную роль в формировании магматических горных пород, так как магматические расплавы всегда содержат газовые или флюидные фазы различного состава. Большая часть флюидов имеет глубинное (или подкоровое) происхождение; они названы Д.С.Коржинским сквозьмагматическими (или трансмагматическими). Возникновение ювенильных флюидов связано с дегазацией глубинных (мантийных) частей Земли, в которые вследствие тектонических дислокаций снижается давление, что приводит к освобождению газов. Газы формируют флюидные потоки, которые, приходя в верхние горизонты земной коры, опережают подъем магматических масс.

При плавлении увеличивается объем минералов, поэтому давление препятствует плавлению, при этом температуры плавления сильно возрастают. В условиях высокого давления, которое существует в подкоровых или мантийных частях Земли, процессы плавления возможны только при в условиях крайне высокой температуры. Наличие же флюидов способствует снижению температуры плавления минералов.

Состав глубинных флюидов очень сложен (H_2O , H_2 , CO_2 , CO , CH_4 , N_2 , H_2 , S_2 , F_2 и др.) и оценить в полной мере их роль в генерации расплавов не представляется возможным. Экспериментальные же данные показывают, что роль флюидного давления, снижающего температуру плавления минералов (до сотен градусов) может быть значительной. Высокое давление флюидов обуславливает образование флюидносиликатных расплавов, приближающихся в какой-то мере к природным магмам. Этот процесс модулируется реакцией: минералы + флюиды = флюидно-силикатный расплав, с большим отрицательным объемным эффектом. Это определяет его существенную зависимость от давления в отличие от "сухого" плавления.

Вхождение воды в состав силикатных расплавов приводит к радикальному изменению их структурных и химических свойств, что обусловлено следующими процессами. В ряду кремниевых кислот наиболее сильными являются алюмокремниевые. Растворение H_2O в изотермических условиях приводит к разрушению алюмокремниевых кислот, в результате чего происходит положительная ионизация алюминия с изменением его координации с четверной на шестерную. Таким образом, повышение давления H_2O способствует превращению алюмосиликатных расплавов в силикатные, в связи, с чем понижается химическое сродство расплавов к щелочным металлам и снижается вязкость расплавов. Вода играет также важную роль в понижении температуры кристаллизации расплавов.

Магмы с существенным содержанием флюидных компонентов сохраняют жидкое состояние до относительно умеренных температур, что приводит к различию в кристаллизационной дифференциации "сухих" и содержащих флюиды расплавах. Это объясняется тем, что породообразующие минералы ведут себя неодинаково по отношению к флюидному воздействию, так что соотношения температуры их плавления изменяются и соответственно изменяются составы магм в сторону их легкоплавкости. Причина этого заключается в менее значительном изменении снижения температуры плавления темноцветных минералов по отношению к лейкократовым.

Другие газовые флюиды ведут себя по отношению к кислым алюмосиликатным расплавам различно. Так компоненты, обладающие высокой растворимостью в кислых расплавах (H_2O , HF , H_3BO_3 и др.), существенно снижают температуру их кристаллизации, а трудно растворимые компоненты (CO_2 , NH_3 и др.) ведут себя индифферентно - возрастание их давления не понижает, а повышает температуру кристаллизующихся расплавов. Значительная концентрация последних возможна в кислых расплавах только при очень высоком газовом давлении, снижение которого вызывает взрывное отделение газов от расплавов. Содержание легко отделяющихся газовых компонентов в магмах прямо коррелируется с коэффициентом explosивности вулканических извержений.

Магматические расплавы генерируются в глубинах Земли в области высокого флюидного давления и, внедряясь в верхние горизонты, перемещаются в зоны более низкого давления, вследствие чего происходит отделение от расплавов флюидных компонентов. Вследствие различной "отделяемости" флюидных компонентов от расплавов флюидно-магматическое взаимодействие сопровождается эффектом обогащения расплавов такими компонентами, как F и B , относительно компонентов, более легко переходящих в газовую фазу - Cl , CO_2 и др. Подобный эффект широко известен для эволюции кислых расплавов. Помимо этого, трудно отделяющиеся компоненты (F и др.) проявляют тенденцию к накоплению в нижних частях магматических тел, тогда как легко отделяющиеся компоненты (Cl и др.) - в верхних частях этих же тел. Подобная флюидно-магматическая дифференциация может явиться одной из причин возникновения вертикальной расслоенности магматических тел.

Экспериментальные исследования базальтовых расплавов показали, что существует четкая зависимость между режимом летучих компонентов и порядком выделения минералов из магмы, а, следовательно, и направлением магматической эволюции. Так в базальтовых расплавах в "сухих" системах при высоком давлении плагиоклаз кристаллизуется раньше пироксенов и это приводит к обогащению магмы железом и магнием. С повышением же давления летучих компонентов, и, прежде всего воды, порядок кристаллизации меняется и первым кристаллизуется пироксен, что смещает состав магм в сторону обогащения натрием, калием и кальцием, входящими в состав плагиоклаза. В щелочных базальтах, кристаллизующихся в условиях повышенного давления летучих компонентов, кристал-

лизация начинается с клинопироксенов, обогащенных алюминием и титаном, что обусловлено недосыщенностью расплава кремнеземом.

С влиянием летучих компонентов связаны явления расщепления магм на несмешивающиеся жидкости различного состава, которые носят название ликвация. Процессы ликвации возникают при повышении в расплавах летучих компонентов (F, P и др.) вследствие резко неодинакового химического сродства их к различным петрогенным компонентам. Равновесные жидкости, возникающие в результате ликвации, резко различаются не только по содержанию петрогенных и рудных компонентов, но и составу и содержанию летучих компонентов.

В числе важных факторов магматического развития в открытых магматических системах находится взаимодействие расплавов с флюидами, которые перемещаются относительно расплавов и осуществляют привнос-вынос петрогенных компонентов. Этот эффект, носящий название *трансмагматической дифференциации*, также способствует разделению расплавов на несмешивающиеся фазы - флюидно-силикатную и флюидную. В начале этого процесса выделяется флюидная фаза на микроскопическом уровне, затем образуются маленькие пузырьки, поднимающиеся вверх из-за меньшей плотности. При этом возникают стационарные трансмагматические флюидные потоки. Во флюиды переходят компоненты, избыточные по отношению к эвтектическим составам, что обуславливает направленную эволюцию магматических расплавов. По мере этой эволюции в ряду щелочноземельных пород возникают все более кремнекислые расплавы. Термодинамические расчеты также показывают, что при фильтрации растворов в магмах должен накапливаться калий относительно натрия, что является характерным для породных серий кислого состава.

Важным фактором петрохимической эволюции является взаимодействие магматических расплавов с глубинными и/или вмещающими горными породами. В пределах вулканических областей магмы изливаются на поверхность или заполняют камеры, подготовленными тектоническими движениями. С возрастанием глубины все большую роль приобретают процессы магматического замещения, которые обусловлены высокой температурой расплавов и наличием в них летучих компонентов. Компоненты замещаемых пород усваиваются магмой, что способствует достижению расплавом эвтектического состояния. Переход от основных магм к средним и кислым, с падением температуры и давления, и усилением кислотных свойств трансмагматических растворов, сопровождается повышением хи-

мической агрессивности по отношению к замещенным породам, что ускоряет петрохимическую эволюцию магматических расплавов. Взаимодействие же магм ультраосновного и основного составов с вмещающими породами, обогащенными S, P, F и другими летучими компонентами, приводит к повышению содержания этих компонентов в магмах и тем самым могут обусловить ликвацию расплавов.

Характер взаимодействия во многом определяется составом и температурой расплавов и составом замещенных пород. При внедрении расплавов путем магматического замещения в породы основного состава, например, магнезиты и доломиты, проявляется эффект взаимодействия оснований, в результате чего повышается щелочность расплавов и возникают фации пород повышенной щелочности. С внедрением расплавов в толщи глиноземистых пород связан обратный эффект - понижение их щелочности.

Слоистые толщи в целом оказывают существенное влияние на состав развивающихся в них магматических масс. В активную стадию развития магматизма преобладают инфильтрационные процессы одностороннего перемещения вещества при магматическом замещении. В стадию затухания магматизма могут развиваться диффузионные процессы взаимодействия расплавов с вмещающими породами, что сопровождается их ассимиляцией и возникновением гибридных пород промежуточного состава.

Раздел 4. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

4.1. ФОРМА И СТРОЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ

Магматические горные породы залегают в виде разнообразных по форме и строению тел, которые являются объектами изучения структурной петрологии. Основа структурной петрологии была изложена в работах немецкого геолога Г.Клооса, а также российских геологов А.А.Полканова и Э.Н.Елисеева.

Исследование магматических тел следует начинать с изучения их формы и внутреннего строения, чтобы получить представление о характере их образования.

Формы залегания магматических горных пород зависят, прежде всего, от места их формирования. В соответствие с этим можно выделить *тела эффузивных пород*, сформированные на дневной поверхности, и *тела интрузивных пород*, образовавшиеся на глубине, в недрах земной коры. Переходным типом магматических пород являются субвулканические и гипабиссальные тела, обладающие специфическими геологическими и петрографическими особенностями.

Внутреннее строение магматических тел закономерно связано с их формой и обусловлено механизмом внедрения магмы и способом ее поступления на поверхность, местом формирования, составом магмы и степенью ее газонасыщенности, динамикой движения вмещающих пород, характером охлаждения магмы и другими причинами.

4.2.1. Форма залегания эффузивных пород

Тела эффузивных пород классифицируются по разным признакам. По морфологическим признакам выделяются простые и сложные тела. К первым относятся лавовые покровы и лавовые купола, некки, вулканические купола и трубки взрыва; к числу вторых - вулканические конуса, стратовулканы и щитовидные вулканы (рис. 4.1).

По типу извержений выделяются трещинные (или линейные) и центрального типа, что находит отражение в форме тел. По выражению в рельефе эти формы могут быть как положительными (покровы, потоки, некки, купола, трубки взрыва и конуса), так и отрицательными (кратеры, маары, лавовые колодцы и кальдеры).

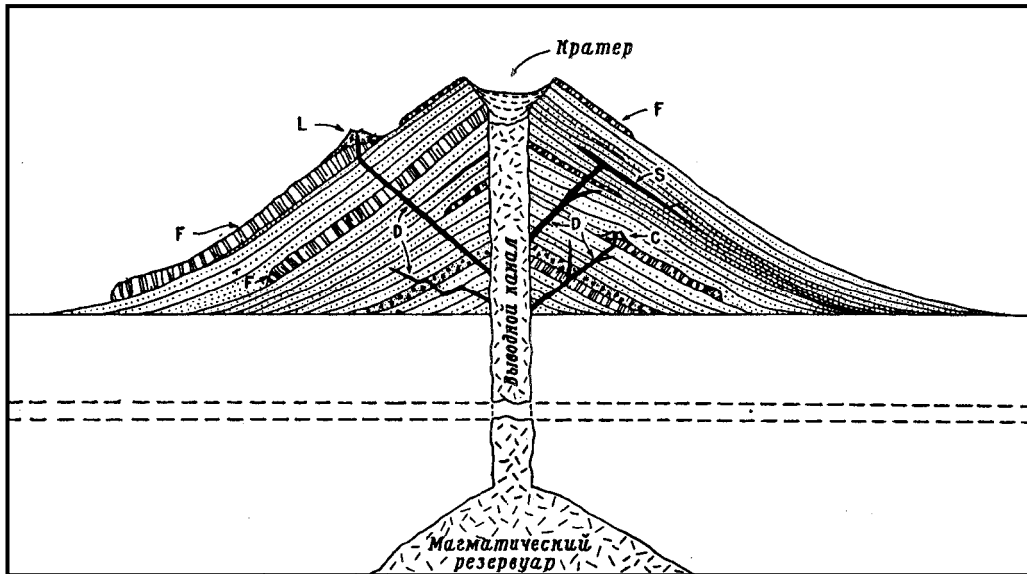


Рис. 4.1. Схема строения типичного сложного вулкана центрального типа. Показаны кратер, центральный выводной канал и магматический резервуар.

D – дайки, *F* – лавовые потоки, *L* – питающий боковой конус, *C* – погребенный боковой конус, *S* – межпластовая интрузия (силл). Слои тефры показаны точками, слои брекчий – треугольниками, а лавовые потоки – поперечной штиховкой. Из работы (Verhogen et al., 1970).

Лавовый покров - плоское тело больших размеров, мощность которого по сравнению с его площадью невелика (в пределах первых десятков метров).

Лавовый поток - представляет собою сильно вытянутое тело, длина которого намного больше его ширины. Поток возникает в результате движения лавы по наклонной поверхности рельефа, он может образоваться как в подводных условиях, так и на дневной поверхности. Разновидностью лавового потока является лавовый каскад. Лавовые потоки имеют разнообразные текстурные особенности. Различают потоки, сложенные лавами с хорошо выраженными следами течения в виде изогнутых волн или канатов (*нахоехое*), грубообломочными лавами с игольчатыми на поверхности выступами и шлаковыми корками, связанными в грубые фрагменты с большим количеством пор и пустот (*аа-лавы*), блоковыми или глыбовыми лавами, состоящими из многочисленных обломков различной формы и размеров, и шаровыми (*пиллоу*) лавами, сложенными фрагментами шаровой, матрацевидной, подушечной или овоидальной формы.

Некк (жерловина) - столбообразное тело, выполняющее жерло вулкана вулканическим материалом в виде лавы, пирокластических обломков, брекчий, туфов. В поперечном сечении некки бывают округлыми, овальными или неправильной формы.

Вулканический купол (пик, игла) - куполовидное тело, имеющее значительную высоту (до несколько сот метров) и крутые склоны. Формируются купола в результате выжимания из вулканического канала вязкой лавы.

Трубка взрыва (диатрема) - трубообразный вулканический канал, образующийся в результате прорыва газов и выполненный вулканической брекчией.

Вулканический конус - вулканическая постройка, имеющая форму конуса, и сформированная в результате отложения вулканического материала. Форма конуса обусловлена степенью текучести лавы и характером рыхлого материала.

Стратовулкан (смешанный вулкан) представляет собою вулканический конус, построенный из рыхлого материала, выбросы которого предваряют вулканические извержения взрывного характера, а также лавовых потоков. Стратовулкан является наиболее распространенной формой вулканов центрального типа.

Щитовидный вулкан - вулканическое сооружение, которое образовалось в результате многократных излияний жидкой лавы. Обычно имеет форму очень полого щита, падение склонов которого в верхней части $7-8^\circ$, а в нижней части $3-6^\circ$. Различают два типа щитовидных вулканов: исландский и гавайский, которые различаются размерами и высотой. Для исландского типа характерным является небольшая высота (преобладает около 100 м) при значительной площади; угол наклона склона большой, вершинное плато обычно отсутствует. Вулканы гавайского типа обладают гигантскими размерами, имеют вершинное плато и отличаются меньшим наклоном углов склонов.

Вулканический кратер - впадина в виде чаши или воронки, образованная в результате эксплозивных извержений. Кратер тесно связан с вулканическим каналом и представляет собою поверхностное его проявление. В действующих вулканах на дне кратера находятся бокки, откуда выбиваются вулканические газы или фумаролы. Различают главный, боковой и паразитический кратеры, существуют также сооружения - кратер в кратере.

Маар - относительно плоскодонный кратер взрыва с жерлом без вулкана, окруженный невысоким валом из рыхлых продуктов извержения.

Лавовый колодец - цилиндрический провал на дне кратера или склонах вулканов.

Кальдера - циркообразная впадина с крутыми стенками и относительно ровным дном, образовавшаяся вследствие опустошения вулканической камеры и провала вершины вулкана. Различают кальдеры обрушения, обусловленные взрывными явлениями, кальдеры оседания, связанные с понижением уровня магмы после сильного извержения, и провальные кальдеры.

4.2.2. Строение тел эффузивных пород

Тела эффузивных пород, как правило, имеют неоднородное внутреннее строение, что обусловлено динамикой его охлаждения. Центральные части потоков и покровов имеют большую степень раскристаллизации, чем нижние и верхние. Верхняя и нижняя поверхность часто имеют пористое строение из-за выхода через нее газов, первоначально растворенных в магматическом расплаве. В последствие поры заполняются минеральными низкотемпературными фазами, в результате чего образуются миндалекаменные или амигдалоидные [греч. *amigdalon* – миндаль] лавовые породы.

Течение расплава в пределах лавовых потоков происходит неоднородно, что приводит к формированию флюидалности. Она очень часто подчеркивается различной окраской лавовых микропотоков или струй или неравномерным распределением кристаллов. Изучая флюидалность, можно восстановить направление течения лавы.

Излияния лав обычно сопровождается взрывами, что приводит к образованию пирокластического материала. В результате падения этого материала на движущуюся лаву образуются лавовые брекчии.

При остывании и затвердевании лавовых образований возникают первичные трещины отдельности. Это трещины растяжения, которые располагается перпендикулярно поверхности охлаждения. Они разбивают тела эффузивных пород на участки полигональной и столбчатой отдельности, наиболее характерных для базальтовых покровов. В куполах от вертикальных трещин растяжения отходят горизонтальные, что обуславливает параллелепипедальную отдельность. Образование горизонтальных трещин в потоках приводит к формированию плитчатой и пластовой отдельности, а концентрических трещин - к появлению шаровой отдельности.

Шаровые или пиллоу-лавы формируются преимущественно в подводных условиях, реже при излиянии на поверхность льда. Лава, изливаясь на дно водного бассейна или на поверхность льда, разбивается на большие обособления вследствие большой величины поверхностного натяжения, которые имеют сферическую форму. Каждый сфероид является как бы самостоятельным образованием. Он более раскристаллизован в центре, чем по периферии. Краевая зона часто содержит поры, которые располагаются концентрически зонально. При охлаждении и захоронении шаровой лавы последующими продуктами извержения или осадочными образованиями, шары несколько сплющиваются, что позволяет определить кровлю и подошву лавового потока. Помимо шаровой отдельности, широко развита также подушечная и матрацевидная отдельности.

4.2.3. Форма залегания интрузивных пород

Немецкий геолог Г.Клоос (Cloos, 1936) впервые документально показал, что каждое магматическое тело отражает состояние равновесия между внутренними силами магматических расплавов и внешними силами или силами противодействия вмещающих пород. Это равновесие и определяет генетическую зависимость внешней формы залегания магматических тел от активности самой магмы и строения и кинематики вмещающих пород рамы. На основе этого положения им была разработана генетическая систематика интрузивных тел, которая в последующем была дополнена А.А.Полкановым (1945, 1946) и другими российскими геологами.

Активность внутрикоровой магмы обусловлена несколькими причинами, главными из которых являются:

1) химическое воздействие богатой летучими компонентами магмы на вмещающие породы рамы и формирование зон вторичного плавления и метасоматоза;

2) воздействие сил гравитации на различные по плотности массы магматического расплава и вмещающих пород, что приводит к перемещению магмы в более высокие горизонты земной коры;

3) гидростатическое давление вышезалегающих пород, в результате чего магма также выжимается в более высокие горизонты;

4) нарушение фазового равновесия в флюидно-силикатном расплаве и отделение газовой фазы, что приводит к вскипанию расплава и взрыву.

Наряду с активностью магмы, существенное влияние на форму интрузивных тел играет структура и кинематика движения вмещающих пород рамы. Структура и кинематика рамы в значительной степени различаются для относительно стабильных областей (платформы и щиты), испытывающих преимущественно вертикальные движения блоков, и складчатых поясов, для которых характерным является сочетание вертикальных и тангенциальных движений. Согласно А.А.Полканову, среди интрузий складчатых поясов следует различать доорогенные, синорогенные и посторогенные типы. Складчатые пояса являются неоднородными и могут формироваться как на месте платформенных областей, так и на заключительной стадии развития подвижных поясов, что обуславливает различный характер движения рамы и соответственно различную форму интрузивных тел.

По морфологическим признакам различают, вслед за американским геологом Р.Дэли (1936), согласные и несогласные тела. Среди согласных выделяются силлы, лополиты, этмолиты, лакколлиты, бисмалиты и факолиты; среди несогласных - хонолиты, дайки, апофизы, центральные кольцевые интрузии, батолиты, штоки и гарполиты.

Силл - пластообразное интрузивное тело, залегающее в горизонтально лежащих или слабо дислоцированных осадочных или вулканогенно-осадочных толщах. Морфологически подобен лавовому покрову, но формировался ниже дневной поверхности.

Лополит - по происхождению близок к силлу, отличаясь от него прогнутостью в средней части, и напоминает гигантскую чашу.

Этмолит - чашеобразное тело с воронкообразным окончанием в нижней части, представляющим бывший магмаподводящий канал.

Лакколлит (греч. *ляккос* - яма, подземелье) - грибообразное или караваяеобразное тело, расположенное согласно с вмещающими осадочными или вулканогенно-осадочными породами. Дно его относительно горизонтальное, а кровля выпуклая наподобие свода.

Бисмалит - формируется на поздней стадии образования лакколита в результате внедрения по системе трещин в вышележащие породы.

Факолит (греч. *факос* - чечевица) - линзовидное тело небольших размеров, расположенное в замках антиклинальных, реже синклинальных складок. Большой частью он образуется во время складчатых деформаций.

Хонолит - тело неправильной формы. Образуется в результате агрессивного поведения магмы, обрушения пород кровли, поглощения и замещения вмещающих пород. Является характерным для гранитоидов.

Дайка (от шотландского слова *дайк* - стена) - вертикальное или крутопадающее тело, ограниченное в пространстве двумя параллельными стенками трещин и простирающееся от нескольких десятков до сотен метров, реже сотен километров.

Апофиза (греч. *апофизис* - отросток) - ответвление от магматического тела во вмещающие породы, часто имеющая форму дайки.

Кольцевая интрузия (кольцевая дайка) - имеет в плане форму дуги или замкнутого кольца, часто неправильной формы. Часть даек образовалась в результате опускания в магму блоков земной коры, имеющие форму конусов, что обуславливает выжимание магмы в полости, окружающие эти блоки. Часть даек образовалась в результате формирования кальдер.

Батолит (греч. *батос* - глубина, *литос* - камень) - первоначально предполагалось, что это крупное, бездонное тело, соединяющееся непосредственно с магматическим очагом и возникшее при внедрении магмы, переработавшей вмещающие породы. В настоящее время под батолитами понимается крупное интрузивное тело, сложенное гранитоидами, залегающее в ядрах антиклинорий и сформированное на глубине.

Шток (немец. *шток* - палка) - относительно небольшое тело, форма которого приближается к цилиндрической.

Гарполит - межформационное интрузивное тело серповидной в плане формы. Образован преимущественно в результате внедрения магмы между древним кристаллическим фундаментом и перекрывающими его, слабо дислоцированными толщами платформенного чехла.

Мигматит-плутон - тело гранитоидов значительных размеров, не имеющих четких границ с вмещающими породами вследствие проникновения гранитного расплава в виде многочисленных инъекций во вмещающие породы с образованием обширных полей мигматитов.

В пределах интрузивных тел могут быть различные по форме, размерам и составу обломки вмещающих и более глубоких пород, которые носят название ксенолитов (греч. *ксенос* - чужой, посторонний). Эти ксенолиты могут быть сложены осадочными, в том числе содержащими ископаемые органические остатки, магматическими (как вулканогенными, так и интрузивными) или метаморфическими породами. Часто ксенолиты из-за воздействия высоких температур магматического расплава перекристаллизуются и частично оплавляются.

4.2.4. Строение интрузивных тел

Тела глубинных или интрузивных пород всегда неоднородные и изучая эту неоднородность, можно реконструировать форму тел и их внутреннее строение.

При внедрении магматического расплава образуется контактовая поверхность как граница раздела между интрузией и вмещающими породами. *Контактовая поверхность* может быть резкой и нерезкой, ровной, зубчатой, волнистой, брекчиевидной и инъекционной в зависимости от текучести расплава и разнице температур расплава и вмещающих пород, а также в зависимости от характера разломов, по которым проникал расплав.

На контакте часто образуется *зона закалки* или *эндоконтактовая зона*, имеющая более мелкозернистое строение по сравнению с центральными частями интрузий. Вмещающие породы очень часто на контакте с интрузиями претерпевают тепловое или флюидно-тепловое контактное воздействие, что приводит к образованию пород типа роговиков или скарнов, которые относятся к *экзоконтактовой зоне*.

Внутренние части интрузий характеризуются наличием разнообразных структур течения, среди которых выделяются линейные и плоскостные. *Линейные* текстуры возникают при передвижении затвердевающей магмы и ориентировки взвешенных в ней кристаллов или ксенолитов вмещающих пород в направлении течения расплава. *Плоскостные* текстуры течения характеризуются чередованием слоев разного состава или разной зернистости. Слои располагаются параллельно контактовой поверхности. Широко распространены случаи совмещения обоих типов текстур течения. Изучая положение текстур течения, можно определить первичную форму интрузивного тела.

Для многих интрузий характерным является *расслоенность*, которая обусловлена чередованием слоев различного состава. Одной из разновидностей расслоенности является *ритмичная расслоенность*, внешне напоминающая строение осадочных пород и поэтому часто в литературе фигурирует как “псевдостратификация”. В расслоенных интрузиях выделяются придонные, краевые и расслоенные зоны, для которых характерным является разный набор пород и различный характер их залегания при однотипной направленности дифференциации (рис. 4.2).

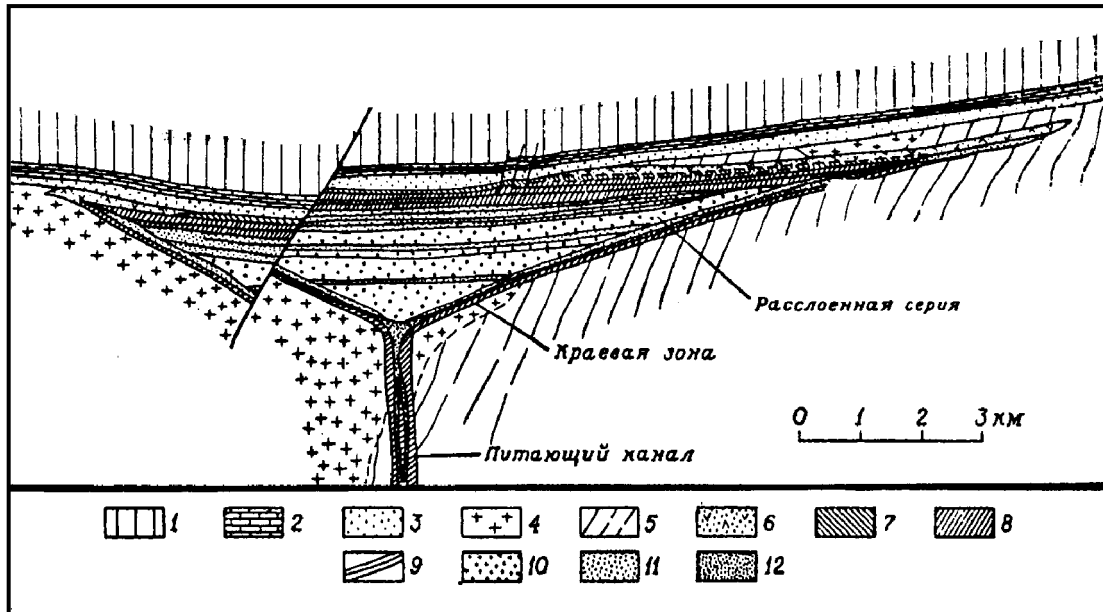


Рис. 4.2. Схема строения расслоенной интрузии Маскокс (Канада) в поперечном разрезе.

1 – базальты, 2 – доломиты, 3 – кварциты, 4 – граниты, 5 – метаморфические породы, 6 – гранофиры, 7-8 – габбро, 9 – пироксениты, 10 – дуниты, 11 – перидотиты, 12 – пикриты. Из работы (Irvine and Smith, 1967).

Заполнение магматической камеры может быть как одноактным, так и многоактным. Во втором случае формируются несколько фаз, которые значительно осложняют внутреннее строение интрузии. Контакты между фазами могут быть различными в зависимости от динамики поступления расплавов в камеры, разницы температур расплавов и их вязкости. В случае многофазного формирования интрузий, они носят название плутонов.

При остывании и кристаллизации расплава в интрузивных телах образуются трещины отдельности типа плитообразной, параллелепipedальной или матрацевидной. Трещины отдельности, возникающие вследствие сокращения объема интрузивного тела, генетически связаны со структурами течения, закономерно располагаясь по отношению к ним, а также контактам интрузива.

Согласно Г.Клоосу различают три главных системы первичных трещин отдельности: продольные S , поперечные Q и пластовые L . Трещины S - это вертикальные, расположенные вдоль направления линий течения; трещины Q - тоже вертикальные, но расположенные перпендикулярно к линиям те-

чения; трещины L - горизонтальные, разбивающие породу на плитообразную или матрацевидную отдельности (рис. 4.3).

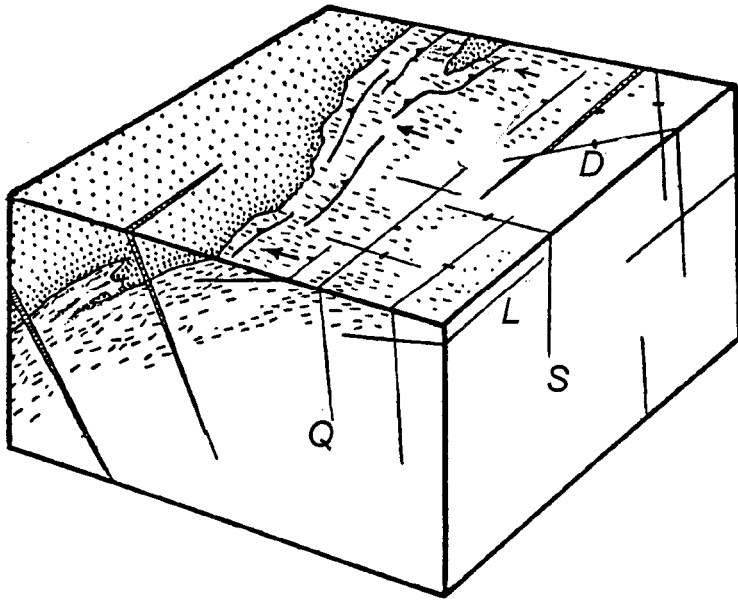


Рис. 4.3. Блок-диаграмма интрузии со структурными элементами течения и системами трещин отдельности. S - продольные, Q - поперечные и L - пластовые трещины отдельности, D - трещины скалывания, \leftarrow направление течения расплава (линейность). Из работы (Hatch et al., 1972).

Помимо первичных трещин отдельности, в интрузивных телах возникают диагональные трещины скалывания (D), возникающие под влиянием позднейших тектонических движений. Они в свою очередь могут быть разделены на несколько систем.

Раздел 5. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Вещественный состав горных пород можно охарактеризовать различным образом - с помощью отображения химического или минерального составов, которые взаимосвязаны, однако эта связь имеет сложный характер из-за многокомпонентного состава слагающих породу минералов.

5.1. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Горные породы слагаются химическими элементами, которые получили название *петрогенных*, тогда как в состав руд входят *рудогенные* элементы. Такое разделение связано с особенностями взаимного сродства химических элементов к сере, кислороду и кремнекислородным группам.

Норвежский геохимик В.Гольдшмит (Goldsmidt, 1924) на основе обобщения эмпирических данных по распределению элементов в горных породах и рудах классифицировал элементы на следующие парагенетические группы:

- *сидерофильные* элементы, накапливающиеся совместно с железом в металлической фазе метеоритов - Fe, Co, Ni, Pt и др.;
- *халькофильные* элементы, концентрирующиеся совместно с медью в сульфидных рудах - Cu, Zn, Ag, Hg, Pb, Sb, As и др.;
- *литофильные* элементы, типичные для силикатных горных пород Mg, Al, Si, Na, K и др.;
- *атмофильные* элементы, составляющие атмосферу (благородные газы, азот, кислород и др.).

Впоследствии были предложены и другие классификации. Так В.Н.Вернадский выделили следующие группы: *благородные газы* (He-Xe), *благородные металлы* (Pt, Pd, Au и др.), *циклические элементы* (H, Be, C, N, F, Na, Mg, Al, Si и др.), *рассеянные элементы* (Li, Sc, Ga и др.), *радиоактивные элементы* (U, Th, Ra и др.) и *элементы редких земель* (La-Lu).

А.Н.Заварицкий (1950) выделил *элементы группы железа* (Fe, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni), *элементы группы платины* (Pt, Pd, Os, Ir и др.), *рудные элементы* (Cu, Zn, Sn, Hg, Ag, Au и др.), *элементы металлоидные и металлогенные* (As, Sb, Bi, Se и др.), *радиоактивные элементы* (U, Th, Ra и др.), *редкие элементы* (Sc, Nb, Ta, La-Lu и др.), *петрогенные элементы* (Si,

Mg, Al, Na, K, Ca и др.), *тяжелые галлоиды* (Br, I), *элементы магматических эманаций* (B, F, P, Cl, S и др.) и *благородные газы* (He-Xe).

А.А.Маракушев (1972) предложил парагенетическую систематику химических элементов на основе термодинамических свойств химических соединений, включая валентность металлов, химическое сродство к кислороду и сере, и кремнезему.

Основными компонентами магматических горных пород являются девять (петрогенных) элементов - O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, H. Химический состав горных пород можно выразить в виде суммы процентного содержания главных окислов SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O , H_2O , второстепенных окислов TiO_2 , MnO, CO_2 , P_2O_5 , рудных элементов NiO, CuO, Cr_2O_3 , Li_2O и летучих S, Cl, F. Главные окислы составляют более 98% массы всех магматических горных пород, тогда как второстепенные - около 1.5%, а летучие - около 0.2%.

С.Шендом было введено определение второстепенных компонентов как *фугитивных* из-за их способности истечения из кристаллизирующейся магмы. Так как главную роль среди них играют H_2O и CO_2 , то под фугитивными обычно понимают летучие элементы.

Кремнезем является одним из важных элементов земной коры. В прошлом веке Г.Абихом предложен по весовому содержанию кремнезема выделять породы различного состава: *ультраосновные* (SiO_2 менее 45%), *основные* ($\text{SiO}_2 = 45-52\%$), *средние* ($\text{SiO}_2 = 52-65\%$) и *кислые* (SiO_2 более 65%). В 80-ые годы пределы содержания SiO_2 в разных группах несколько изменены (в мас.%): 30-44 (ультраосновные), 44-53 (основные), 53-64 (средние) и 64-78 (кислые). В ниже приведенной таблице 5.1 приведены средние составы главных типов пород России.

Важным компонентом породы является такая характеристика как содержание или отсутствие кварца. С.Шэнд в начале XX века в зависимости от содержания в породе кварца или минералов, насыщенных (постоянно встречающиеся с кварцем) или ненасыщенных (не встречающиеся с кварцем) кремнеземом, предложил различать следующие ряды пород: *пересыщенные* (с кварцем или тридимитом), *насыщенные* (кварц отсутствует, но нет минералов, ненасыщенных кремнеземом) и *ненасыщенные* (присутствуют минералы, ненасыщенные кремнеземом). Последние подразделены на *фельдшпатоидные* и *безфельдшпатоидные* породы. Это подразделение сохраняет свое значение до настоящего времени. К минералам, насыщенным кремнеземом, он отнес все полевые шпаты, пироксены, амфиболы,

слюды, а также окислы железа и титана, и такие акцессорные минералы, как турмалин, гранат, титанит, апатит, циркон и др. В группу минералов, ненасыщенных кремнеземом, включены магнезиальные оливины, все фельдшпатоиды и некоторые относительно мало распространенные минералы (меланит, перовскит, мелилит, корунд и шпинель). В основе такого подразделения лежит концепция насыщенности кремнеземом, которая была подтверждена экспериментальными исследованиями и термодинамическими данными. Согласно этой концепции, насыщенные минералы устойчивые, а ненасыщенные - неустойчивы в контакте с расплавами, из которых одновременно с ними кристаллизуется кварц (или тридимит).

Таблица 5.1.

Средний состав главных типов магматических горных пород России

Окислы	Ультраосновные породы SiO ₂ <45%		Основные породы SiO ₂ = 45-52%		Средние породы SiO ₂ = 52-60%		Кислые породы SiO ₂ > 60%	
	I (205)	II (37)	I (692)	II (88)	I (476)	II (291)	I (1211)	II (112)
SiO ₂	42.45	42.28	48.86	47.81	58.33	55.95	70.32	61.44
TiO ₂	0.38	1.31	1.27	1.35	0.80	0.63	0.32	0.51
Al ₂ O ₃	3.79	21.46	16.33	17.30	17.13	19.89	14.70	17.36
Fe ₂ O ₃	4.62	3.89	3.82	4.05	3.18	2.88	1.48	2.82
FeO	5.96	3.51	7.10	5.53	3.42	2.63	1.51	2.11
MnO	0.16	0.18	0.21	0.21	0.15	0.19	0.06	0.15
MgO	31.21	3.96	6.44	4.76	3.25	1.20	0.85	1.39
CaO	6.13	7.68	9.84	7.52	5.98	3.06	2.12	2.56
Na ₂ O	0.39	9.84	2.57	4.55	3.69	6.86	3.68	5.15
K ₂ O	0.21	3.82	0.96	3.24	2.06	5.05	3.89	4.72
H ₂ O	4.63	1.48	2.29	3.14	1.72	1.48	0.95	1.63
P ₂ O ₅	0.07	0.59	0.31	0.54	0.29	0.18	0.12	0.16
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Примечание: I - щелочноземельные породы; II - щелочные породы. В скобках - количество анализов. Из работы (Соловьев, 1970).

Насыщение глиноземом использовано в качестве следующего химического критерия. Избыток или дефицит Al₂O₃ (в молекулярных количествах) определяется по отношению к равенству $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O = 1$, которое выдерживается во всех полевых шпатах и фельдшпатоидах. В зависимости от значения этого параметра выделяются четыре группы:

1. *Перглиноземистые* или *плюмазитовые* породы: $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O) > 1$;
2. *Метаглиноземистые* породы: $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O) > 1 > Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$;
3. *Субглиноземистые* породы: $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O) \cong 1$;
4. *Перщелочные* или *агнаитовые*: $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O) < 1$.

В настоящее время в петрологической литературе наиболее часто употребляются такие понятия, как пересыщенные и недосыщенные (по SiO_2) породы или магмы, а также нормальный или *известково-щелочной* (для которой соблюдается неравенство $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), пересыщенный щелочами или *агнаитовый* ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$) и пересыщенный алюминием или *плюмазитовый* ($\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) ряды пород или типы магм.

Естественно, что принадлежность пород к тому или иному ряду проявляется в особенностях их минерального состава. Так в породах нормального ряда все щелочи и часть кальция совместно с алюминием расходуется на полевые шпаты, а некоторый избыток кальция идет на образование пироксенов и амфиболов. В породах, пересыщенных щелочами, весь алюминий расходуется на образование щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов, а избыток натрия относительно алюминия совместно с кальцием входит в состав пироксенов и амфиболов. В породах, пересыщенных алюминием, щелочи и кальций образуют полевые шпаты, а избыток алюминия входит в состав феррических минералов и в породе появляется большое количество слюды.

5.1.1. Петрохимические пересчеты

Для сравнения состава пород и отображения его графическим способом или в виде числовых характеристик выполняются петрохимические пересчеты, основанные на объединении окислов в те или иные группы. Петрохимические пересчеты стали разрабатываться уже в конце XIX века и к настоящему времени известно более десятка методов (Ефремова, Стафеев, 1985).

Как правило, используется, преимущественно, один из трех принципов группировки окислов: объединение окислов по валентности, по их значению в построении породообразующих минералов или путем объединения окислов в группы, которые соответствуют составам стандартных минералов. Помимо этого, существуют методы, основанные на термодинамических данных по минералам.

Методы пересчета с объединением окислов по валентности элементов были предложены на рубеже XIX–XX веков Ф.Ю.Левинсон-Лессингом (1897) и Е.С.Федоровым (1900), и в настоящее время представляют большую историческую ценность. Методы пересчета с объединением окислов по их

роли в построении порообразующих минералов наиболее многочисленны - это методы А.Мишель-Леви (1897, 1903), А.Озанна (1899, 1903), А.Н.Заварицкого (1935, 1941, 1950), метод «чисел» П.Ниггли (1919) и других. К методам пересчета с объединением окислов в группы, соответствующие теоретическим составам порообразующих минералов, относятся методы, разработанные в 1903 году американскими петрографами В.Кроссом, Дж.Иддингсом, А.Пирсоном и Х.Вашингтоном (СIPW), усовершенствованный М.И.Дубровским (1984-1998), а также нормативно-молекулярный метод П.Ниггли (1936), методы Е.А.Кузнецова (1947), М.Стефановой (1967, 1980) и А.Ритмана (1973). Методы петрохимических пересчетов, основанных на термодинамике минералов и их атомных соотношений, включают в себя методы А.А.Маракушева (1973), Л.С.Бородина (1977, 1987), П.П.Смолина (1981), Э.С.Персикова (1984) и др.

Метод А.Н.Заварицкого был до 70-ых годов XX века наиболее популярным в России, так как числовые характеристики, получаемые в результате пересчета, отражают главные особенности химизма пород, что позволяет использовать их для систематики пород. При пересчете химического состава на числовые характеристики используются два принципа:

а) объединение химических элементов в группы по их одинаковой роли в составе порообразующих минералов;

б) ведение расчета не по молекулярным отношениям окислов, а по отношению чисел атомов элементов, так как в кристаллической решетке минералов находятся не окислы, а атомы. По этому методу учитываются следующие отношения: Si : Al : Fe : Mg : Ca : Na : K. Кислород отдельно не выделяется, так как его количество соответствует сумме катионов.

В результате пересчета получаем четыре основных параметра и семь дополнительных числовых характеристик. Четыре основных параметра [a , c (или \bar{c}), b , s] в сумме составляют 100. Они обозначают:

a - относительное число щелочных металлов, входящих в состав алюмосиликатов;

c - относительное число кальция, входящие в алюмосиликаты. В переиспещенных щелочами породах из-за отсутствия в их составе известкового алюмосиликата используется параметр \bar{c} , который показывает избыточное число атомов Na относительно алюминия;

b - относительное число металлических атомов (за исключением Si и Ti), не входящих в состав алюмосиликатов и участвующих в строении простых силикатов;

s - относительное число атомов кремния совместно с титаном.

Параметры дополнительных характеристик - a' , f' , m' , c' показывают относительное участие в составе фемических минералов соответственно Al, Fe, Mg, Ca; параметр n - относительное содержание Na в составе щелочных алюмосиликатов; параметр t - содержание Ti в группе s ; параметр

φ - содержание окисного железа в группе B . Число Q характеризует степень насыщенности породы кремнеземом: при положительном значении оно отражает относительное число избыточных атомов кремния, не связанных с основаниями; при отрицательном значении - недостаток кремния для насыщения всех оснований.

Наиболее информативными параметрами для систематики магматических пород являются следующие:

Q - показатель насыщенности кремнеземом;

$a : c$ - показатель состава алюмосиликатов;

b - показатель относительного состава фемических компонентов.

По значениям Q породы разделены на классы, а по величине $a:c$ в каждом классе выделены группы. В классах пород, насыщенных и ненасыщенных кремнеземом, группы подразделяются на подгруппы в соответствии со значением параметра b . Всего выделено 6 классов (I - сильно пересыщенные кремнеземом породы, II - пересыщенные кремнеземом, III - слабо пересыщенные кремнеземом, IV - насыщенные кремнеземом, V - слабо насыщенные кремнеземом, VI - ненасыщенные кремнеземом) и 23 группы в зависимости от степени насыщения или не насыщения щелочами. По методу CIPW химический состав породы рассчитывается на нормативные или стандартные минералы (табл. 5.2), которые могут образовывать самостоятельные фазы или являются конечными членами твердых растворов, но реально в природе могут и не существовать. Эти нормативные минералы группируются с учетом принятой в начале XX века схемы кристаллизации магматического расплава. На основе этого метода разработана классификация, согласно которой горные породы делятся на две группы (SAL и FEM), пять классов (I - SAL , II - $SAL > FEM$, III - $SAL = FEM$, IV - $SAL < FEM$, V - FEM), подклассы, порядки, подпорядки, ранги и субранги.

Таблица 5.2.

**Нормативные минералы и нормативные коэффициенты
(применяемые в методе CIPW)**

Нормативные коэффициенты	Индексы нормативных минералов	Состав нормативных минералов	Молекулярный вес	
Группа SAL				
<i>Q</i>		SiO ₂ (кварц)	60,06	
<i>C</i>		Al ₂ O ₃ (корунд)	101,94	
<i>Z</i>		ZrO ₂ ·SiO ₂ (циркон)	183,28	
<i>F</i>	<i>Or</i>	K ₂ O·Al ₂ O ₃ ·6SiO ₂ (ортоклаз)	556,50	
	<i>Ab</i>	Na ₂ O·Al ₂ O ₃ ·6SiO ₂ (альбит)	524,29	
	<i>An</i>	CaO·Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂ (анортит)	278,14	
<i>L</i>	<i>Lc</i>	K ₂ OAl ₂ O ₃ 4SiO ₂ (лейцит)	436,38	
	<i>Ne</i>	Na ₂ O·Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂ (нефелин)	284,05	
	<i>Kp</i>	K ₂ O·Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂ (калиофилит)		
	<i>Hl</i>	NaCl (галит)	142,05	
	<i>Th</i>	Na ₂ O·S ⁺⁶ O ₃ (тенардит)		
	<i>Nc</i>	Na ₂ O·CO ₂ (натр-карбонат)		
Группа FEM				
<i>P</i>	<i>Acm</i>	Na ₂ O·Fe ₂ O ₃ ·4SiO ₂ (акмит)	461,91	
	<i>Ns</i>	Na ₂ O·SiO ₂ (натр-силикат)		
	<i>Ks</i>	K ₂ O·SiO ₂ (кали-силит)		
	<i>Di</i>	CaO(Mg,Fe)O·2SiO ₂ (диопсид)		
	<i>Wo</i>	CaO·SiO ₂ (волластонит)		
	<i>Hu</i>	(Mg,Fe)O·SiO ₂ (гиперстен)		
	<i>En</i>	MgO·SiO ₂ (энстатит)		
	<i>Fs</i>	FeO·SiO ₂ (ферросилит)		
<i>O</i>	<i>Ol</i>	2(Mg,Fe)O·SiO ₂ (оливин)	140,70 203,74	
	<i>Fo</i>	2MgO·SiO ₂ (форстерит)		
	<i>Fa</i>	2FeO·SiO ₂ (фаялит)		
	<i>Cs</i>	2CaO·SiO ₂ (кальций-силикат)		
<i>M</i>	<i>H</i>	<i>Mt</i>	FeO·Fe ₂ O ₃ (магнетит)	231,52
		<i>Cm</i>	FeO·Cr ₂ O ₃ (хромит)	223,86
		<i>hm</i>	Fe ₂ O ₃ (гематит)	159,68
	<i>T</i>	<i>Ilm</i>	FeO·TiO ₂ (ильменит)	151,74
		<i>tn</i>	CaO·TiO ₂ ·SiO ₂ (титанит)	196,04
		<i>pf</i> <i>ru</i>	CaO·TiO ₂ (перовскит) TiO ₂ (рутил)	135,98
<i>A</i>	<i>Ap</i>	3(3CaO·P ₂ O ₅)·CaF ₂ (апатит)	336,31	
	<i>Fr</i>	CaF ₂ (флюорит)	78,08	
	<i>Pr</i>	FeS ₂ (пирит)		
	<i>Cc</i>	CaO·CO ₂ (кальцит)	100,08	

Нормативные минералы вычисляются исходя из их молекулярного состава, согласно теоретической химической формуле, написанной в форме окислов. Для отнесения горной породы к тому или иному классу нужно вычислить соотношение сумм силикатных и феррических нормативных минералов, для определения порядка - соотношения массовых содержаний нормативного кварца, полевых шпатов и фельдшпатоидов. В зависимости от соотношений, прежде всего, SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , K_2O и Na_2O , получим различный набор нормативных минералов в различных типах пород (табл. 5.3).

Таблица 5.3.

Химический и нормативный минеральный составы отдельных типов магматических пород (в мас.%)

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO_2	42.62	48.04	50.02	60.30	66.57	72.80
TiO_2	2.94	1.83	2.23	1.02	0.60	0.46
Al_2O_3	11.46	12.04	15.05	17.53	15.14	13.12
Fe_2O_3	3.34	2.35	3.77	3.30	1.15	1.32
FeO	9.03	8.80	7.37	3.85	1.90	1.62
MnO	0.13	0.17	0.17	0.16	0.06	0.04
MgO	13.61	14.41	7.01	2.59	0.56	0.60
CaO	11.24	8.76	10.17	5.97	1.50	2.20
Na_2O	3.02	1.60	2.05	3.20	4.18	3.63
K_2O	0.93	0.30	0.33	1.20	5.02	3.71
H_2O	0.56	1.63	1.65	0.90	3.01	0.24
P_2O_5	0.52	0.12	0.27	0.14	0.19	0.04
CO_2	0.30					
BaO					0.25	0.06
Сумма	99.94	100.05	100.09	100.17	100.13	99.84
<i>Нормативный минерал</i>						
Q	-	-	6.30	19.50	16.19	32.34
Or	5.56	1.67	1.67	7.12	29.50	21.68
Ab	5.76	13.62	17.29	27.04	35.60	30.39
An	15.29	24.74	31.14	28.72	7.00	8.62
Ne	10.51	-	-	-	-	-
Di	29.43	14.20	13.84	0.86	-	1.83
Hu		27.47	17.72	9.01	3.00	1.79
Ol	20.79	9.51	-	-	-	-
Mt	4.87	3.25	5.57	4.78	1.60	1.86
Il	5.62	3.50	4.26	1.93	1.20	0.91
Ap	1.34	0.34	0.67	0.34	0.30	-
Сумма	99.17	98.30	98.46	99.30	95.10	99.42

Примечание: 1 – сильно недосыщенная лава, нефелин-мелилитовый базанит, Гавайские о-ва; 2 – недосыщенный оливиновый базальт, Гавайские о-ва; 3 – пересыщенный базальт (толеит), Гавайские о-ва; 4 – пироксеновый андезит, Японские о-ва, северо-восток; 5 – трахит, Квисленд, Австралия; 6 – роговообманково-биотитовый гранодиорит (гранит), Южная Калифорния, США. Из работы (Ферхуген и др., 1974).

В основе метода А.А.Маракушева лежат расчетные величины о сродстве элементов к протону (протонный эквивалент) - чем они выше, тем сильнее проявляются основные свойства вещества. Первоначально вычисляют показатели кислотности-щелочности пород с привлечением данных по термодинамике минералов и общей щелочности пород. При расчетах привлекаются также данные по термодинамике кислот и оснований. Мерой кислотно-щелочных свойств вещества служит их химическое сродство к протону, определяемое величинами свободной энергии.

К числу специальных методов, используемых для расчета метаморфических преобразований пород, следует отнести кислородный метод норвежского петрографа Т.Барта, по которому рассчитывается количество атомов каждого элемента, приходящееся на определенное количество атомов кислорода, т.е. в основу метода положен анализ содержания элементов в единице объема. Это дает возможность рассчитать количество вынесенных или привнесенных элементов в процессах метаморфических изменений горной породы.

Помимо вышеназванных методов, разрабатывались методы анализа парагенезисов минералов в реальных горных породах метаморфического или магматического генезиса. Теоретические основы изложены в работах Д.С.Коржинского (1957), а также В.С.Соболева, В.А.Жарикова, А.А.Маракушева, Л.Л.Перчука и др. Д.С.Коржинский ввел понятие о системах с вполне подвижными компонентами, что дает возможность применить метод парагенетического анализа минералов как для метаморфических, так и магматических образований, сформированных в условиях открытых систем. При использовании этого метода выделяются «инертные» и «подвижные» компоненты. К первым относятся те компоненты, массы или моли (экстенсивные параметры) которых входят в число факторов равновесного состояния системы, ко вторым - компоненты, химические потенциалы, активности, концентрации в одной из фаз или парциальные упругости паров (интенсивные параметры), которые являются факторами равновесного состояния системы. Метод Коржинского позволяет судить, достигалось или не достигалось при образовании конкретных горных пород состояние химического равновесия и в какой степени, а также изменения направлений химических твердофазных реакций в зависимости от изменения условий метаморфических преобразований.

5.1.2. Петрохимические коэффициенты

В настоящее время используется более 100 различных петрохимических коэффициентов, в которых используются отношения одной или нескольких групп химических элементов, нормативных минералов или числовых характеристик. В качестве единиц измерений чаще всего используются массовые доли петрогенных элементов, атомные или молекулярные количества, соотношения нормативных минералов или разнообразные числовые характеристики. Ниже приведены отдельные наиболее применяемые коэффициенты:

- Коэффициент алгаитности: $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$ (в молекулярных количествах) по В.Гольдшмиту или $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ по В.Н.Герасимовскому.
- Коэффициент глиноземистости: $al' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$.
- Коэффициент железистости: $f = (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) / \text{Mg}$ (в атомных количествах).
- Коэффициент фракционирования: $K_f = 100 (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$.
- Коэффициент окисления: $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ или $\text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$.
- Коэффициент титанистости: $100 \text{TiO}_2 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ (в массовых содержаниях).
- Индекс затвердевания (Х.Куно): $100 \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (в массовых содержаниях).
- Индекс А.Ритмана: $\text{SiO}_2 [\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}] / [\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}] + 0.70$.
- Сериальный индекс А.Ритмана: $\sigma = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2 / (\text{SiO}_2 - 43)$ (в массовых содержаниях SiO_2 , остальные - в молекулярных количествах).
- Сериальный индекс А.Сигимуры: $O = \text{SiO}_2 - 47 (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$ (в массовых содержаниях).
- Известково-щелочной индекс (индекс М.Пикока): $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{CaO}$ (в массовых содержаниях).

5.2. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Минеральный состав горных пород зависит, прежде всего, от химического состава магматического расплава и условий его кристаллизации. В зависимости от условий кристаллизации выделяются те или иные минералы из расплава одинакового химического состава, что хорошо прослеживается на примере эффузивных и интрузивных пород. Например, в кислых эффузивных породах калиевый полевой шпат кристаллизуется в виде санидина, а в интрузивных породах - в виде ортоклаза или микроклина. Хорошо известно, что лейцит встречается только в эффузивных фациях, а в интрузивных фациях он заменяется смесью ортоклаза и санидина. Поэтому минеральный состав, как наиболее существенная особенность

магматических горных пород, положен в основу большинства их классификаций.

Минералы магматических пород разделяются по различным признакам, в том числе по классификационному значению, генезису, составу и другим признакам.

По классификационному значению среди минералов, слагающих магматические горные породы, выделяются *главные*, которые составляют основную часть пород, и *второстепенные*.

Главные минералы являются пороодообразующими и по ним определяется тип породы. По химическому составу среди главных минералов выделяются две группы: *салические* и *фемические* (или мафические), названные по главным химическим элементам, входящим в их состав: соответственно Si, Al и Fe, Mg. К салическим минералам относятся полевые шпаты, фельдшпатоиды и кварц. Фемические минералы представлены оливином, пироксенами, амфиболами и слюдами.

Второстепенные минералы обычно содержатся в относительно незначительных количествах (менее 1-5%). Их присутствие или отсутствие обычно не отражается на названиях пород, однако они несут очень важную информацию о химическом составе расплава и особенностях его кристаллизации. В качестве второстепенных могут встречаться как салические, так и мафические минералы, а также специфичные минералы, встречающиеся в определенном типе пород и поэтому названные акцессорными. Например, типичным акцессорным минералом ультрабазитов является хромит, гранитов - циркон и монацит, нефелиновых сиенитов - эвдиалит.

К акцессорным минералам относятся циркон, монацит, касситерит, шеелит, рутил, апатит, титанит, эвдиалит, астрофиллит, хромит, шпинель, фазы, содержащие элементы платиновой группы (ЭПГ), магнетит, титаномагнетит, ильменит и многие другие, рудные и нерудные минералы.

По генезису (происхождению) минералы магматических пород разделяются на *первичные, постериорные (реакционные) и вторичные*, а также *ксеногенные (случайные)*.

Первичные минералы образуются в процессе кристаллизации магматического расплава в результате его охлаждения и снижения температуры и/или давления. Особенности кристаллизации этих минералов во многом зависят от первичного состава расплава и конкретных физико-химических условий.

Очень часто происходит реакционное взаимодействие между первичными минералами и остаточным расплавом или пневматолитовыми и/или гидротермальными растворами на магматической, поздне- и постмагматических стадиях, что обуславливает формирование *постериорных* или реакционных минералов.

Постериорные минералы на магматической стадии образуются в расплавах при относительно высоких температурах (более 600°) в результате изменения физико-химических условий равновесности системы кристаллическая фаза - расплав. Они очень часто образуют реакционные каймы вокруг первичных минералов (например, ромбический пироксен вокруг оливина) или формируют новые минеральные агрегаты. Примером последнего является ортоклаз как продукт реакции ранее выделившегося лейцита с расплавом.

В пневматолитовую и гидротермальную стадии, когда основная часть расплава закристаллизовалась, образуются минералы, содержащие в своем составе летучие компоненты (H₂O, F, Cl, B, CO₂, SO₃, OH и др.), например, слюды, флюорит, апатит, турмалин, ранний серпентин.

Вторичные минералы образуются в результате процессов изменения магматических пород, таких как глубинный метаморфизм и метасоматоз, контактовый метаморфизм, поверхностное выветривание, гидротермальное преобразование. Вторичные минералы могут формироваться как в результате изменения первичных минералов, так и являться новообразованными продуктами. Спектр вторичных минералов очень широк, это серпентины, хлориты, карбонаты, слюды, кварц, апатит, флюорит и многие др.

Ксеногенные минералы не связаны непосредственно с кристаллизацией расплава, а являются случайными. Они попадают в расплав в результате механического захвата ксенолитов вмещающих осадочно-вулканогенных или глубинных метаморфических пород, и полной или частичной их переработке в результате ассимиляции. Например, в результате ассимиляции расплавами глиноземистых сланцев и обогащения их глиноземом может образоваться корунд, а ассимиляции известняков - карбонаты. В ряде случаев мелкие ксенолиты распадаются на отдельные минеральные зерна и тогда их ксеногенную природу трудно восстановить.

Существуют также минералы, названные *симптоматическими*, присутствие которых является указанием на важные химические особенности расплавов или специфические условия их кристаллизации. К таким минералам относится кварц, указывающий на пересыщенность магмы кремне-

земом, или нефелин, кристаллизующийся только при недостатке магмы кремнеземом.

Вышеприведенное генетическое разделение минералов на группы не всегда можно выполнить, так как целый ряд минералов образуется в различных условиях. Например, серпентины могут формироваться в позднемагматическую (автометаморфическую) стадию, в результате процессов регионального метаморфизма и при поверхностном выветривании.

С середины XIX века основой классификации минералов стал химический состав, что позволяет в зависимости от доминирующего аниона или анионной группы выделять классы. Действительно минералы, в составе которых доминирует одинаковый анион или анионная группа, обнаруживает более четкие родственные черты, чем минералы, содержащие одинаковые катионы.

Главные пороодообразующие и некоторые второстепенные минералы, слагающие основной объем магматических горных пород, разделяются на основе их химического состава на следующие основные группы:

1. *Свободный кремнезем* - кварц и его модификации (тридимит, кристобалит) - SiO_2 . Минералы представляют собою пространственные каркасы из кремнекислородных тетраэдров.

2. *Алюмосиликаты* с общей формулой $(\text{R}_2\text{O}$ или $\text{RO}) \cdot m\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2$, где $m = 1-2$, $n = 2-6$. В структурном отношении эти минералы также образуют каркас из кремнекислородных тетраэдров. Наиболее представительными из данной группы являются полевые шпаты, образующие твердые растворы от альбита ($\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$) и ортоклаза ($\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$) до анортита ($\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$), и фельдшпатоиды ($n = 2$ или 4): лейцит ($\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$) и нефелин ($\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$).

3. *Щелочные алюмосиликаты*, содержащие в своем составе радикалы: галлоидные, сернокислые и углекислые. Это такие минералы, как содалит ($\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{NaCl}$), гаюин, нозеан ($\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$), канкринит ($\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot \text{CaCO}_3$).

4. *Простые силикаты*, в том числе метасиликаты и ортосиликаты. В основе строения метасиликатов находятся цепочки и ленты кремнекислородных тетраэдров, а ортосиликатов - кремнекислородные тетраэдры, связанные катионами. К метасиликатам относятся ромбические и моноклинные пироксены и амфиболы, катионная часть которых сложена железом, магнием и кальцием, типичным ортосиликатом железа и магния является оливин. Большинство из них образуют твердые растворы.

5. *Ферросиликаты натрия* - эгирин и щелочные роговые обманки. Их структура определяется цепочками кремнекислородных тетраэдров.

6. *Алюмосиликаты с гидроксилом* - слюды (биотит, мусковит), в основе структуры, которых лежат листы кремнекислородных тетраэдров.

7. *Свободные окислы* железа, алюминия и хрома (магнетит, шпинель, хромит), некоторые сульфиды, апатит.

В результате изучения структур минералов было установлено, что охарактеризовать полностью природу минералов возможно только при наличии данных как по химическому составу, так и по внутреннему строению (структуре). Совместный кристаллохимический принцип был использован У.Брэггом и В.Гольдшмитом для классификации силикатов, а затем распространен и на другие группы.

На кристаллохимической основе К.Херлбатом и К.Клейном (Hurlbut, Klein, 1977; Херлбат, Клейн, 1982) выделяются следующие классы, семейства, группы и ряды:

Самородные элементы

металлы: группы золота, платины и железа

полуметаллы: группа мышьяка

неметаллы: сера, алмаз, графит

Сульфиды

Сульфасоли

Окислы

Простые и сложные: группы гематита, рутила, уранинита, шпинели;
хризоберилл, колумбит

Гидроокислы: брусит, группа гетита

Галогениды: галит, сильвин, флюорит

Карбонаты: группы карбоната, арагонита, доломита, моноклинных карбонатов

Нитраты

Бораты

Сульфаты и хроматы

Безводные сульфаты и бораты: группа барита, ангидрит

Водные и основные сульфаты: гипс, алунит

Фосфаты: группа апатита, монацит

Вольфраматы, молибдаты, арсенаты, ванадаты

Силикаты

Ортосиликаты: группы граната, циркона, оливина, гумита, фенакита, Al_2SiO_5

Диортосиликаты: группа эпидота, везувиан

Кольцевые силикаты

Цепочечные силикаты:

группа пироксенов: ряд энстатита-ферросилита

ряд диопсида-геденбергита

пижонит, авгит

группа щелочных пироксенов

сподумен

группа пироксеноидов

группа амфиболов: ряд куммингтонита-грюнерита

ряд тремолита-актинолита

роговая обманка

группа щелочных амфиболов

Слоистые силикаты:

группы серпентина, хлорита, слюд, глинистых минералов

Каркасные силикаты:

группы кварца, полевых шпатов, фельдшпатоидов, скаполита, цеолита, анальцима.

В соответствие с кристаллооптическими свойствами, которые определяются большим набором признаков (химическим составом и структурой минерала, наличием примесей, дефектов, искажений решетки, температурой его кристаллизации и другими особенностями) среди породообразующих минералов выделены *оптически изотропные (и стекла), оптически одноосные и оптически двуосные*. Первая группа включает в себя флюорит, опал, анальцим, содалит, лейцит и вулканические стекла. В состав второй группы входят нефелин, скаполит, карбонаты, апатит, турмалин, везувиан, кварц и другие менее распространенные минералы. Третья группа объединяет минералы каркасного (полевые шпаты, цеолиты), слоистого (серпентины, тальк, слюды, хлориты), цепочечного (пироксены, амфиболы) и островного (оливин, эпидот, андалузит, кордиерит, ставролит) строения.

Ниже приводится краткий обзор главных породообразующих минералов магматических, а также метаморфических горных пород, наличие и состав которых во многом определяет их классификацию.

5.2.1. Группа кварца

К этой группе относятся *кварц, тридимит и кристобалит*, имеющие общую формулу - SiO_2 . Кварц является одним из главных породообразующих минералов интрузивных, вулканогенных и дайковых пород кислого состава. Кварц широко развит в разнообразных метаморфических породах - гнейсах и сланцах, а также в пегматитах и гидротермальных жилах. Значительно реже он встречается в породах среднего состава. Тридимит и

кристобалит встречаются преимущественно в пустотах вулканогенных пород кислого состава, в которых они отлагаются в результате воздействия горячих газов. Помимо этого они встречаются в некоторых метаморфических породах.

Кварц и другие модификации с общей формулой SiO_2 характеризуются каркасной кристаллической структурой, в которой ионы Si^{4+} всегда находятся в четверной координации. Существуют не менее девяти различных способов построения такого каркаса, в соответствии с которыми выделяются девять полиморфных модификаций SiO_2 , одна из которых получена искусственным путем. Каждая из этих модификаций имеет свойственные ей параметры кристаллической решетки, морфологию кристаллов, физические (удельный вес), и кристаллооптические (показатели преломления) свойства.

Главные полиморфные модификации SiO_2 , наиболее часто встречающиеся в природе, делятся на три структурные группы: низкотемпературный (*a*) кварц, имеющий самую низкую симметрию (гексагональная сингония) и наиболее плотную упаковку, низкотемпературный (*a*) тридимит, имеющий более высокую симметрию (моноклинная или ромбическая сингония) и более ажурную структуру, и низкотемпературный (*a*) кристобалит, имеющий наивысшую симметрию (тетрагональная сингония) и наиболее ажурную структуру. Эти полиморфные модификации могут обратимо превращаться одна в другую, однако при значительных энергетических затратах.

У каждого из выше названных структурных типов существуют высокотемпературные модификации: β -кварц (гексагональная сингония), β -тридимит (гексагональная сингония) и β -кристобалит (кубическая сингония). Их кристаллизация происходит при различных температурах (при 1 атм.): β -кристобалит - 1470°C , β -тридимит - 870°C , β -кварц - 574°C . Температурные пределы устойчивости полиморфных модификаций следующие: *a*-кварц до 574°C , β -кварц - от 574°C до 870°C , *a*-тридимит - до 117°C , β -тридимит - от 870°C до 1470°C , β -кристобалит - от 1470°C до 1713°C (*a*-тридимит и *a*-кристобалит могут существовать, будучи неустойчивыми, и при обычных температурах).

Устойчивость полиморфных модификаций различная при разных давлениях. При низких давлениях существуют 4 полиморфных модификации SiO_2 : *a*-кристобалит, *a*-тридимит, *a*-кварц и β -кварц, при этом переход *a*-кристобалита в *a*-тридимит и *a*-кварц происходит с полной перестройкой

кристаллической структуры, а переход α -кварца в β -кварц осуществляется без ее нарушения.

При высоких давлениях образуется две модификации - коэсит и стишовит, которые являются наиболее плотными. Коэсит был впервые синтезирован в 1953 г. Л.Косом (Coes, 1953) при давлении 3.5 Гпа (35 кбар), а стишовит С.М.Стишовым и С.В.Поповой - в 1961 г. при давлении более 16 Гпа (160 кбар) и температуре 1200°C. Позднее они были найдены в природных образцах: стишовит и коэсит в небольших количествах в Аризонском метеоритном кратере, коэсит в ксенолите санидин-коэситового эклогита из кимберлитовой трубки в Южной Африке.

Оптические свойства кварца: одноосный положительный, $n_e = 1.553$, $n_o = 1.544$, $n_e - n_o = 0,009$. Зерна кварца обычно без спайности, часто обладают волнистым погасанием. Последнее связано с тектоническими подвижками. В метаморфических породах кварц большей частью имеет мозаичное строение, а в гранулитах, формирующихся при высоких давлениях, кварц имеет ленточную форму. Часто зерна кварца сдвойникованы по одному или обоим законам двойникования.

Помимо кристаллической формы кремнезема, существуют и скрытокристаллические разновидности - халцедон (совместно с агатом) и кварцин, а также гидротизированная разновидность кремнезема - опал.

5.2.2. Группа полевых шпатов и группа фельдшпатоидов

Полевые шпаты являются наиболее распространенными минералами земной коры, составляя около 50% от ее массы. Приблизительно 60% содержится в магматических, около 30% - в метаморфических, и 10% - в осадочных породах. Полевые шпаты играют большую роль в классификациях магматических горных пород, при этом важным являются данные не только о их количественном содержании, но и составе.

По химическому составу полевые шпаты являются алюмосиликатами К, Na и Ca, реже Ba. По кристаллохимической структуре они представляют собою каркасные алюмосиликаты: в них кремнекислородные и алюмокислородные тетраэдры соединены кислородом, который одновременно принадлежит другим тетраэдрам. Близость ионных радиусов Na (0.98 Å) и Ca (1.01 Å), а также K (1.33 Å) и Ba (1.36 Å), обуславливает наличие в полевых шпатах явлений изоморфизма.

По химическому составу полевые шпаты разделяются на три группы: I - натри-кальциевые или *плаггиоклазы*; II - натри-калиевые или *щелочные* III - кали-бариевые или *гидрофанты*, из которых главную роль в качестве породообразующих играют плаггиоклазы и щелочные.

Плаггиоклазы образуют твердые растворы, конечными членами которых являются альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Кроме того, в незначительных количествах в плаггиоклазах присутствует молекула ортоклаза $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Максимальное ее количество обычно составляет 8%.

По содержанию анортита (*An*) плаггиоклазы разделяются по предложению Е.С.Федорова на 100 номеров, объединенных под названием *альбит* (0-10% *An*), *олигоклаз* (10-30% *An*), *андезин* (30-50% *An*), *лабрадор* (50-70% *An*), *битовнит* (70-90% *An*) и собственно *анортит* (90-100% *An*) (рис. 5.1).

Плаггиоклазы разделяются также по содержанию кремнекислоты на кислые, средние и основные. Кислые плаггиоклазы являются более низкотемпературными по сравнению с основными: альбит кристаллизуется при температуре 1100°C, а анортит - 1550°C. Кислые плаггиоклазы характерны для пород, обогащенных кремнеземом (граниты и гранодиориты); средние плаггиоклазы широко развиты в породах среднего состава (диориты и сиениты), а основные плаггиоклазы типичны для габбро и базальтов.

Среди плаггиоклазов выделяются низкотемпературные и высокотемпературные модификации. Первые характерны для глубинных магматических пород и характеризуются наибольшим упорядочением атомов кремния и алюминия в кристаллической решетке, а вторые присутствуют в вулканических породах, формирующихся при быстром охлаждении кристаллизующегося расплава. Так как ионы кремния и алюминия различаются по размерам ($\text{Si} = 0.41 \text{ \AA}$, $\text{Al} = 0.57 \text{ \AA}$), то степень их упорядоченности создает разные условия для прохождения света, в связи с чем кристаллооптические свойства низко- и высокотемпературных плаггиоклазов различаются.

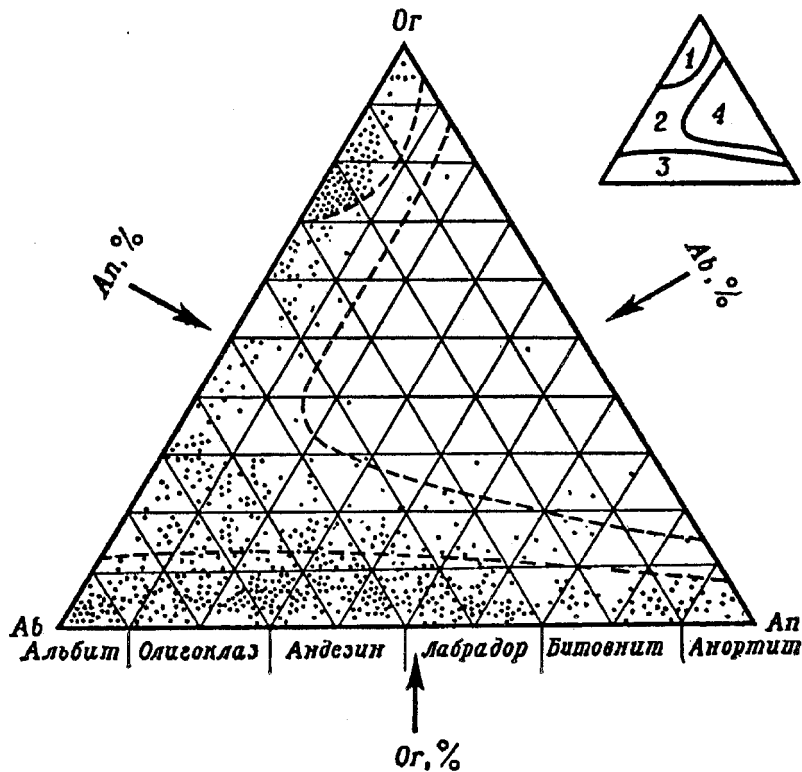


Рис. 5.1. Треугольная диаграмма ортоклаз – альбит – анортит и распределение составов природных полевых шпатов в магматических горных породах.

Все плагиоклазы кристаллизуются в триклинной сингонии и образуют таблитчатые и призматические кристаллы. Характерным свойством для них является наличие полисинтетических двойников. Как правило, кислые плагиоклазы имеют в шлифе очень тонкие двойниковые полоски, тогда как основные характеризуются более широкими полосками. Все многообразие двойниковых законов можно свести к двум типам: I - нормальный тип, когда двойниковая ось является перпендикуляром к плоскости срастания (альбитовый закон), II - параллельный тип, когда двойниковая ось является какой-либо кристаллографической осью или перпендикуляром к кристаллографической оси, лежащей в плоскости срастания (периклиновый закон). Наибольшее разнообразие двойниковых законов обнаруживают плагиоклазы излившихся пород, в глубинных же породах плагиоклазы чаще сдвойникованы по альбитовому, а в метаморфических породах - по периклиновому.

Для плагиоклазов, особенно вулканогенных пород, характерным является зональное строение зерен с резкими границами между отдельными

зонами. Как правило, внутренние зоны имеют более основной состав по сравнению с краевыми, и в этом случае зональность носит название нормальной или прямой. Реже встречается обратная зональность (в центре зерен находится более кислый плагиоклаз) и ритмическая зональность (переменяемость тонких зон переменного состава). Появление обратной и ритмической зональности связывают с явлениями переохлаждения расплавов.

Оптические свойства плагиоклазов меняются в зависимости от состава и степени упорядоченности. Показатели преломления плагиоклазов закономерно возрастают при переходе от альбита к анортиту: альбит имеет $n_g = 1.538$, $n_m = 1.532$, $n_p = 1.528$, анортит $n_g = 1.589$, $n_m = 1.583$, $n_p = 1.576$. Двупреломление плагиоклазов невысокое - от 0.007 до 0.013. Угол оптических осей колеблется в широких пределах: от -75° до $+75^\circ$ в низкотемпературных разностях и в еще большем диапазоне в высокотемпературных.

Плагиоклазы иногда замутнены из-за присутствия в них многочисленных мельчайших частиц железорудных минералов (магнетита, ильменита, гематита), а также шпинели, граната, биотита, рутила. Замутнение может также вызывать новообразование каолинита или серицита.

Продуктами изменения плагиоклазов являются серицит, мусковит, эпидот, цоизит, хлорит, кальцит, каолинит, цеолиты, пренит, скаполит. Наиболее характерным процессом изменения плагиоклаза является серицитизация - замещение плагиоклаза тонкочешуйчатым агрегатом мусковита.

Щелочные полевые шпаты представлены моноклинным *санидином* и ортоклазом и триклинным *микроклином*, имеющими один и тот же состав: $K[AlSi_3O_8]$, но всегда содержащих примесь Na. Из-за различных ионных радиусов K^{1+} и Na^{1+} (1.33 \AA и 0.98 \AA) полная смесимость калиевой и натриевой фаз возможна только при высокой температуре. Соотношение между щелочными и известковистыми полевыми шпатами отражено на рис. 5.1.

Щелочные полевые шпаты могут быть высокотемпературными (моноклинный санидин) и низкотемпературными (моноклинный ортоклаз и триклинный микроклин). Они имеют совершенную спайность и очень часто образуют простые двойники по карслбадскому и манебахскому законам.

Оптические свойства щелочных полевых шпатов следующие:
санидин $n_g = 1.526$, $n_m = 1.525$, $n_p = 1.519$, $n_g - n_p = 0.007$, $2V = -20^\circ$;

ортоклаз $N_g = 1.524$, $N_m = 1.522$, $N_p = 1.518$, $N_g - N_p = 0.006$, $2V = -70^\circ$;
 микроклин $N_g = 1.521-1.530$, $N_m = 1.518-1.526$, $N_p = 1.514-1.523$, $N_g - N_p = 0.007$,
 $2V = \text{от } -70^\circ \text{ до } -84^\circ$.

Механические смеси $K[AlSi_3O_8]$ и $Na[AlSi_3O_8]$ носят название пертитов и антипертитов. Пертиты - это закономерные сростки калиевых полевых шпатов с альбитами при резком преобладании первых, а антипертиты - прорастания плагиоклаза калиевым полевым шпатом.

В интрузивных породах очень часто на границе плагиоклазов с щелочными полевыми шпатами развиваются мирмекиты, представляющие собою зерна кислого плагиоклаза, проросшие червеобразными зернами кварца.

Наиболее характерным процессом изменения щелочных полевых шпатов является каолинизация или пелитизация, т.е. замещение их глинистыми минералами. Помимо этого, они могут серицитизироваться или превращаться в смесь кальцита и эпидота.

Фельдшпатоидами называют минералы, играющие в породах, обедненных кремнеземом, роль полевых шпатов, отличаясь от них меньшим содержанием SiO_2 . К группе фельдшпатоидов относятся нефелин, лейцит, содалит, нозеан и гаюин. Из них наибольшим распространением пользуется нефелин, который развит в составе щелочных породах, в их глубинных и излившихся фациях. Лейцит менее распространен и встречается только в излившихся породах. Содалит, нозеан и гаюин встречаются редко и только лишь в щелочных лавах.

Нефелин имеет формулу $Na_4Al_3[Si_5AlO_{18}]$. Природные нефелины всегда содержат примесь К и Са, из-за чего их оптические свойства довольно изменчивы. Нефелин имеет гексагональную сингонию и образует короткостолбчатые или толстотаблитчатые кристаллы, имеющие несовершенную спайность. Одноосный, отрицательный. Показатели преломления нефелина колеблются в широком пределах: $N_o = 1.532-1.547$, $N_e = 1.529-1.542$, $N_o - N_e = 0.003-0.005$.

Лейцит - $K[AlSi_2O_6]$, содержит в виде примесей также Na и Са. Он является типичным магматическим минералом, образующимся при невысоком давлении.

При температуре выше $620^\circ C$ он имеет кубическую сингонию, а ниже этой температуры преобразуется в тетрагональную сингонию. Кристаллы лейцита имеют форму тетракон-триоктадра, в разрезе шлифа дающие

восьмиугольники. Характерной особенностью лейцита является наличие нескольких систем полисинтетических двойников.

В шлифах лейцит бесцветен. Имеет низкие показатели преломления (1.508-1.509) и резкий отрицательный рельеф. Из-за низкого двупреломления в шлифах при скрещенных николях выглядит почти черным.

Лейцит легко изменяется, поэтому в древних лавах вместо лейцита находятся псевдоморфозы нефелина, альбита, ортоклаза и серицита, названные псевдолейцитом.

5.2.3. Группа оливина

Группа оливина представляет собою непрерывный ряд изоморфных смесей форстерита (*Fo*) Mg_2SiO_4 и фаялита (*Fa*) Fe_2SiO_4 при полной взаимозаменяемости между Mg и Fe^{2+} . В них часто присутствует примесь Mn, Ni и Ca, которые замещают (Mg, Fe^{2+}). В группу оливина входит также монтичеллит $(Ca, Mg)_2[SiO_4]$ и тефроит $(Mn, Fe)_2[SiO_4]$. Они встречаются очень редко и поэтому не рассматриваются. По содержанию фаялитового минала выделяют *форстерит* (0-10% *Fa*), *хризолит* (10-30% *Fa*), *гиалосидерит* (30-50% *Fa*), *гортонолит* (50-70% *Fa*), *феррогортонолит* (70-90% *Fa*) и собственно *фаялит* (90-100% *Fa*), из которых наиболее часто в горных породах встречается магнезиальные члены (форстерит и хризолит). Магнезиальные оливины являются типичными минералами магматических пород ультраосновного и основного состава, чистый форстерит встречается только в контактово-метаморфизованных породах. Железистые оливины изредка встречаются в породах кислого состава, а также в некоторых регионально-метаморфических образованиях, например, в железистых кварцитах. Помимо этого, фаялит является устойчивым во многих искусственных системах, используемых в экспериментах.

Форстерит кристаллизуется при температуре $1890^{\circ}C$, а фаялит - при $1205^{\circ}C$, поэтому магнезиальные оливины кристаллизуются раньше железистых.

По своей структуре оливины относятся к островным силикатам или тетраэдрическим ортосиликатам, в которых изолированные тетраэдрические анионы $[SiO_4]^{4-}$ соединены катионами Mg и Fe^{2+} . Так как ионы кислорода имеют больший размер по сравнению с ионами Si, Mg и Fe^{2+} , то характер решетки определяется расположением кислородных ионов, которые

5.2.4. Группа пироксенов

Пироксены по химическому составу представляют собою метасиликаты цепочного строения с радикалом $[\text{SiO}_3]^{2-}$, в котором часть кремния может замещаться на алюминий. Катионами являются Fe^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Al^{3+} , Na^{1+} и Fe^{3+} .

Характерной особенностью минералов группы пироксенов является их способность образовывать изоморфные смеси и двойные соли.

Физические свойства пироксенов находятся в полном соответствии с их структурой. Цепочки кремнекислородных тетраэдров в них вытянуты в одном направлении - вдоль оси c , поэтому кристаллы пироксенов имеют вытянутый облик.

Современная классификационная диаграмма железо-магнезиальных и известковистых пироксенов по Р.Моримото (Morimoto, 1989) приведена на рис. 5.2, а их основные физические свойства - на рис. 5.3.

По кристаллографическим особенностям пироксены подразделяются на ромбические и моноклинные (или орто- и клинопироксены):

Ромбические пироксены (железо-магнезиальные)

энстатит - $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$

ферросилит - $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Моноклинные, среди которых по составу выделяются известковистые и щелочные
Известковистые

диопсид - $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

геденбергит - $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

тижонит - $(\text{Ca}, \text{Mg})(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{Si}_2\text{O}_6]$

авгит - $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$

Щелочные

эгирин - $\text{NaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

жадеит - $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

сподумен - $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Энстатит (включая ранее выделявшиеся бронзит и гиперстен) и *ферросилит* образуют ряд непрерывных изоморфных смесей, однако в отличие от оливина, конечные члены ряда Mg-Fe в природе не встречаются. Их оптические свойства меняются постепенно и закономерно - в зависимости от соотношения Mg и Fe. Так с увеличением железа в составе минералов увеличиваются значения всех трех показателей преломления, а также двупреломления. Изменяется также угол оптических осей - от положительного для энстатита до отрицательного для гиперстена.

Оптические свойства ромбических пироксенов следующие:

энстатит $N_g = 1.658-1.680$, $N_m = 1.653-1.671$, $N_p = 1.650-1.662$,

Ng-Np = 0.007 - 0.011, +2V = 55-90°;
 ферросилит Ng = 1.772-1.788, Nm = 1.763-1.770, Np = 1.755-1.768, Ng-Np =
 0.018-0.020, +2V = 55-90°

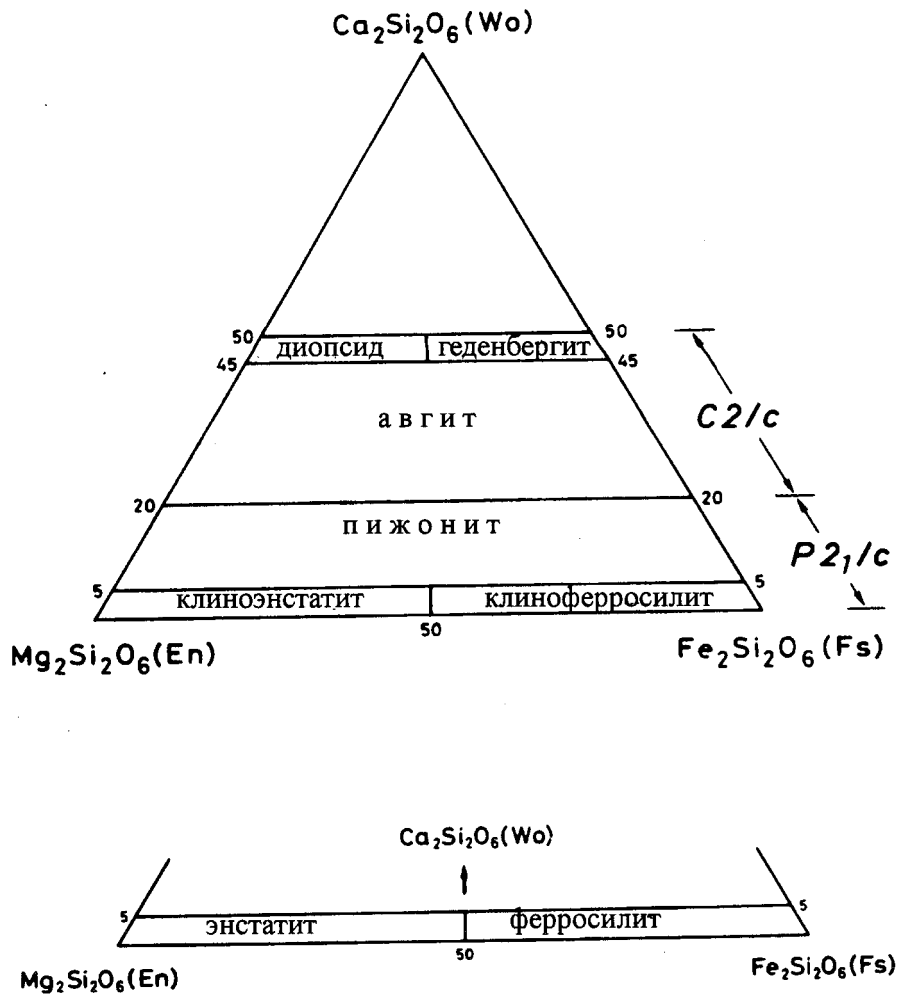


Рис. 5.2. Классификационные диаграммы для Ca-Mg-Fe (моноклинных) и Mg-Fe (ромбических) пироксенов по (Morimoto, 1989).

Ромбические пироксены замещаются, как и оливин, смесью серпентина и магнетита, реже талька, хлорита и тремолита. При замещении часто образуются гомоосевые псевдоморфозы серпентина по ромбическим пироксенам.

Кроме описанных ромбических пироксенов, существуют моноклинные железо-магниевые пироксены, имеющие косое погасание - клиноэнстатит и клиногиперстен. В природе они встречаются редко (например, в марианит-

бонинитовых вулканитах западной части Тихого океана), но легко получаются искусственным путем.

Диопсид и геденбергит также образуют изоморфный ряд с постепенным изменением оптических свойств. Увеличение содержания железа приводит к повышению плотности, возрастанию показателей преломления и угла погасания cNg при уменьшении двупреломления.

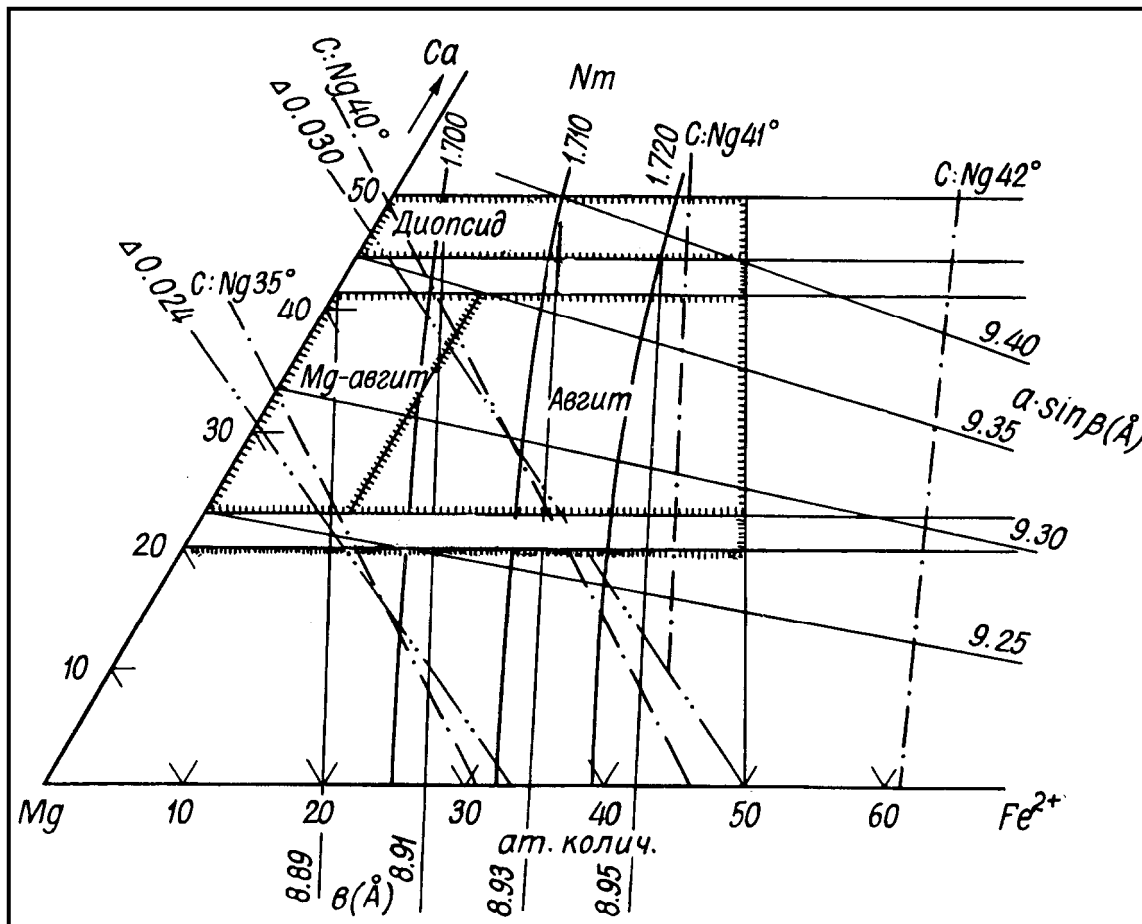


Рис. 5.3. Изменение оптических свойств и параметров кристаллической решетки для моноклинных пироксенов по (Гинзбург, 1974 и др.).

Диопсид входит в состав многих магматических, а также регионально- и контактово-метаморфических пород. Геденбергит же имеет исключительно метаморфическое происхождение, он часто встречается в сланцах, ассоциирующих с железистыми кварцитами. Разрушаясь под воздействием горячих растворов, диопсид и геденбергит замещаются тремолитом, актинолитом и хлоритом.

Пижонит широко развит в вулканических породах основного состава; в глубинных же породах, например, в расслоенных интрузиях, из-за мед-

ленного остывания он распадается на авгит и гиперстен, т.е. испытывает инверсию. Имея промежуточный состав между диопсидом и клиноэнстатитом, пижонит обладает также и промежуточными оптическими свойствами.

Авгит является типичным минералом магматических пород. Для него характерным является короткостолбчатый облик, наличие хорошо выраженной спайности. При повышении содержания титана возникает так называемая "структура песочных часов".

Оптические свойства моноклинных пироксенов известковистой подгруппы:

диопсид $N_g = 1.695-1.721$, $N_m = 1.672-1.701$, $N_p = 1.664-1.695$, $N_g-N_p = 0.024-0.031$, $+2V = 50-60^\circ$;

геденбергит $N_g = 1.741-1.751$, $N_m = 1.723-1.730$, $N_p = 1.716-1.726$, $N_g-N_p = 0.025-0.029$, $+2V = 52-62^\circ$;

пижонит $N_g = 1.705-1.751$, $N_m = 1.684-1.722$, $N_p = 1.682-1.722$, $N_g-N_p = 0.023-0.029$, $+2V = 0-30^\circ$;

авгит $N_g = 1.703-1.761$, $N_m = 1.672-1.741$, $N_p = 1.671-1.735$, $N_g-N_p = 0.018-0.033$, $+2V = 25-60^\circ$.

Содержание Al_2O_3 в моноклинных пироксенах является показателем высоких давлений при кристаллизации, а также отражает степень насыщенности породы кремнеземом.

Эгирин, являясь щелочным пироксеном, широко развит в породах щелочного состава богатых натрием, а также встречается в контактово-метасоматических образованиях.

Он образует непрерывные изоморфные ряды с авгитом, диопсидом и геденбергитом.

Эгирины слагают самостоятельные кристаллы или нередко участвуют в строении зональных зерен, сложенных, например, в центре авгитом, а по периферии - эгирином. Очень часто эгирин образует двойники.

В шлифах эгирин имеет высокий рельеф, интенсивную окраску и резко плеохроирует по обратной схеме абсорбции: $N_p > N_m > N_g$.

Сподумен - типичный минерал пегматитов. Он образует призматические кристаллы, в шлифе бесцветен.

Жадеит представляет собою редкий минерал, встречающийся исключительно в метаморфических породах.

Оптические свойства моноклинных пироксенов щелочной подгруппы следующие:

эгирин Ng = 1.800-1.836, Nm = 1.780-1.820, Np = 1.750-1.776, Ng-Np = 0.040-0.060, -2V = 60-70°;

сподумен Ng = 1.662-1.679, Nm = 1.655-1.669, Np = 1.648-1.663, Ng-Np = 0.014-0.027, +2V = 58-68°;

жадеит Ng = 1.652-1.673, Nm = 1.645-1.663, Np = 1.640-1.658, Ng-Np = 0.012-0.013, +2V = 67-70°.

5.2.5. Группа амфиболов

Амфиболы по химическому составу и кристаллической структуре являются более сложными по сравнению с пироксенами. Их строение обусловлено наличием sdвоенных цепочек (или лент) кремнекислородных тетраэдров. Дополнительно один ион кислорода входит в состав самостоятельной одновалентной гидроксильной группы, которая часто замещается фтором, реже хлором. Таким образом, кислородный радикал имеет вид $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$. Так как на каждую ячейку ленты приходится по одной гидроксильной группе OH, то общий отрицательный заряд каждой элементарной ячейки равен 7. Катионы представлены Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{3+} , Na^{1+} , реже K^{1+} . В амфиболах, по сравнению с пироксенами, относительное содержание кальция ниже. Часть Si^{4+} в них может замещаться на Al^{3+} , что обуславливает увеличение отрицательного заряда. В составе некоторых амфиболов существенную роль играет титан.

Кристаллизация амфиболов происходит при участии летучих компонентов - паров воды, F и Cl. При высоких температурах происходит дегидратация амфиболов и кристаллизация безводных минералов.

В магматических породах амфиболы редко присутствуют в качестве первичных минералов, большей частью они являются вторичными (позднемагматическими или постмагматическими) образованиями. Наиболее широко они развиты в метаморфических породах - амфиболитах, разнообразных гнейсах и сланцах.

По кристаллографическим особенностям амфиболы разделяются на две группы: ромбические и моноклинные, а по составу - на железомagneзиальные, кальциевые (или известковистые) и щелочные:

Железо-магнезиальные

Ромбические

Антофиллит - $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_7 [\text{Si}_8\text{O}_{22}] (\text{OH}, \text{F})_2$

Жедрит - $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{6-5} \text{Al}_{1-2} [\text{Si}_6 (\text{Si}, \text{Al})_2 \text{O}_{22}] (\text{OH}, \text{F})_2$

Моноклинные

Куммингтонит - $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_7 [\text{Si}_8\text{O}_{22}] (\text{OH})_2$

Грюнерит - $(\text{Fe}^{2+})_4 (\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_3 [\text{Si}_8\text{O}_{22}] (\text{OH})_2$

Кальциевые (известковистые), моноклинные

тремолит - $\text{Ca}_2 \text{Mg}_5 [\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2 (\text{OH})_2$

актинолит - $\text{Ca}_2 (\text{Mg}, \text{Fe})_5 [\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2 (\text{OH})_2$

роговая обманка - $\text{Ca}_2 \text{Na} (\text{Mg}, \text{Fe})_4 (\text{Al}, \text{Fe}) [(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{11}]_2 (\text{OH})_2$

Щелочные, моноклинные

арфведсонит - $\text{Na}_3 (\text{Fe}, \text{Mg})_4 (\text{Fe}, \text{Al}) [\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2 (\text{OH}, \text{F})_2$

рибекит - $\text{Na}_2 \text{Fe}_3^{2+} \text{Fe}_2^{3+} [\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2 (\text{OH})_2$

Ниже даны краткие характеристики для наиболее распространенных амфиболов. При этом необходимо иметь в виду, что амфиболы представляют собою твердые растворы, т.е. состоят из изоморфных смесей двух или более компонентов, поэтому природные амфиболы имеют промежуточные свойства.

На рис. 5.4 приведена современная классификация амфиболов, основой которой является их стандартная кристаллохимическая формула:

$\text{AB}_2\text{C}_5^{\text{VI}} \text{T}_8^{\text{IV}} \text{O}_{22} (\text{OH})_2$, где А, В, С, Т и “ОН” отвечают кристаллографическим позициям на одну формульную единицу: А – одна позиция, В – две позиции М4, С – пять позиций (две М1, две М2 и одна М3), Т – восемь позиций (по два набора по четыре позиции), “ОН” - две позиции.

Тремолит и актинолит, являясь минералами моноклинной сингонии, образуют длиннопризматические, игольчатые или волокнистые кристаллы без концевых граней. Тремолит в шлифах бесцветный, а актинолит окрашен в светло-зеленые тона. Они преимущественно развиты в регионально-метаморфизованных породах, измененных в условиях фации зеленых сланцев. Увеличение содержания железа в ряду тремолит-актинолит приводит к увеличению показателей преломления, при уменьшении двупреломления и угла погасания.

Их оптические свойства:

Тремолит $N_g = 1.624$, $N_m = 1.613$, $N_p = 1.600$, $N_g - N_p = 0.024$, $-2V = 85^\circ$;

Актинолит $N_g = 1.667$, $N_m = 1.659$, $N_p = 1.647$, $N_g - N_p = 0.020$, $-2V = 80^\circ$.

Актинолит меняет свой цвет от светло-зеленого по N_g , до зеленоватого по N_m и почти бесцветного по N_p .

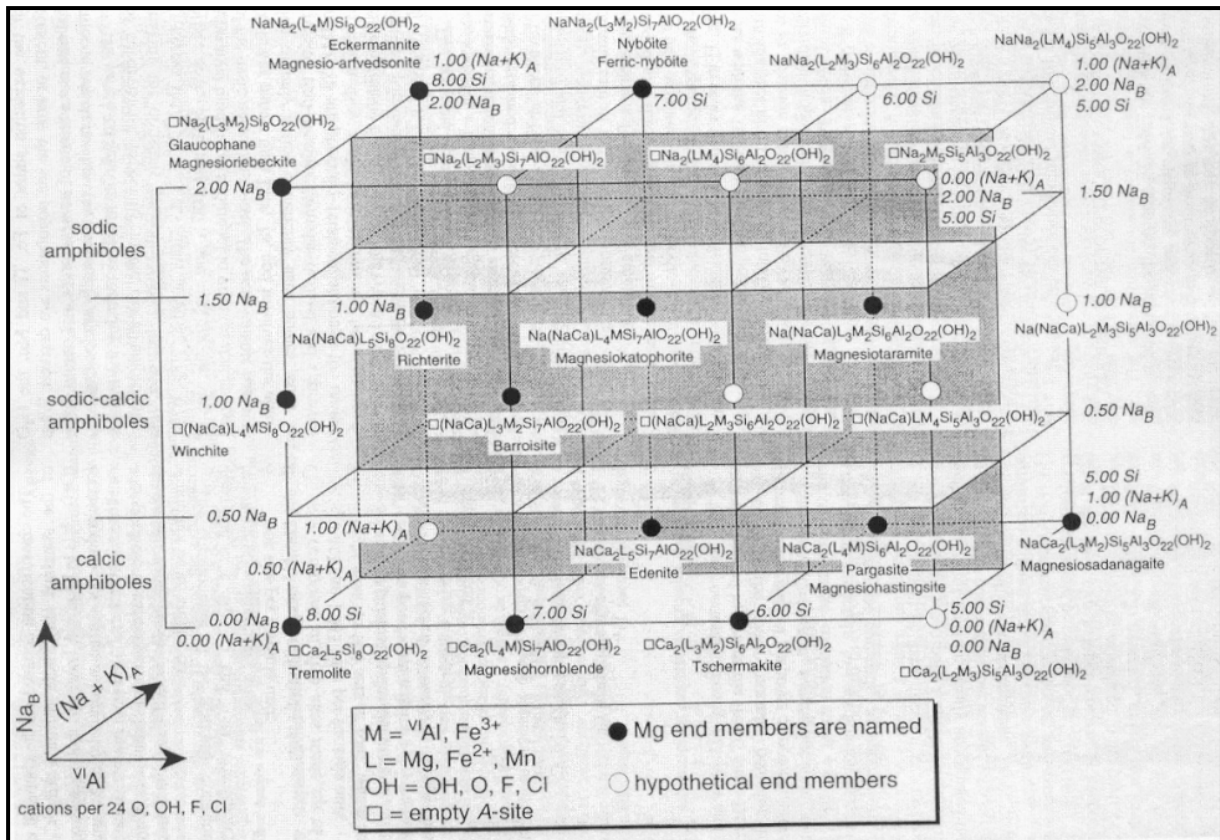


Рис. 5.4. Общая классификационная диаграмма амфиболов. Из работы (Leake et al., 1997).

Роговая обманка кристаллизуется в моноклинной сингонии. Она широко развита в разнообразных метаморфических породах, встречается также в магматических - преимущественно в интрузивных, реже в вулканических - образованиях. В породах различного генезиса она имеет разную форму - от хорошо образованных призматических кристаллов до агрегатов зерен с извилистыми границами. Из-за непостоянства химического состава, оптические свойства роговой обманки колеблются в широких диапазонах.

В наиболее распространенных роговых обманках колебания оптических свойств происходит в следующих пределах: $N_g = 1.644-1.704$, $N_m = 1.637-1.697$, $N_p = 1.630-1.678$, $N_g - N_p = 0.014-0.026$, $cN_g = 15-27^\circ$, $-2V = 63-87^\circ$.

В шлифах роговые обманки всегда окрашены и резко плеохроируют по схеме абсорбции $N_g > N_m > N_p$. Окраска ее по N_g буровато-зеленая или красно-бурая, по N_m - зеленая или светло-зеленая, по N_p - светло-желтая.

Роговые обманки, находящиеся в излившихся породах в виде порфировых вкрапленников, часто опациваются, т.е. замещаются черным непрозрачным веществом, сложенным магнетитом и пироксенами. Особое

место среди роговых обманок занимает уралит, представляющий собою вторичное образование в виде псевдоморфоз по моноклинным пироксенам. Наиболее характерным продуктом изменения самой роговой обманки является хлорит.

5.2.6. Группа слюд

Слюды широко распространены как в магматических, так и метаморфических породах различного состава. Их кристаллизация в магматических расплавах возможна только при повышении содержания летучих компонентов. И поэтому они образуются позже других фемических минералов, когда к магме концентрируется достаточное количество щелочей, глинозема и летучих соединений.

По химическому составу слюды относятся к алюмосиликатам. Их химический состав очень изменчив, что обусловлено явлением изоморфизма. В качестве одновалентного катиона всегда находится К (значительно редко Na), из двухвалентных - Mg и Fe^{2+} , из трехвалентных - Al и Fe^{3+} . Наиболее развито гетерогенное замещение $(Mg, Fe^{2+})_3$ на $(Al, Fe^{3+})_2$.

По структуре слюды относятся к листоватым или слоистым алюмосиликатам. Кремнекислородные и алюмокислородные тетраэдры в них скреплены ионами кислорода и образуют плоские слои, соединенные между собою через катионы. Элементарная ячейка такого слоя имеет вид: $[Si_3AlO_{10}]^{5-} 2(OH)^{2-}$. Между минералами этой группы существуют ограниченные ионные замещения.

В магматических породах наиболее часто встречаются мусковит, флогопит и биотит. Их формулы имеют следующий вид:

мусковит $KAl_2 [Si_3O_{10}] (OH)_2$

флогопит $KMg_3 [Si_3AlO_{10}] (F, OH)$

биотит $K(Mg, Fe)_3 [Si_3AlO_{10}] (OH, F)_2$.

Для всех слюд имеются общие свойства, которые определяются их общей кристаллохимической структурой. Они кристаллизуются в моноклинной сингонии, однако имеют кристаллографический угол β , близкий к 90° , и поэтому их принадлежность к данной сингонии распознается с трудом. Кристаллы слюд имеют таблитчатый, псевдогексагональный облик, а агрегаты - листовато-пластинчатый или чешуйчатый. Все слюды оптически отрицательны и имеют небольшой угол оптических осей. Плоскость опти-

ческих осей в слюдах расположена перпендикулярно к третьему пинакoidу, к спайности.

Мусковит является одной из наиболее распространенных слюд. Хорошо образованные кристаллы обычно редки и более широко развиты таблицы с хорошо выраженной спайностью по {001}. Мусковит - это бесцветный минерал, обладающий псевдоабсорбцией. Его оптические свойства: $n_g = 1.587-1.616$, $n_m = 1.582-1.610$, $n_p = 1.552-1.574$, $n_g - n_p = 0.036-0.049$, $-2V = 30-47^\circ$.

Более высокие значения показателей преломления и низкие для угла оптических осей относятся к разновидности, обогащенной железом.

Мусковит широко развит в кислых магматических породах, часто развиваясь по полевым шпатам, и является характерным минералом пегматитов, он также часто встречается в метаморфических породах (в разнообразных сланцах), образуящиеся при относительно низких температурах.

Благодаря хорошим электро- и теплоизоляционным свойствам, пластинки мусковита используются в качестве изоляционного материала в электроприборах, а также в смазках и огнезащитных материалах.

Флогопит обычно встречается в виде шестиугольных пластинок или столбчатых кристаллов. В шлифах он бесцветный или окрашен в светло-буроватые цвета. В тонких пластинках иногда обнаруживается астеризм из-за наличия мельчайших ориентированных включений рутила.

Его оптические свойства: $n_g = 1.558-1.637$, $n_m = 1.557-1.637$, $n_p = 1.530-1.590$, $n_g - n_p = 0.028-0.049$, $-2V = 0-15^\circ$.

Как и в случае с мусковитом, более высокие показатели преломления обнаруживаются в разновидностях, обогащенных железом.

Флогопит эпизодически встречается в отдельных магматических породах (в пироксенитах, пикритах, кимберлитах и лампрофирах), более чаще он развит в контактово-метаморфических образованиях, в том числе в метаморфизованных известняках, доломитах и ультраосновных породах.

Подобно мусковиту, флогопит используется в качестве электроизолятора.

Биотит обычно образует листоватые скопления неправильной формы, чаще встречается в виде рассеянных вкрапленных таблиц или чешуйчатых агрегатов.

Состав его подобен флогопиту, но со значительным замещением Mg на Fe^{2+} . Происходит также замещение Mg на Fe^{3+} , Si на Al и K на Na, Ca, Ba, Rb и Cs.

В шлифах биотит имеет бурый, реже зеленый цвет, и обладает более высоким светопреломлением, чем другие слюды. Характерным для него является сильный плеохроизм со схемой абсорбции $N_g = N_m > N_p$. Цвет по N_p очень слабый, по N_g и N_m - густой бурый или зеленый. Показатели преломления и двупреломление возрастают в нем с увеличением железа: $N_g = 1.605-1.696$, $N_m = 1.605-1.695$, $N_p = 1.685-1.625$, $N_g - N_p = 0.04-0.08$, $-2V = 0-25^\circ$.

Биотит встречается в самой разнообразной геологической обстановке. Он часто присутствует в гранитах и гранитных пегматитах, гранодиоритах, диоритах, нефелиновых сиенитах. Особенно он широко развит в интрузивных известково-щелочных породах, реже встречается в вулканитах риолитового, трахитового, дацитового и андезитового составов. При метаморфизме биотит кристаллизуется в широком диапазоне температур и давлений, и поэтому встречается во многих контактово- и регионально-измененных породах.

Биотит легко изменяется и часто переходит в хлорит или смесь вторичного мусковита, серицита, гидроокислов железа и рутила.

Помимо выше рассмотренных минералов, группа слюд включает в себя вермикулит, липидолит и маргарит.

5.2.7. Группа шпинели

Минералы группы шпинели (или шпинелиды) постоянно встречаются практически во всех магматических породах в виде редких зерен или рудных сегрегаций разной морфологии, состава и генезиса (от ранне- до позднемагматического, пневматолито-гидротермального и метаморфического). Для них характерен высокий рельеф, изотропность, отсутствие или слабо выраженная спайность, октаэдрическая форма, наличие двойников (по шпинелевому закону). Большая часть шпинелидов непрозрачна и поэтому их диагностика возможно в полированных препаратах (аншлифах) в отраженном свете. Окраска других шпинелидов меняется следующим образом: благородная шпинель – прозрачная, плеонаст – зеленая, пикотит – бурая, хромит (хромшпинелид) – в каемках непрозрачных кристаллов появляется красноватый цвет

Шпинелиды обладают переменным составом, обусловленным широкими пределами изоморфных замещений. При этом конечные члены изоморфных рядов встречаются в природе относительно редко. Поэтому их

разделение сталкивается со значительными трудностями, в связи с чем существует до настоящего времени множество излишних синонимов.

Классификация шпинелидов в общих чертах определилась в 30-40-е годы в связи с изучением хромитовых и ильменит-магнетитовых месторождений. Общее определение минеральных видов шпинелидов в зависимости от сочетания двухвалентных (Mg , Fe^{2+} , Mn^{2+} и Zn) и трехвалентных (Al , Fe^{3+} , Cr и Mn^{3+}) катионов было сделано А.К.Болдыревым, а затем дополнено А.Г.Бетехтиным (Бетехтин, Кашин, 1937). Для характеристики состава хромшпинелидов А.Г.Бетехтин предложил барицентрическую диаграмму $MgAl_2O_4 - MgCr_2O_4 - FeCr_2O_4$ и $Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$. Р.Стивенс за основу брал среднее количество атомов данного элемента в элементарной ячейке (Соколов, 1948). Детальная классификация хромшпинелидов на виды и подвиды была предложена Г.А.Соколовым на основе диаграммы $Al_2O_3 - Cr_2O_3 - Fe_2O_3$. (в мас. %). Наиболее популярной до недавнего времени была диаграмма Н.В.Павлова (1949), в основу которой, в отличие от диаграммы Г.А.Соколова, положена атомарная структура шпинелидов. Принадлежность шпинелидов к тому или иному минеральному виду определялась одновременно числом катионов Cr , Al , Fe^{3+} на треугольной диаграмме и Mg и Fe^{2+} на двойной.

Согласно К.Пэлачу и др. (Дир и др., 1966), шпинелиды были подразделены на три серии в зависимости от того, какой из трехвалентных ионов преобладает: шпинели (Al), хромита (Cr) и магнетита (Fe). Кроме того, к серии магнетита отнесена ульвошпинель, содержащая Ti^{4+} . При общей формуле $R_8^{2+}R_{16}^{3+}$ шпинелиды характеризуются различным расположением катионов, в связи с чем они подразделяются на нормальный структурный тип (серия шпинели) – двухвалентные ионы находятся в четверной координации (позиция А), а трехвалентные – в шестерной (позиция В) и нормально-инверсионный (серии хромита и магнетита) – двухвалентные ионы разделены по позициям А и В. Для шпинелидов характерен изоморфизм или полная смесимость в каждой серии, а также между сериями шпинели и хромита. Соотношения между титановыми и другими шпинелидами до 70-х годов XX века были не ясны и трактовались по разному.

При детальном изучении шпинелидов в лунном грунте в связи с реализацией программ "Луна" и "Аполлон" была обнаружена непрерывная серия фаз переменного состава от герцинита-хромита до ульвошпинели, что послужило одним из доказательств смесимости между хром-алюминиевыми и титановыми шпинелями (Фрондел, 1978). Основываясь на этих новых

данных, С.Хаггерти (Haggerty, 1972, 1976) была предложена номенклатура шпинелидов на основе диаграммы – призмы, которая позволяет учесть не только минералы известных серий, но и вновь выявленной. Позднее шпинелиды ряда хромит-ульвошпинель были обнаружены и в земных породах - в кимберлитах, породах океанических островов, в пегматитах расслонных интрузий (Бушвельд), а также рудоносных перидотитах и ферропикритах Печенги (Смолькин, 1977, 1992). В то же время в диаграмме – призме не учитывалось Fe^{3+} , которое, как правило, присутствует в минералах из земных пород. Поэтому В.Ф.Смолькиным (1979) была предложена модернизированная классификация минералов группы шпинели, в основу которой положен минеральный состав, позволяющий учесть практически все компоненты. Для отображения минерального состава была предложена диаграмма, которая представляет собою сочетание трех треугольников, учитывающих как соотношение трех- и четырехвалентных (Al , Cr , Fe^{3+} и Ti^{4+}), так и двухвалентных (Mg , Fe^{2+} , Mn , Ni и др.) катионов (рис. 5.5). Каждый треугольник отображает состав одной серии шпинелидов, а каждое ребро объединяет конечные члены одного изоморфного ряда; два треугольника имеют общее основание, а конечные члены его – полную смесимость. За конечными членами изоморфных рядов сохранены их прежние, привычные названия. В основу подразделения фаз промежуточного состава положен следующий принцип: вторая часть названия определяется содержанием и названием преобладающего трехвалентного иона (в случае Al – шпинель или герцинит, Cr – хромит, Ti – ульвошпинель и Fe – магнетит), первая часть – названием второстепенного трехвалентного или двухвалентного (если его содержание не превышает 12.5 мол.%) ионов. При этом сохранены общепринятые собственные названия фаз, такие как плеонаст (Fe^{2+} -содержащая шпинель), пикотит (Cr -содержащий герцинит) и титаномагнетит (Ti -содержащий магнетит), и только за некоторым исключением введены новые дополнительные названия.

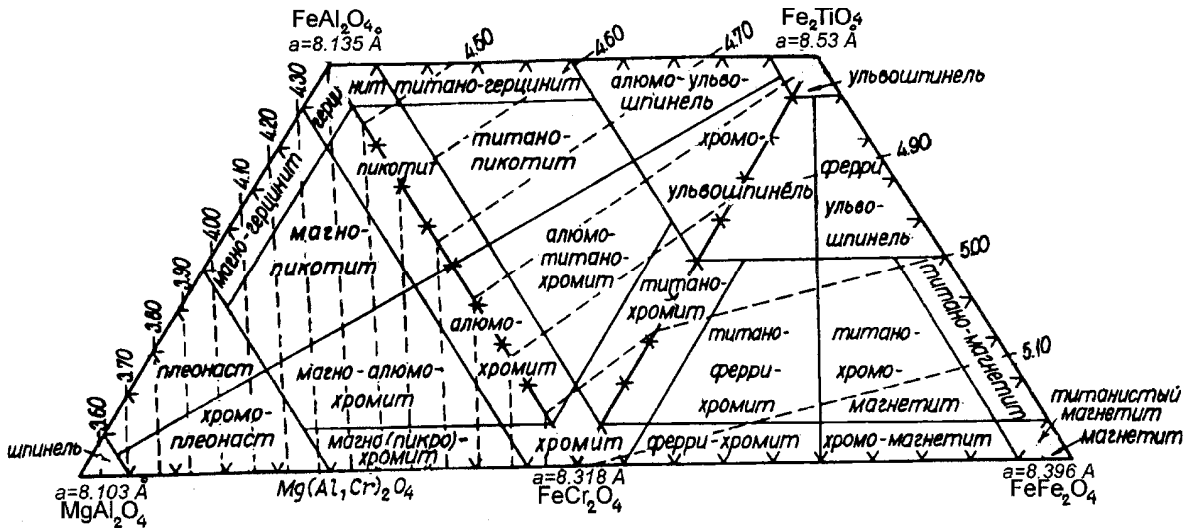


Рис. 5.5. Классификационная диаграмма минералов группы шпинели с отображением их состава и свойств (удельного веса и размера элементарной ячейки). Из работ В.Ф.Смолькина (1979, 1992).

Для нанесения точки состава данного шпинелида необходимо рассчитать его минеральный состав (в мол.%) на следующие главные нормативные минералы или минералы $MgAl_2O_4$, $FeAl_2O_4$, $MgCr_2O_4$, $FeCr_2O_4$, Fe_2TiO_4 , $Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$, а также ряд дополнительных второстепенных минералов. Возможен расчет двух вариантов: ульвошпинелевый или ильменитовый.

FeO и Fe_2O_3 рассчитывается по формуле Е.М.Эпштейна и др. (1981):

$$Fe^{2+} = 0.444 - Mg - Mn - Ni - Zn - Ti; Fe^{3+} = 0.888 - Al - V - Cr - 2Ti.$$

Наиболее рациональной является следующая схема расчета:

$Fe^{2+}V_2O_4$, $Fe^{2+}_2TiO_4$ (или $Fe^{2+}TiO_3$);

$MgAl_2O_4$ (если $MgO > Al_2O_3$, рассчитывается $MgCr_2O_4$ по остатку MgO);

$ZnAl_2O_4$ и $MnAl_2O_4$ (при недостатке Al_2O_3 , рассчитывается $ZnFe^{3+}_2O_4$ и $MnFe^{3+}_2O_4$);

$Fe^{2+}Al_2O_4$ (в случае сохранения в остатке Al_2O_3);

$NiFe^{3+}_2O_4$, $Fe^{2+}Cr_2O_4$;

$Fe^{2+}Fe^{3+}O_4$ (FeO и Fe_2O_3).

При нанесении точки состава на диаграмму количество $MgCr_2O_4$ и $FeCr_2O_4$ объединяется. За основу берутся три преобладающих компонента, приводятся к 100%, и наносятся на соответствующий треугольник. В случае неопределенности состава шпинелида из-за равного количества четырех компонентов следует строить объемную модель. По мере перехода от шпинели к магнетиту увеличивается удельный вес минерала, в этом же на-

првлении увеличивается размер ребра элементарной ячейки. Поэтому данные параметры можно использовать на основе предложенной диаграммы.

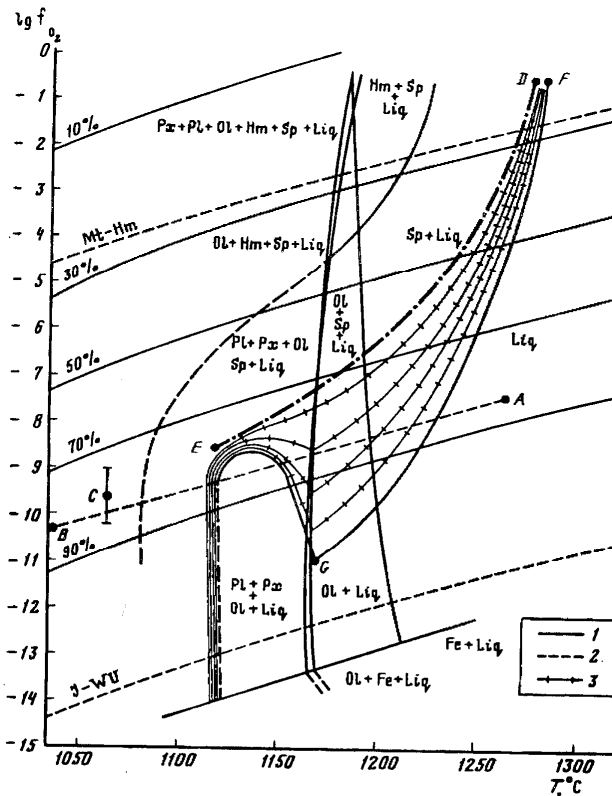


Рис. 5.6. Кристаллизация шпинели из базальтового расплава в зависимости от различной фугитивности кислорода. Из работы (Hill, Roeder, 1974).

1 – мол.%, FeO; 2- магнетит-гематитовый (Mt-Hm) и железююститовый (J-Wu) буферы; 3 – относительное возрастание шпинели по мере падения температуры и увеличения фугитивности кислорода; A-B – последовательность кристаллизации пород основного и ультраосновного состава; C – фугитивность кислорода, измеренная в базальтах лавового озера Килауза (Гавайские о-ва); D-E – ликвидус шпинели при минимальном содержании Cr в расплаве; F-G – то же, при максимальном содержании Cr.

Состав шпинелидов в значительной степени зависит от состава расплава и степени его окисленности или фугитивности кислорода, что можно проиллюстрировать фазовой диаграммой (рис. 5.6). Она построена на основе экспериментальных исследований кристаллизации шпинелидов в базальтовых расплавах с содержанием 8.10 и 5.95% MgO в зависимости от различной фугитивности кислорода (Hill, Roeder, 1974). Из анализа ее следует, что при низких значениях фугитивности кислорода (в условиях бу-

фера Fe-Wu) хромит не кристаллизуется, при умеренных значениях (буфер Ni-NiO) – первым кристаллизуется шпинелид, затем к нему присоединяется оливин, а затем пироксен и плагиоклаз. По мере снижения температуры происходит непрерывное изменение состава шпинелида от хромита к титаномагнетиту. При высоких значениях фугитивности кислорода (буфер Mt-Нem) кристаллизуется ассоциация магнетит + гематит, сосуществующая с оливином в узком диапазоне устойчивости. Подобная последовательность кристаллизации наблюдается во многих природных объектах, сложенных породами основного и ультраосновного состава.

В заключение рассмотрения минерального состава магматических пород необходимо отметить, что *магматические горные породы представляют собою закономерные минеральные парагенезисы.*

Наиболее важными их свойствами являются следующие:

- *Кварц никогда не кристаллизуется совместно с фельдшпатоидами;*
- *Оливин очень редко находится совместно с ортоклазом и роговой обманкой, и за редким исключением встречается с кварцем;*
- *Щелочные пироксены и щелочные амфиболы кристаллизуются только в щелочных породах и достаточно часто совместно с железистым оливином;*
- *В кислых интрузивных породах темноцветный минерал чаще представлен биотитом, в средних - роговой обманкой, в основных - пироксенами;*
- *Биотит и роговая обманка в вулканических породах встречаются лишь в составе вкрапленников и отсутствуют в основной массе;*
- *Санидин, лейцит и базальтическая роговая обманка встречаются только в неизменных или кайнотипных вулканических породах;*
- *В большинстве кайнотипных вулканических пород находится стекло, состав которого меняется от ультраосновного и основного (в ультраосновных и основных породах) до кислого (в кислых породах).*

5.3. МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Минералы метаморфических пород, в отличие от магматических, кристаллизуются в твердой среде. При этом формирование минералов разного состава часто происходит одновременно и поэтому их внешний облик определяется скоростью роста и устойчивостью граней, что отражается таким

понятием, как кристаллизационная сила. Она различна не только для минералов разного состава, но и для разных направлений одного и того же кристалла. Так как разные грани кристалла обладают различной адсорбционной способностью по отношению к посторонним частицам, включения в метаморфических минералах располагаются строго закономерно.

Зерно минерала метаморфического генезиса, в случае наличия характерных для него граней, называется идиобластическим; если подобные грани отсутствуют, то ксенобластическим. Крупные кристаллы, сложенные как правило только определенными минералами, носят название порфиروبластов.

Ниже кратко рассмотрены наиболее распространенные метаморфические минералы, состав и содержание которых во многом определяют классификацию метаморфических пород.

5.3.1. Минералы с общей формулой Al_2SiO_5

Существует три полиморфные модификации ортосиликата богатого алю-минием, имеющие один и тот же химический состав: андалузит, силлиманит и кианит (дистен). Они отличаются различной координацией катиона Al в кристаллической решетке: в андалузите он находится в пятерной, силлиманите - четверной, а кианите - шестерной.

Все эти минералы являются типичными для метаморфизованных осадочных пород, обогащенных глиноземом, а также встречаются в роговиках. Данные политипы могут совместно существовать при $T = 580-620^\circ\text{C}$ и $P = 55-62$ МПа. При более высокой температуре и низком давлении равновесным является кианит, при более высокой температуре и давлении - силлиманит, и при том же давлении, но более низкой температуре – андалузит (рис. 5.7). Подобная зависимость широко используется для реконструкции P - T условий процессов метаморфизма.

Андалузит имеет ромбическую сингонию и образует призматические кристаллы с совершенной спайностью по $\{110\}$. В шлифах андалузит бесцветный или неравномерно окрашен в розовый цвет и плеохроирует от розового (по N_p) до зеленоватого или бесцветного (по N_g). В некоторых кристаллах содержатся многочисленные включения непрозрачного углистого вещества, расположенных закономерно в виде креста.

Его оптические свойства: $N_g = 1.638-1.651$, $N_m = 1.633-1.644$, $N_p = 1.620-1.640$, $N_g-N_p = 0.009-0.011$, $-2V = 83-85^\circ$.

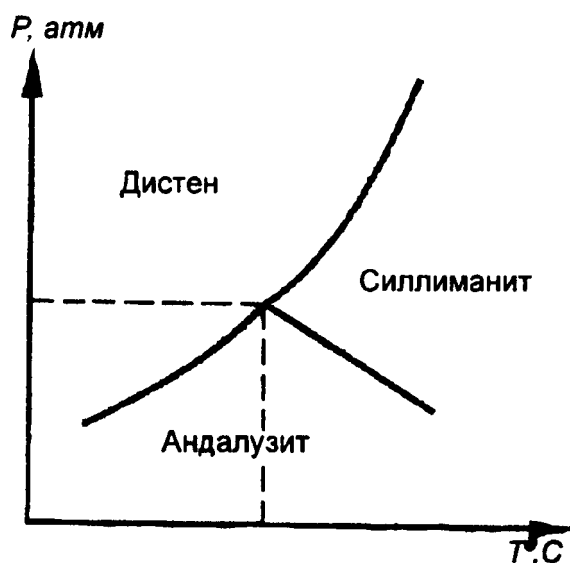


Рис. 5.7. Диаграмма фазового состояния системы андалузит – силлиманит – кианит (дистен). В точке М (инвариантная точка) $T = 580^\circ\text{C}$, $P = 620$ бар (Althaus, 1967).

Силлиманит также имеет ромбическую сингонию. Он образует игольчатые, лучистые или волокнистые агрегаты. В крупных кристаллах заметна совершенная спайность по $\{010\}$. В шлифах он бесцветный или буроватый.

Его оптические свойства: $N_g = 1.677-1.682$, $N_m = 1.658-1.661$, $N_p = 1.657-1.660$, $N_g-N_p = 0.020-0.022$, $+2V = 21-30^\circ$. Погасание прямое, удлинение положительное.

Силлиманит широко развит в высокотемпературных контактово-метаморфических породах и является продуктом реакции магмы с захваченными обломками богатых глиноземом глинистых пород.

Кианит (дистен) имеет триклинную сингонию и встречается в форме столбчатых и часто уплощенных кристаллов, которые в сечениях дают прямоугольные разрезы. Для них характерна весьма совершенная спайность по $\{100\}$ и совершенная $\{010\}$. Часто имеет полисинтетические двойники. В шлифах кианит бесцветный или слегка голубоватый.

Его оптические свойства: $N_g = 1.722-1.729$, $N_m = 1.720-1.722$, $N_p = 1.712-1.717$, $N_g-N_p = 0.012-0.015$, $-2V = 80-82^\circ$.

Кианит является типичным минералом кристаллических сланцев, часто встречаясь совместно со ставролитом, гранатом, андалузитом и силлиманитом. При вторичных изменениях переходит в мусковит.

Ставролит имеет следующую формулу; $\text{Fe}^{2+}_2\text{Al}_9\text{O}_6[\text{SiO}_4]_4(\text{O},\text{OH})_2$, отличаясь от кианита, андалузита и силлиманита присутствием $\text{Fe}(\text{OH})_2$. Он кристаллизуется в ромбической сингонии и образует короткопризматические кристаллы, часто сросшиеся в крестообразные двойники. Часто содержит включения кварца, полевых шпатов и других минералов. Спай-

ность ставролита несовершенная. В шлифах он имеет желтый цвет и отчетливый плеохроизм: по Ng - оранжево-желтая, по Nm - светло-желтая, по Np - желтоватая, почти бесцветная.

Его оптические свойства: $N_g = 1.746-1.762$, $N_m = 1.741-1.753$, $N_p = 1.736-1.747$, $N_g-N_p = 0.010-0.015$, $+2V = 79-88^\circ$.

Ставролит является устойчивым минералом, но при регрессивном метаморфизме превращается в хлоритоид. Ставролит - это типичный метаморфический минерал, образующий порфиробласты. Он широко развит в кристаллических сланцах, реже в контактовых породах.

Кордиерит - $(Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18} \cdot nH_2O$ при различном содержании Mg и Fe в магнезиальных и железистых разновидностях. Может содержать также примесь Ca, щелочей и H_2O . Кордиерит относится к алюмосиликатам кольцевого строения, однако его свойства отвечают минералам каркасного строения.

Кордиерит имеет ромбическую сингонию и часто образует неправильные зерна изометрического облика. Порфиробласты его имеют псевдогексагональный габитус. В шлифах бесцветный. Характерной его особенностью является наличие секториальных двойников, а также плеохроичных дворигов.

Оптические свойства: $N_g = 1.540-1.549$, $N_p = 1.539-1.547$, $N_g-N_p = 0.003-0.011$.

Кордиерит является типичным высокотемпературным минералом, встречается как в гнейсах и кристаллических сланцах, так и в контактовых роговиках, сформированных за счет высокоглиноземистых пород. Он часто изменяется в агрегат хлоритовых минералов.

5.3.2. Группа граната

Гранаты являются ортосиликатами. Они объединяет ряд изоструктурных видов с одной пространственной группой.

Все гранаты кристаллизуются в кубической сингонии (гексаоктаэдрический класс) и образуют кристаллы характерной формы - ромбического додекаэдра, иногда в комбинации с тетрагон-триоктаэдром. Иногда встречаются скелетные кристаллы или неправильные изометрические зерна с ситовидным строением.

Гранаты имеют общую формулу $A_3B_2[SiO_4]_3$, где A - Mg, Fe²⁺, Mn, Ca; B - Al, Fe³⁺, Cr³⁺, Mn³⁺, Ti. Они разделены на два изоморфных ряда: альмандиновый (Mg-Fe-Mn) и андрадитовый (Ca-Al-Cr). Их формулы:

Альмандиновый ряд

Пироп $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$

Альмандин $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$

Спессартин $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$

Андрадитовый ряд

Андрадит $Ca_3Fe^{3+}_2[SiO_4]_3$

Гроссуляр $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$

Уваровит $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$

Шорломит (меланит) $Ca_3(Al,Fe,Ti)_2[Si,TiO_4]_3$

Гранаты альмандинового ряда являются изотропными, а андрадитового - аномально изотропными, обнаруживая серую интерференционную окраску. Показатели преломления увеличиваются от 1.705 для пироба до 1.870 для уваровита.

Гранаты являются характерными минералами кристаллических сланцев, гранулитов, а также контактово-метаморфических пород. Относительно редко они встречаются в магматических породах, например, в щелочных породах (шорломит), гранитных пегматитах (альмандин, спессартин) и кимберлитах (пироп).

Гранаты под воздействием гидротермальных растворов замещаются хлоритом, серпентином, биотитом, амфиболом и другими силикатами.

5.3.3. Группа эпидота

Группа эпидота включает в себя ромбический цоизит и моноклинный клиноцоизит, эпидот, а также ортит и другие. Все они имеют метаморфическое происхождение, кроме ортита, генезис которого может быть пневматолитовым.

Цоизит - $Ca_2Al_3O[SiO_4][Si_2O_7](OH)$. Он является ромбической полиморфной модификацией клиноцоизита и образует призматические кристаллы и шестоватые или зернистые агрегаты. Имеет совершенную спайность по {100} и несовершенную - по {001}. По ориентировке оптических осей различают α -цоизит и β -цоизит.

Оптические свойства: $N_g = 1.702-1.707$, $N_m = 1.695-1.702$, $N_p = 1.695-1.701$, $N_g - N_p = 0.006-0.007$, $+2V = 45-50^\circ$ (в α -цоизите) и $0-30^\circ$ (в β -цоизите).

Характерной особенностью цоизита является наличие аномальных синих или буроватых цветов интерференции, как следствие сильной дисперсии двупреломления.

Цоизит часто развивается по плагиоклазу. Он широко распространен в зеленых сланцах, а также в кристаллических сланцах и роговиках.

Клиноцоизит и *цоизит* представляют собою изоморфный ряд минералов, в котором постепенно увеличивается содержание железа, что обуславливает изменение оптических свойств, а именно возрастают показатели преломления, сила двупреломления и углы оптических осей. Их формулы: $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{O}[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})$ и $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_2\text{O}[\text{SiO}_4][\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})$.

В шлифах клиноцоизит бесцветный, а эпидот по Ng имеет желтовато-зеленый цвет, по Nm - зеленовато-желтый, по Np - светло-желтый, почти бесцветный. Для эпидота характерным является яркая аномальная интерференционная окраска.

Ng = 1.702-1.719-1.778, Nm = 1.699-1.715-1.761, Np = 1.697-1.711-1/729, Ng-Np = 0.005-0.008-0.0049, 2V от + 65° до 90° и от 90° и до -65°.

Клиноцоизит и эпидот часто встречаются в метаморфических породах - в разнообразных сланцах и амфиболитах. Они образуются также в магматических породах при их автотоморфизме, замещая полевые шпаты.

5.3.4. Группа хлорита

Хлориты представляют собою алюмосиликаты слоистого строения, имеющие дополнительные гидроксильные слои. Катионы представлены Mg, Al, Fe, реже - Mn, Ni, Cr. Наиболее распространены среди хлоритов пеннин и клинохлор, которые образуют следующий изоморфный ряд: $\text{Mg}_3\text{Al}[\text{Al, Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH, F})_8$ - $(\text{Mg, Fe})_5\text{Al}[\text{Al, Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH, F})_8$. В пеннине часть Mg может замещаться Fe^{2+} . Сингония хлоритов моноклинная.

Хлориты часто присутствуют в виде одного или нескольких компонентов в беспорядочно смешанных агрегатах (хлорит - вермикулит, хлорит - монтмориллонит, иллит - хлорит - монтмориллонит и т.д.). Наблюдается переход между хлоритами и серпентинами (септохлориты).

Оптические свойства хлоритов определяются двумя переменными - содержанием Si и ($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$). Двупреломление хлоритов возрастает с увеличением содержания железа и уменьшением кремния. Хлориты относятся к моноклинной или триклинной сингонии и поэтому двуосны, однако часто показатели преломления двух направлений колебаний в плоскости {001} настолько близки, что величина 2V становится малой и трудно поддается определению.

Оптические свойства пеннина: $N_g = 1.571$, $N_p = 1.569$, $N_g - N_p = 0.002-0.004$. Характерными для него являются аномальные цвета интерференции (индигово-синие или буроватые).

Клинохлор содержит больше Al и Fe. Он образует идиоморфные таблички с характерными полисинтетическими двойниками. В шлифе бесцветен или окрашен в светло-зеленые тона. $N_m = 1.58$, $N_g - N_p = 0.004-0.010$.

Хлориты широко развиты в зеленых сланцах, формирующихся в относительно низкотемпературных условиях. В магматических породах они часто замещают пироксены, амфиболы и слюды. В вулканических породах хлориты могут выполнять пустоты, образуя миндалины.

5.3.5. Группа талька

Тальк относится к слоистым силикатам и входит, совместно с каолинитом и пирофиллитом, в состав группы глинистых минералов. Общим свойством этих минералов является наличие слоев из шестерных колец кремнекислородных тетраэдров $Si_2O_5^{2-}$, в которых часть Si^{4+} может замещаться на Al^{3+} . Обычно присутствует OH^- или F^- , например, в тальке. Они же могут слагать добавочные слои (в серпентинах), что приводит к сильному изменению оптических свойств.

Формула талька $Mg_3 [Si_2O_5]_2(OH)_2$. В нем часть Mg может замещаться на Fe^{2+} . Железистая разновидность (минесотаит) широко распространена в железистых кварцитах. В тальке также может содержаться примесь Al, Ti и Ca. Между магниевой и железистой разновидностями существует непрерывная изоморфная смесимость. Общее количество H_2O^+ составляет около 4.7-5%. Большая ее часть входит в структуру, а меньшая - является адсорбционной.

Тальк, обладая моноклинной сингонией, образует обычно таблитчатые зерна с ромбическими или гексагональными очертаниями или листоватые и радиально-чешуйчатые агрегаты. Спайность по $\{001\}$ весьма совершенная. Тонкие пластинки часто изогнуты. В шлифах бесцветный, слегка желтоватый (для железосодержащих разновидностей).

Его оптические свойства: $N_g = 1.575-1.590$, $N_p = 1.538-1.549$, $N_g - N_p = 0.040-0.050$. Тальк часто обладает псевдоабсорбцией. Угасание прямое, ситовидное. Знак удлинения положительный. $-2V = 0-30^\circ$, преобладает около 10° .

Тальк является вторичным минералом, замещая такие силикаты магния, как оливин, пироксены и амфиболы, и образуя часто по ним псевдо-

морфозы. Он является характерным минералом низких ступеней метаморфизма и присутствует в разнообразных сланцах. Тальк также может слагать мономинеральные тальковые сланцы или тальковые жилы.

Тальк добывается в виде так называемого мыльного камня, который используется в электрораспределительных щитках или в измельченном виде как добавка в краски, керамику, каучук, кровельные материалы.

5.3.6. Группа серпентина

В группу серпентинов входят лизардит, антигорит и хризотил, имеющие общую формулу - $Mg_3[Si_2O_5](OH)_4$. Часть Mg замещается на Fe (Fe^{2+} , Fe^{3+}), Al, Ni.

Лизардит образуется в нейтральной или слабокислой среде, антигорит - в умеренно-щелочной, а хризотил - в щелочной. Все серпентиновые минералы, несмотря на волокнистый характер некоторых из них, обладают слоистой структурой.

Сингония серпентинов моноклинная. В шлифе они бесцветные или светло-зеленые. Показатели преломления близки к 1.54, двупреломление слабое.

Лизардит в шлифах окрашен в светлые зеленоватые или желтоватые тона. Наблюдается в виде волокнистых или пластинчатых агрегатов. В шлифах он меняет цвет от бесцветного до светло-зеленого.

$N_g = 1.554-1.560$, $N_p = 1.538-1.554$, $N_g-N_p = 0.007-0.008$, $-2V = 5-10^\circ$. Оптический знак и удлинение отрицательное.

Хризотил - это волокнистая разновидность. Он слагает спутанно-волокнистые агрегаты, часто образующие жилки в ультраосновных породах. В шлифах его цвет меняется от бесцветного до светло-зеленого.

$N_g = 1.545-1.556$, $N_p = 1.532-1.549$, $N_g-N_p = 0.003-0.013$, $-2V = 10-90^\circ$. Удлинение положительное.

Антигорит является пластинчатой разновидностью и слагает таблитчатые кристаллы. Часто встречаются гомоосевые псевдоморфозы антигорита по ромбическому пироксену, которые носят название «бастит». В шлифах антигорит меняет свой цвет от бесцветного до светло-зеленого.

$N_g = 1.562-1.574$, $N_p = 1.558-1.567$, $N_g-N_p = 0.011-0.012$. Удлинение положительное.

Серпентины являются продуктом изменения силикатов магния (оливина, пироксенов и амфиболов) и формируются в условиях низкотемпера-

турного метаморфизма (фашия зеленых сланцев). С ними часто ассоциируют магнетит, хромит и магнезит. Серпентины широко развиты как в интрузивных породах основного или ультраосновного состава, так и в метаморфических сланцах. Породы, обогащенные серпентинами, носят названия серпентинитов.

Хризотил является главным источником асбестов, которые широко применяются для изготовления противопожарных и тепло- и электроизоляционных материалов и тканей. Серпентинит используется как строительный облицовочный и поделочный камень.

Раздел 6. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Основное количество магматических пород возникло при кристаллизации магм, которые представляют собою силикатные (реже карбонатные) расплавы с относительно небольшим количеством летучих компонентов.

На основе результатов изучения минеральных парагенезисов в породах и экспериментальных исследований в области металлургии, керамики и петрологии было установлено, что кристаллизация минералов из магматических расплавов, их состав, порядок выделения и характер взаимоотношения определяется прежде всего физико-химическими законами. Результаты теоретических и экспериментальных исследований равновесий расплав – силикаты накладывает некие строгие ограничения на любую модель генезиса магматических пород. При этом надо иметь в виду, что эксперименты выполняются на относительно простых системах, тогда как магмы являются более сложными природными расплавами, содержащими флюиды и минерализаторы. Поэтому результаты экспериментальных исследований являются приближенными, однако они помогают объяснить многие особенности охлаждения расплава, порядок его кристаллизации и форму взаимоотношения расплава с вмещающими породами.

Экспериментальные исследования выполняются преимущественно в равновесных условиях и поэтому поддаются проверке и оценке с точки зрения положений классической термодинамики.

Метод, используемый для составления большинства фазовых диаграмм силикатов, называется методом закалки. Смесь известного состава загружают в маленькую платиновую капсулу, которую помещают в нагревательную печь, выдерживая при определенной температуре и давлении до

состояния равновесия, регулируя при этом фугитивность кислорода. Затем капсула резко охлаждается путем выключения печи или опусканием ее в контейнер с охлаждающим веществом. После охлаждения исследуются продукты закалки (стекло и содержащиеся в нем кристаллические фазы). Для исключения взаимодействия расплава и стенок капсул можно использовать другие тугоплавкие материалы, например, синтетический рубин и лейкосапфир.

Диаграммы, полученные путем снижения температуры, могут также легко быть использованы и для моделирования процессов плавления.

Первоначально кратко рассмотрим значение нескольких основных положений, более подробное изложение которых можно найти в работах (Заварицкий, Соболев, 1961; Элмерс, 1975; Кокс и др., 1982; Саранчина, 1994).

Система. Системой называется часть Вселенной, обособленной для рассмотрения изменений, происходящих в ее пределах в зависимости от различных условий. В физической химии в качестве системы принято рассматривать определенное химическое вещество или группу веществ.

Системы могут быть закрытыми или открытыми. В *закрытой системе* изменения происходят только с помощью энергии, полученной извне или произведенной самой системой, а *открытая система* может обмениваться с внешней средой веществом или энергией.

Равновесие. Системы могут быть равновесными и неравновесными. *Равновесные системы* отвечают наиболее низкому энергетическому уровню. *Неравновесные системы* – это системы, которые изменяются или имеют склонность к изменению. Системы также разделяются на стабильные, метастабильные и нестабильные. *Стабильная или устойчивая система* – это система, которая находится в равновесии, а *нестабильная или неустойчивая система* находится в процессе перехода в стабильное состояние. Метастабильная система – это система, которая не отвечает своему низкому энергетическому уровню, хотя и может казаться равновесной.

Фаза. Фаза представляет собою часть системы, которая отличается от остальной части и может быть отделена от нее механически. Они могут иметь различное состояние – твердое, жидкое или газообразное и поэтому могут перемешиваться или смешиваться различным образом.

Фазовая диаграмма представляет собою графическое изображение ассоциации фаз как функцию температуры, общего и частного давления и

других условий. В большинстве случаев на диаграмме указываются равновесные фазовые ассоциации.

Правило фаз. Оно было сформулировано в прошлом веке Дж. Гиббсом и обычно записывается в виде следующего уравнения:

$$P + F = K + 2 \text{ (или } P + F = C + 2),$$

где P - число фаз; F - число степеней свободы возможных изменений условий; K (или C) – число независимых компонентов.

Число P характеризует количество фаз в рассматриваемой системе или ее части. Число F свидетельствует о вариантности. Его можно определить как минимальное число переменных, необходимых для определения условий системы. Число K характеризует минимальное число компонентов или химических составных частей, необходимых и достаточных для описания состава всех фаз системы. Например, система, содержащая воду, лед и водяной пар, является однокомпонентной, так как все фазы имеют один состав H_2O . Классифицировать системы наиболее удобно в зависимости от числа компонентов, а исходя из правила фаз и числа присутствующих фаз, можно определить число степеней свободы.

Необходимо заметить, что хотя многие экспериментально изученные реакции и удовлетворяют правилу фаз, они могут и не отражать природные равновесные процессы. Например, если неоднократно удастся воспроизвести реакцию и получить какую-либо фазу при определенной температуре и давлении, то не обязательно, что эта фаза является самой стабильной при данных условиях.

Фракционное плавление – это процесс, при котором возникающий жидкий расплав удаляется из системы более или менее быстро по мере его формирования. Расплав образуется в небольших количествах и имеет эвтектический состав до тех пор, пока одна из фаз полностью не будет израсходована. При понижении температуры плавление возобновится уже при эвтектической температуре оставшихся фаз.

Равновесное плавление – процесс, при котором расплав не удаляется, а находится в равновесии с твердыми фазами. Возникающий расплав, состав которого отвечает некой первой эвтектике, будет последовательно обеднять твердые фазы, медленно изменяясь по линии эвтектики, а затем до состава исходного материала. Состав равновесных расплавов, возникающих по мере прогрессивного увеличения степени частичного плавления, намного уже, чем соответствующий ряд расплавов при фракционной кристаллизации.

Фракционная и равновесная кристаллизация – это противоположные, выше приведенным терминам, понятия. В большинстве случаев термин “фракционная кристаллизация” используется для обозначения отсутствия равновесия между кристаллами и расплавом в результате гравитационного осаждения твердых фаз, отжимания расплава от кристаллической “каши” и т.д. Фракционная кристаллизация происходит часто в форме кристаллизационной дифференциации, которая является одним из главных путей дифференциации природных расплавов. При равновесной кристаллизации скорость реакции взаимодействия твердых фаз с расплавом и скорость перемещения компонентов в расплаве намного выше, чем скорость изменения факторов минералообразования (температуры, давления, химических потенциалов подвижных компонентов и др.). В природных процессах широко развиты отклонения от равновесной кристаллизации из-за различных кинетических и динамических процессов. При неравновесной кристаллизации скорость кристаллизации меньше скорости изменения факторов минералообразования, результатом чего является образование зональности в кристаллах и реакционных кайм минералов.

Ликвидус и солидус – это термины, которые обозначают кривые или серии кривых на фазовых диаграммах. Выше кривой ликвидуса нет кристаллической фазы, а ниже кривой солидуса нет расплава.

Рассмотрим главные типы кристаллизации простейших двух-компонентных (бинарных) систем, не содержащих паров (сухих) и поэтому независимых от давления. Укажем, что для большинства фазовых диаграмм содержание компонентов приводится в мас. % и, реже, в молекулярных %. Сплошными линиями на диаграммах ограничены области составов, в пределах которых показаны равновесные ассоциации фаз.

6.1. Эвтектическая кристаллизация

Эвтектикой [*ev* – легко, *tektos* – расплавленный] называется постоянное количественное соотношение двух или несколько компонентов, не образующие твердых растворов, которые кристаллизуются одновременно и при самой низкой температуре.

Для расплавов, кристаллизующихся с эвтектикой характерным является следующее: а) состав выделившихся компонентов в виде твердых фаз постоянен в течение всего процесса; б) температура начала кристаллизации и порядок выделения компонентов определяется первоначальным составом

расплава; в) прибавление к легкоплавкому компоненту тугоплавкого понижает температуру начала кристаллизации расплава; г) температура завершения кристаллизации и состав последней порции расплава всегда эвтектические и не зависят от состава первичного (исходного) расплава.

Примером бинарных систем с эвтектической кристаллизацией являются системы *альбит* ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_8$) - *фаялит* (Fe_2SiO_4) и *диопсид* ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) - *анортит* ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) (рис. 6.1, 6.2). Температура плавления чистого альбита равна 1120°C , а фаялита - 1205°C (рис. 6.1). В случае, если расплав будет иметь состав чистого альбита или фаялита, то он будет кристаллизоваться при температурах плавления этих минералов, и пока не исчезнет остаток расплава, температура будет сохраняться постоянной. Аналогично и для системы диопсид (1391°C) - анортит (1550°C).

Постоянство температуры кристаллизации расплава, имеющего состав чистого компонента, вытекает из правила фаз Гиббса, по которому $P + F = K + 2$. Для сухих систем, в которых давление не влияет на ход кристаллизации, уравнение имеет следующий вид: $P + F = K + 1$ или $F = (K + 1) - P$. Для системы, имеющей состав одного чистого компонента, $K = 1$ и $P = 2$ (жидкая фаза + кристаллы компонента), $F = (1 + 1) - 2 = 0$.

Если в системе диопсид – анортит (рис. 6.2), исходный расплав будет иметь состав диопсида с добавкой анортита, то температура начала кристаллизации будет несколько ниже, чем чистого диопсида, хотя более тугоплавким является анортит. По мере кристаллизации диопсида, температура расплава будет снижаться, так как число компонентов K (диопсид и анортит) и число фаз P (жидкость + диопсид) равно 2, следовательно число степеней свободы $F = (2 + 1) - 2 = 1$.

Добавка 10% анортита к расплаву диопсида вызовет снижение температуры начала кристаллизации до 1380°C , 20% - до 1360°C , 30% - до 1320°C . Кривые кристаллизации пересекаются в точке эвтектики E , которая отвечает смеси 42.5% анортита и 57.5% диопсида. В этой точке смесь кристаллизуется при самой низкой температуре 1270°C .

Если исходный расплав имеет эвтектический состав, то его кристаллизация начнется и закончится при температуре 1270°C с одновременным выделением диопсида и анортита. Постоянство температуры в точке E вытекает из правила фаз: $K = 2$ (диопсид + анортит), $P = 3$ (диопсид + анортит + расплав), следовательно, $F = (2 + 1) - 3 = 0$.

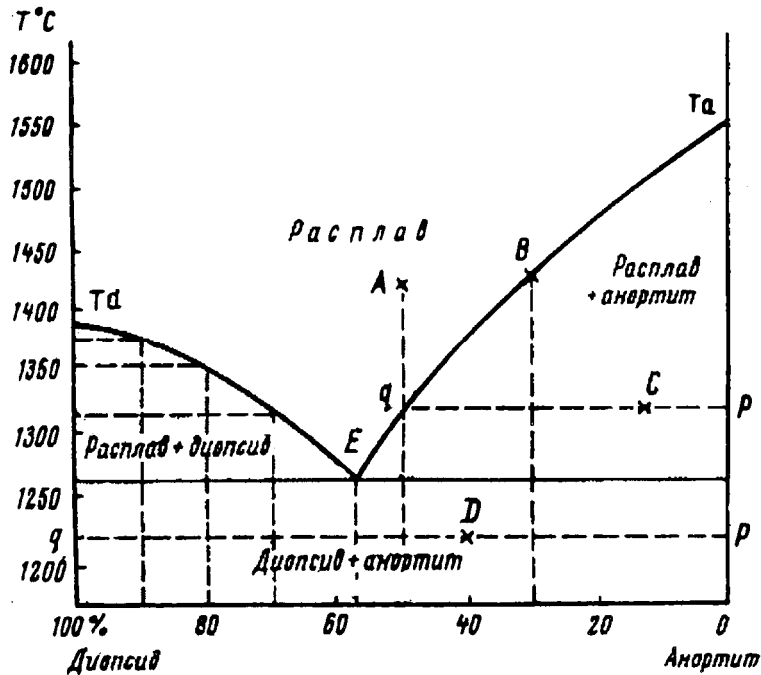
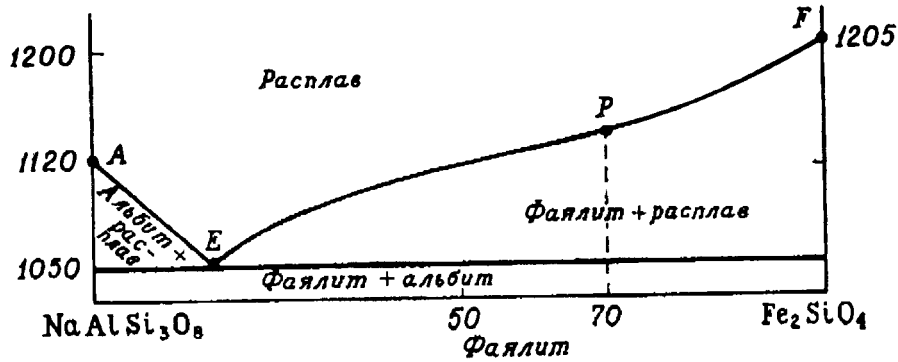


Рис. 6.1. Диаграмма равновесной кристаллизации расплава в системе альбит ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) – фаялит (Fe_2SiO_4), в мас. % (Bowen, 1936).

Рис. 6.2. Термическая диаграмма системы диопсид ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) – анортит ($\text{CaAlSi}_2\text{O}_8$), в мас. % (Bowen, 1928).

Если исходный расплав имеет иной, отличный от эвтектического, состав, то его кристаллизация начнется с выделением преобладающего компонента. По мере его выделения, расплав обогащается другим компонентом, пока не станет эвтектическим, что приводит в одновременному выделению уже двух компонентов при постоянной температуре.

При одновременной кристаллизации компонентов возникают структуры, в которых наблюдаются взаимные прорастания минералов. Степень

идиоморфизма этих минералов определяется их кристаллизационной способностью.

Система диопсид - анортит имеет важное значение, так как характеризует кристаллизацию широко распространенных в природе пород группы габбро, состоящей из плагиоклаза и пироксенов. Эвтектическая кристаллизация двухкомпонентных систем характерна для пегматитов и гранофиров с их характерным прорастанием кварца и полевого шпата. Эвтектику также образуют кварц и калиевый полевой шпат, нефелин и калиевый полевой шпат, нефелин и эгирин.

6.2. Кристаллизация с образованием твердых растворов

Большое количество минералов представляет собою твердые растворы или изоморфную смесь двух или нескольких компонентов. Поэтому диаграммы состояния систем с кристаллизацией твердых растворов имеет большое значение в петрологии.

Для подобных систем типичным являются следующие признаки: а) в процессе кристаллизации происходит непрерывная реакция между кристаллами и расплавом, что приводит к непрерывному изменению состава твердой фазы и расплава; б) температура определяет не только количественные соотношения между твердой и жидкой фазами, но и их состав; в) прибавление к легкоплавкому компоненту тугоплавкого вызывает повышение температуры начала кристаллизации расплава; г) температура начала кристаллизации, состав первых выделений, температура завершения кристаллизации, составы последних порций расплава и твердых фаз определяется только составом первичного или исходного расплава.

Кристаллизацию с образованием твердых растворов можно рассмотреть на примере системы с изоморфным рядом *альбит* ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) - *анортит* ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) (рис. 6.3). Температура плавления чистого альбита составляет 1120°C , анортита - 1553°C . Верхняя кривая точек плавления называется *ликвидусом*, а нижняя кривая затвердевания - *солидусом*.

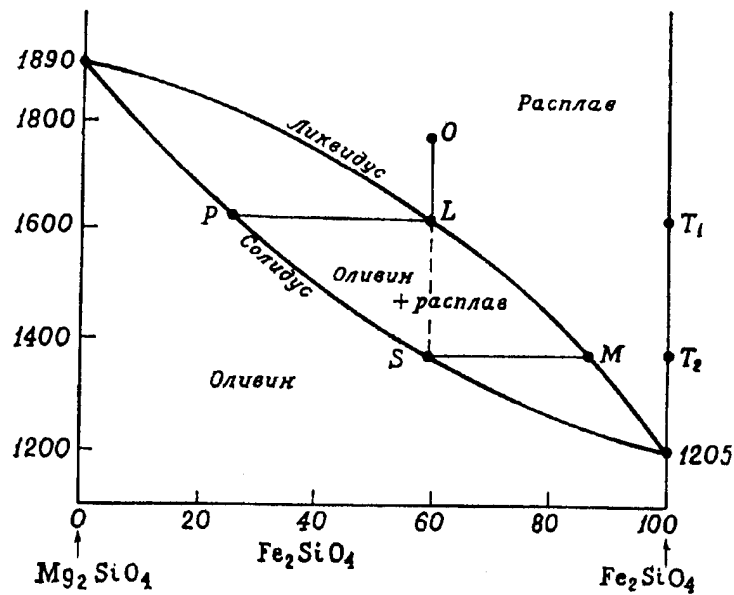
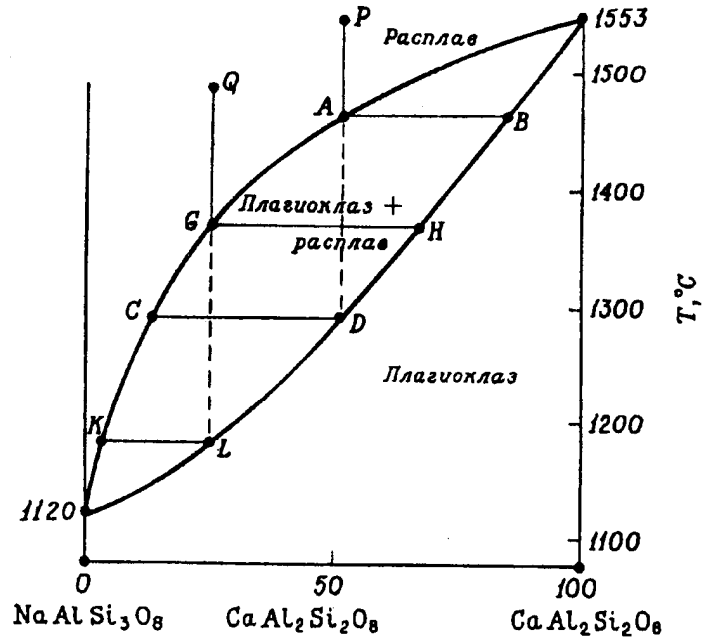


Рис. 6.3. Диаграмма равновесной кристаллизации расплава в системе альбит ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) – анортит ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), в мас. % (Bowen, 1913).

Рис. 6.4. Диаграмма равновесной кристаллизации расплава в системе фаялит (Mg_2SiO_4) – форстерит (Fe_2SiO_4), в мас. % (Bowen, Schairer, 1935).

Если имеется расплав, состав которого P соответствует 50% альбита + 50% анортита, то его кристаллизация при достижении ликвидуса начнется

в точке A при температуре 1450°C . Кристаллы будут отличаться от расплава большим содержанием анортита (85%), что определяется точкой B , которая располагается на пересечении изотермы с солидусом. Вследствие выделения фазы, обогащенной анортитом, вторичный расплав обогащается альбитом. По мере снижения его температуры, он начнет взаимодействовать с ранее выделившимися кристаллами, изменяя их состав по кривой солидуса при изменении своего состава по кривой ликвидуса. Кристаллизация будет продолжаться до тех пор, пока весь расплав не закристаллизуется в точке C , которая находится на пересечении линии P - (50% альбита + 50% анортита) с солидусом. В этой точке последние порции расплава будут содержать 12% анортита. В случае исходного состава Q , кристаллизация расплава завершится в точке L , а состав последней порции будет приближаться к альбиту.

При медленном охлаждении расплава происходит постепенное и полное изменение состава гомогенных кристаллов без следов реакций взаимодействия. При быстром охлаждении новый слой отлагается на предыдущем еще до окончания реакции взаимодействия и поэтому образуются зональные плагиоклазы, которые свидетельствуют об отсутствии равновесия. Как правило, внутренние зоны таких плагиоклазов богаче анортитом, чем внешние. В случае переохлаждения образуются кристаллы плагиоклаза с обратной зональностью. Зональность в плагиоклазовых кристаллах хорошо видна в шлифах, так как с изменением состава резко меняется ориентировка оптической индикатрисы.

Другой системой кристаллизации с образованием твердых растворов является система *форстерит* (Mg_2SiO_4) – *фаялит* (Fe_2SiO_4) (рис. 6.4). На основе анализа данной диаграммы устанавливается, что первые кристаллы оливина должны быть обогащены форстеритом по отношению к расплаву. При быстрой кристаллизации расплава также образуются зональные кристаллы оливина, однако подобная зональность по сравнению с плагиоклазами выражена значительно слабее, так как равновесие фемических минералов достигается легче из-за высокой подвижности Mg и Fe.

6.3. Кристаллизация с инконгруэнтным (скрытым) плавлением

При этом виде кристаллизации происходит замещение одного фемического минерала другим, например, оливина ромбическим пироксеном. Химические соединения характеризуются тем, что при нагревании они разла-

гаются с образованием твердой фазы и расплава, которые отличаются по составу от исходного соединения.

Образование химического соединения с инконгруэнтной точкой плавления происходит в результате реакции ранее выделившейся твердой фазы с расплавом. Реакция наступает только в определенный период кристаллизации и поэтому взаимоотношение носит прерывисто реакционный характер.

Примером такой кристаллизации являются системы *форстерит* (Mg_2SiO_4) - *кристобалит* (SiO_2) и *лейцит* (KAlSi_2O_6) - *кремнезем* (SiO_2) (рис. 6.5, 6.6).

Рассмотрим первую систему (рис. 6.5). Температура кристаллизации чистого расплава форстерита равна 1890°C . Расплав обогащенный форстеритом, но содержащий примесь кремнезема (точка P), начнет кристаллизоваться при температуре ниже 1890°C . По мере выделения форстерита расплав обогащается кремнеземом по принципу эвтектики. Температура расплава при этом понижается, так как $F = (K + 1) - P = (2 + 1) - 2 = 1$. При достижении температуры 1557°C (точка R), между расплавом с составом 68% форстерита и 32% кремнезема и кристаллами форстерита начнется реакция с образованием кристаллов клиноэнстатита. Температура при этом будет постоянной, так как при наличие трех фаз (форстерит + клиноэнстатит + расплав) $F = (2 + 1) - 3 = 0$. Весь расплав будет израсходован на образование клиноэнстатита и в конечном итоге будет образован агрегат клиноэнстатита и форстерита.

Расплав, имеющий состав клиноэнстатита, начнет кристаллизоваться при температуре 1700°C с образованием форстерита, что приведет к обогащению кремнеземом. При достижении температуры 1557°C начнется реакция взаимодействия между кристаллами форстерита и расплавом, в результате которой весь форстерит превратится в клиноэнстатит. При этом расплав будет израсходован и кристаллизация полностью прекратится. Расплав, более обогащенный кремнеземом, кристаллизуется при температуре ниже, чем 1700°C . Первые кристаллы также будут представлены форстеритом и при температуре 1557°C в результате реакция взаимодействия между кристаллами форстерита и расплавом весь форстерит полностью

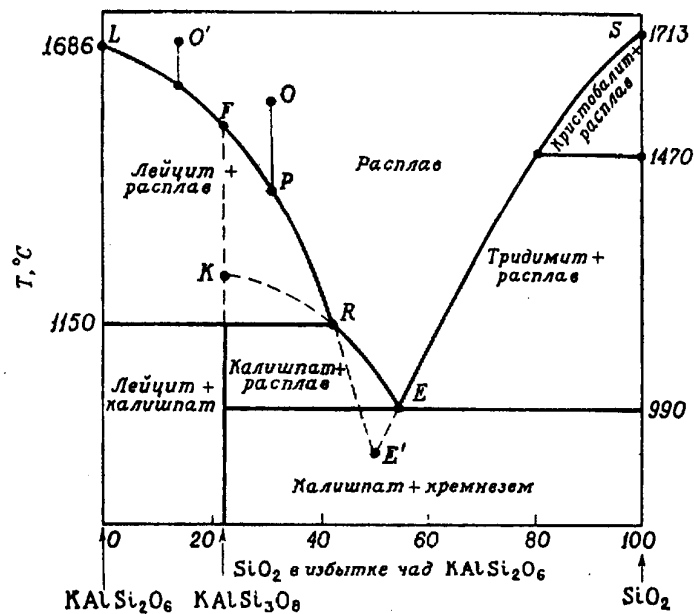
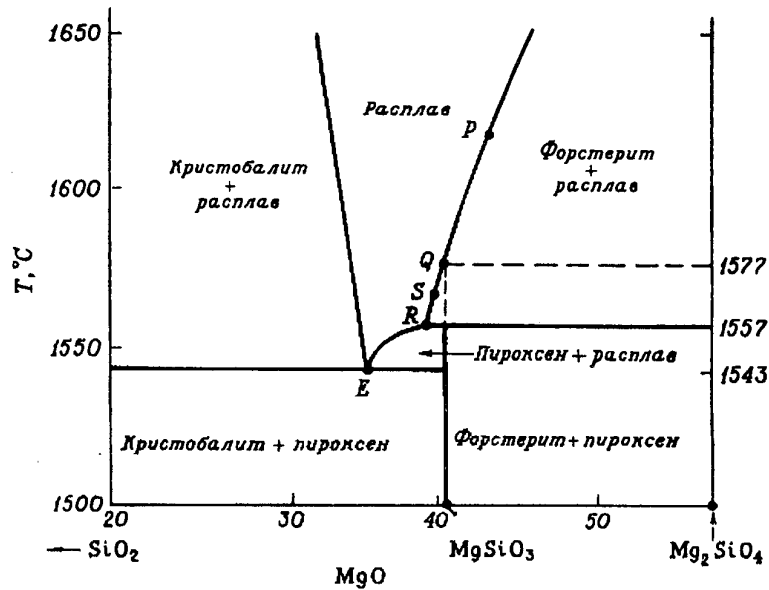


Рис. 6.5. Диаграмма равновесной кристаллизации расплавов в системе $Mg_2SiO_4 - SiO_2$ и поля кристаллизации форстерита, пироксенов и кристобалита (мас.%) (Bowen, Schairer, 1935).

Рис. 6.5. Диаграмма равновесной кристаллизации расплавов в системе лейцит (Mg_2SiO_4) – кремнезем (SiO_2), в мас.% (Schairer, Bowen, 1947).

превратится в клиноэнстатит, однако при этом останется излишек расплава, отвечающий составу точки R . После полного исчезновения кристаллов форстерита, температура расплава будет понижаться, так как согласно правилу фаз $F = (2 + 1) - 2 = 1$. По мере снижения температуры выделяются

кристаллы клиноэнстатита, что приведет вновь к обогащению расплава кремнеземом. В эвтектической точке E (1543°C) начнется совместная кристаллизация клиноэнстатита и кристобалита до полного исчезновения расплава. Состав эвтектической точки отвечает 12.5% кристобалита и 87.5% клиноэнстатита.

Кристаллизация расплава, обогащенного кремнеземом, начнется с выделением кристобалита. По мере снижения температуры расплав будет обогащаться клиноэнстатитом вплоть до достижения точки эвтектики. В случае присутствия в системе летучих компонентов, кристаллизация расплава будет происходить при более низких температурах и поэтому вместо клиноэнстатита образуется ромбический пироксен, а вместо кристобалита - кварц.

Аналогичный ход кристаллизации будет и в системе лейцит – кремнезем (рис. 6.6).

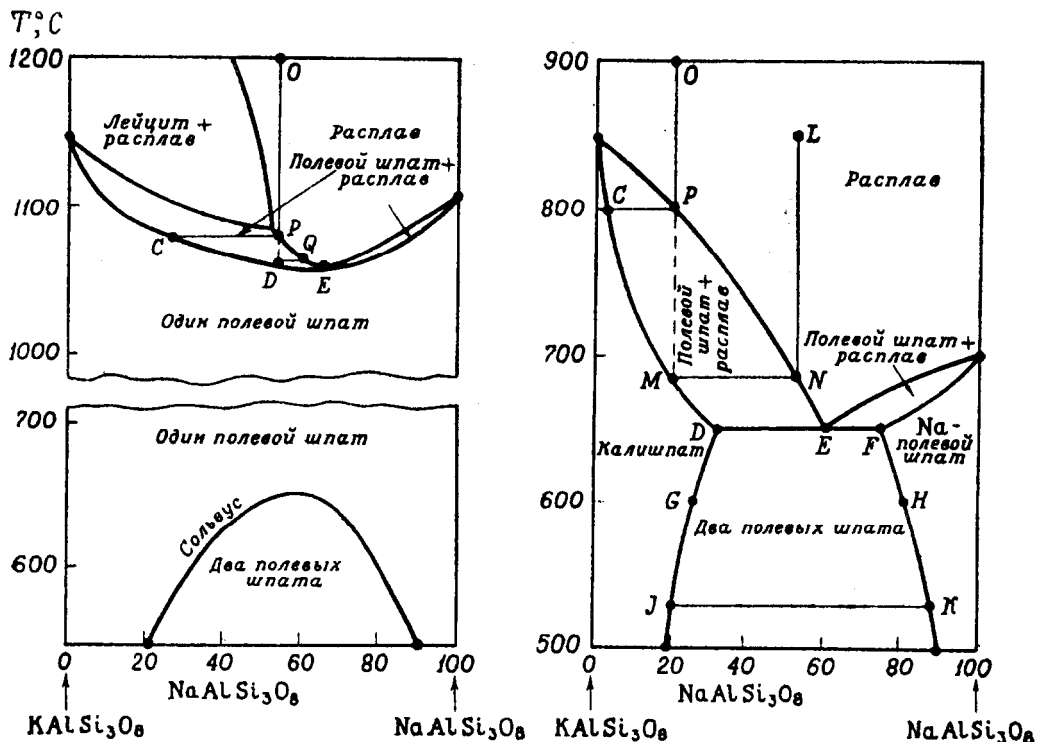


Рис. 6.7. Диграмы равновесной кристаллизации расплавов в системе ортоклаз (KAlSi_3O_8) - альбит ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) при $P = 0.1$ МПа (А) и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 600$ МПа, в мас. % (Bowen, Tuttle, 1950).

Кристаллизация щелочных полевых шпатов имеет также особенности, связанные с образованием за счет инконгруэнтного плавления лейцита.

Калиевые и натровые полевые шпаты при высоких температурах образуют непрерывные твердые растворы ряда *ортоклаз* (KAlSi_3O_8) - *альбит* ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) (рис. 6.7). Кривые ликвидуса и солидуса имеют точку минимума E с температурой 1063°C . Положение этой точки отвечает составу $65\% \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 35\% \text{KAlSi}_3\text{O}_8$. В этой точке выделяются кристаллы такого же состава, что и жидкая фаза. При высоких температурах (непосредственно после окончания кристаллизации) смесимость натриевого и калиевого компонентов в твердой фазе полная, а при низких температурах - ограниченная. Поэтому при охлаждении гомогенный кристалл смешанного состава распадается на две фазы, одна из которых обогащена калиевым полевым шпатом, а другая - натриевым полевым шпатом. В нижней части диаграммы наблюдается область распада твердых растворов, ограниченная кривой *сольвуса*. Максимальная температура на кривой сольвуса равна 660°C , с понижением температуры пределы взаимной растворимости ортоклаза и альбита в твердом состоянии сокращаются. Это приводит к образованию востков альбита в калиевом полевым шпате в виде одинаково ориентированных пластинок, образующих так называемые пертиты распада.

На кристаллизацию расплава в системе ортоклаз - альбит большое влияние оказывает давление. Так при атмосферном давлении в сухой системе инконгруэнтное плавление характерно для всех щелочных полевых шпатов, содержащих более 81% ортоклаза (KAlSi_3O_8), а в условиях высоких давлений водяного пара наблюдается значительное сужение области составов, характеризующихся инконгруэнтным плавлением. При давлении 100 МПа инконгруэнтно плавятся лишь полевые шпаты, содержащие более $81\% \text{KAlSi}_3\text{O}_8$, а при давлении 200 МПа полевые шпаты становятся конгруэнтно плавящимися во всем интервале составов, вплоть до чистого $81\% \text{KAlSi}_3\text{O}_8$.

С ростом давления увеличивается растворимость воды в силикатных расплавах, поэтому температура кристаллизации расплава с ростом давления водяного пара уменьшается - температура точки минимума E , которая при давлении 0.1 МПа равна 1063°C , при давлении водяного пара 100 МПа снижается до 854°C , а при давлении 200 МПа - до 785°C . При больших давлениях (более $300\text{-}400 \text{ МПа}$) кривые солидуса и кривые распада твердых растворов пересекаются и в ряду твердых растворов появляется раз-

рыв. При давлении 500 МПа и температуре 698°C в равновесии с расплавом находятся две твердые фазы, содержащие 42% и 66% альбита ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) соответственно.

Кристаллизация расплава состава L начнется в точке N и при достижении точки E произойдет эвтектическая кристаллизация двух твердых растворов, соответственно обогащенных калиевым и натриевым полевым шпатом. Кристаллизация будет продолжаться при постоянной температуре пока не будет исчерпан весь расплав. При последующем снижении температуры происходит изменение состава стабильных сосуществующих фаз в соответствии с кривыми сольвуса. Реальный способ проявления несмесимости определяется кинетическими особенностями диффузии калия и натрия в твердой среде. В одних случаях, несмесимость можно видеть под микроскопом в виде пертитовых сростаний, в других случаях, она определяется только рентгеноструктурными методами.

6.4. Кристаллизация трехкомпонентных систем

Природные расплавы являются многокомпонентными, поэтому требуется изучение более сложных систем. Первоначально рассмотрим трехкомпонентные, а затем четырехкомпонентные системы.

Для изображения трехкомпонентных систем обычно используется равносторонний треугольник, вершины которого отвечают составу чистых компонентов, а точки на сторонах отражают составы смеси из двух компонентов. Температуры начала кристаллизации смесей показываются в виде изотерм, обычно в виде пунктирных линий.

Рассмотрим систему *альбит* ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) – *анортит* ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) – *диопсид* ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$), которая широко используется петрологами для анализа пород основного состава (рис. 6.8). При давлении 0.1 МПа температура кристаллизации альбита равна 1100°C, анортита - 1553°C, диопсида - 1391°C. Альбит и анортит образуют твердые растворы, анортит и диопсид дают эвтектику с составом 42.5% An и 57.5% Di при температуре 1274°C (точка E_1), а альбит и диопсид дают эвтектику с составом 3% Di и 97% Ab при температуре 1085°C (точка E_2). Плагиоклазы, имеющие промежуточный состав между альбитом и анортитом, также образуют эвтектику с диопсидом, однако она уже представляется не точкой, а *котектической* линией, которая соединяет точки E_1 и E_2 , и тем самым делит треугольник на два поля. В одном из них находятся составы жидких фаз, которые могут

находится в равновесии с кристаллами диопсида, а в другом поле – с кристаллами плагиоклаза. В соответствии с составом исходных расплавов кристаллизация будет проходить с выделением диопсида или плагиоклаза. Если исходный расплав имеет состав M , то по мере снижения температуры от 1295°C до 1216°C из него выделяться диопсид при изменении состава расплава по кривой MQ . По мере охлаждения расплава вдоль котектической линии от Q до T (1150°C) совместно с диопсидом происходит кристаллизация плагиоклаза, состав которого последовательно изменяется от B до D (30%An). В точке D расплав полностью исчерпывается.

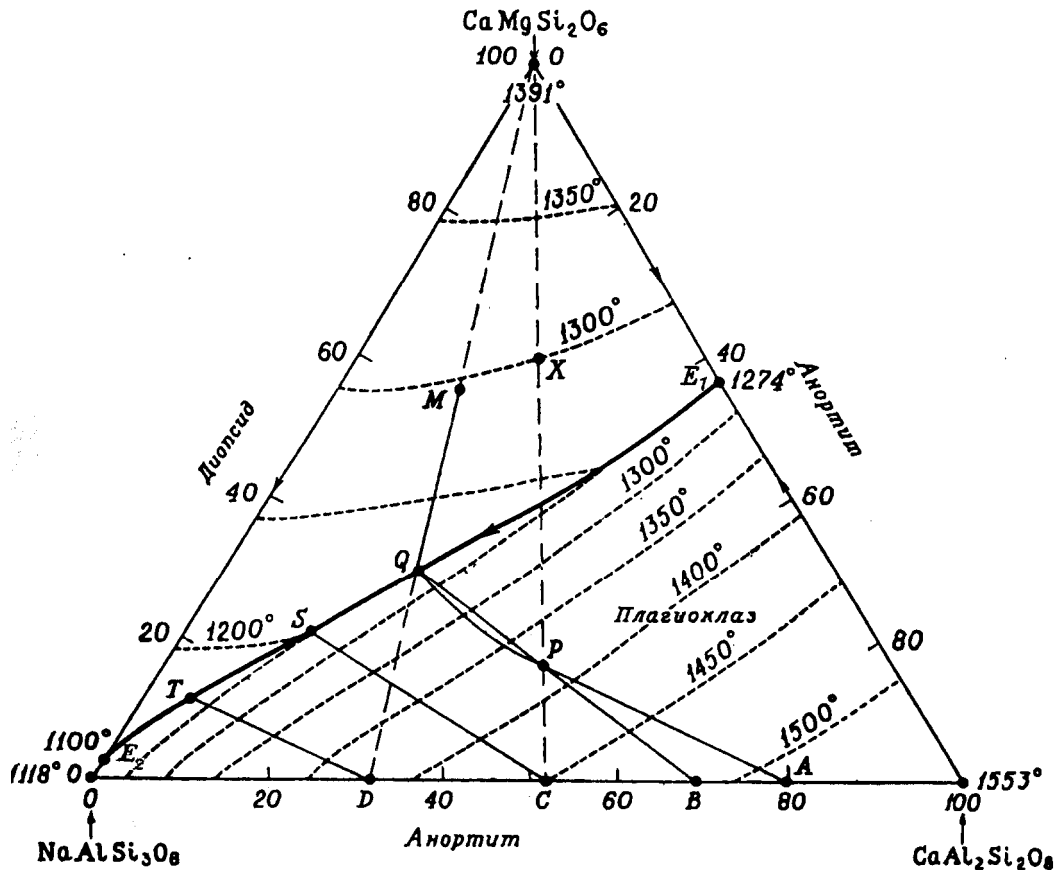


Рис. 6.8. Диаграмма равновесной кристаллизации расплава в системе альбит ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) – анортит ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) – диопсид ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$), в мас.% (Bowen, 1916).

Пути кристаллизации расплавов, попадающих в поле плагиоклаза, являются более сложными. Если исходный расплав имеет состав P , то при температуре 1375°C из него начнет выделяться плагиоклаз, состав которого отвечает An_{79} . Состав расплава будет изменяться по кривой PQ , а состав кристаллизующегося плагиоклаза – в пределах отрезка AB . По мере охлаж-

дения расплава вдоль котектической линии от Q до S (1375°C) состав выделившихся плагиоклазов достигнет точки C ($50\%An$), в которой кристаллизуются остатки расплава.

Анализ данной диаграммы показывает, что по мере обогащения плагиоклаза альбитовым компонентом происходит резкое уменьшение диопсида в расплаве. Из этого вытекает, что количество феррического минерала и состав плагиоклаза взаимосвязаны. Поэтому основные плагиоклазы образуют эвтектику с большим количеством феррического минерала, а кислые – с меньшим.

Система альбит-анортит-диопсид сильно подвержена давлению водяного пара (Yoder, 1965, Йодер, 1979, Кадик и др., 1971, 1990). Так в результате исследования этой системы Х.Йодером при давлении водяного пара до 500 МПа было установлено, что котектика сильно смещается к плагиоклазовому концу диаграммы при сильном сокращении поля плагиоклаза. При этом эвтектика анортит-диопсид (точка E_1) имеет состав $67\%An + 33\%Di$ и кристаллизуется уже при температуре 1095°C . В результате этого диопсид является постоянно первой фазой. Содержание воды в расплаве вблизи эвтектики диопсид – анортит составляет 8.8%, а в чистом расплаве плагиоклаза – от 9 до 12%. Примерно такое же, но менее заметное влияние оказывает общее (или литостатическое) давление на безводную систему. Так при давлении 2 ГПа эвтектика имеет состав $70\%An + 30\%Di$ и температуру 1500°C .

Рассмотрим следующую систему *диопсид* ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) – *форстерит* (Mg_2SiO_4) – *кремнезем* (SiO_2) при давлении 0.1 МПа (рис. 6.9). Обычно в горной породе основного и ультраосновного состава нормального ряда присутствуют орто- и клинопироксены, а также оливин. Изучение систем с их участием в лабораторных условиях часто осложняется кристаллизацией оливинов и кремнезема, и возникновением двух несмесимых жидких фаз. Кристаллизация чистого компонента SiO_2 происходит при температуре 1713°C , диопсида - 1391°C , а эвтектики (E_1) диопсид – кремнезем - 1362°C ; кристаллизация эвтектики диопсид – форстерит (E_3) происходит при температуре 1387°C , а эвтектики кремнезем – пироксен (ортопироксен) (E_2) - 1543°C .

Изоморфный ряд безжелезистых пироксенов при температурах ликвидуса имеет разрыв смесимости ($P_2 - P_3$) между составами $10\%Di + 90\%En$ и $40\%Di + 60\%En$. Все пироксены с содержанием Di менее 60 мол. % ($P_4 - P_0$) плавятся инконгруэнтно. Поэтому в расплавах такого состава первым

кристаллизуется форстерит, который по мере изменения состава жидкости вдоль границы между полями форстерита и пироксена исчезает.

Рассмотрим кристаллизацию жидкости состава L . В процессе понижения температуры до точки M происходит выделение форстерита, а в пределах отрезка $M - N$ кристаллизуется уже пироксен с одновременным растворением форстерита. При этом первоначально изменение состава пироксенов происходит вдоль линии $P_1 - P_2$, а затем происходит кристаллизация уже двух пироксенов состава P_2 и P_3 . В конечном итоге получим смесь форстерита и пироксенов состава P_2 и P_3 .

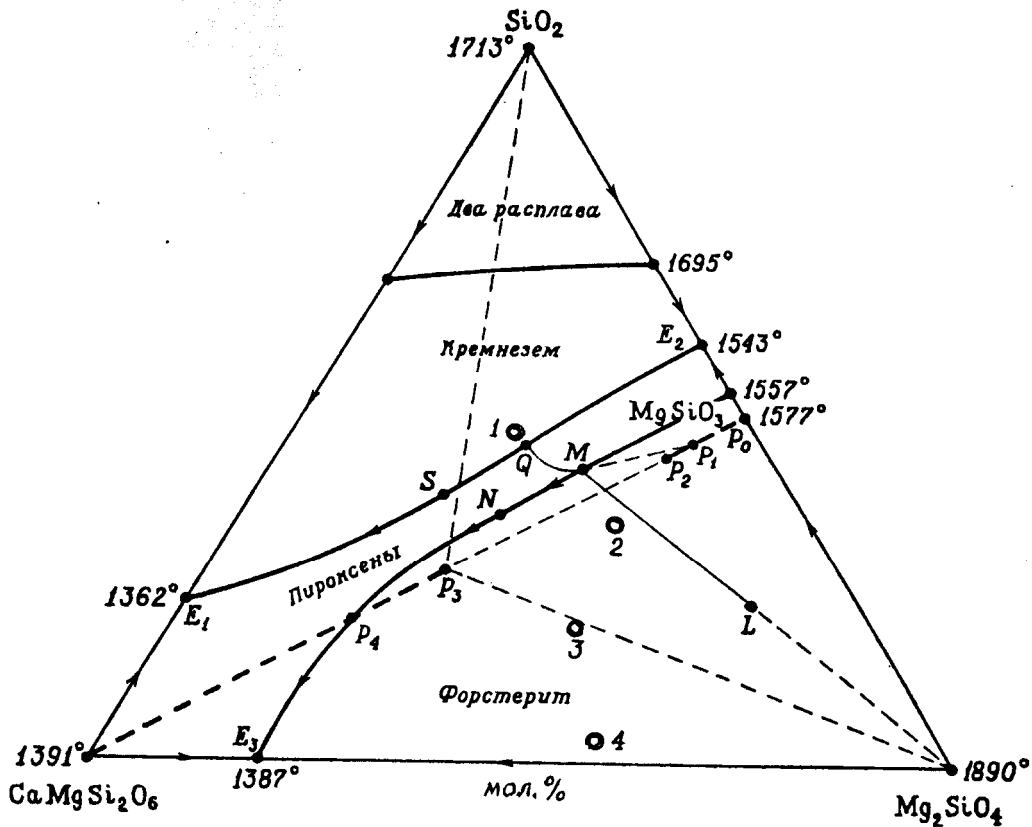


Рис. 6.9. Диаграмма равновесной кристаллизации расплавов в системе диоксид (CaMgSi₂O₆) – форстерит (Mg₂SiO₄) – кремнезем (SiO₂), в мол.%. Из работы (Verchogen et al., 1970).

Из расплава исходного состава M выделяется пироксен состава P_1 , а состав жидкости будет меняться вдоль кривой $M - Q$, пересекающей поле пироксена. При этом состав кристаллизующегося пироксена обогащается диоксидовым компонентом.

Из расплава Q будет одновременно кристаллизоваться свободный кремне-зем и пироксен, состав которого будет стремиться к точки S . В конечном итоге получим смесь из кремнезема и пироксенов состава P_2 и P_3 .

На диаграмме приведены также точки составов гавайских базальтов: 1-2 – толеиты, 3 – щелочные базальты, пересчитанные на нормативные составы пироксен + кварц или пироксен + оливин.

В завершении рассмотрим систему *пироксен* (MgSiO_3) – *оливин* (Mg_2SiO_4 – Fe_2SiO_4) – *кремнезем* (SiO_2) (рис. 6.10). В данной системе поведение расплавов пироксенового состава сильно зависит от отношения Mg/Fe . Кристаллизация расплавов, более магниезальных, чем в точке *A* (85%*En*), происходит по схеме инконгруэнтного плавления.

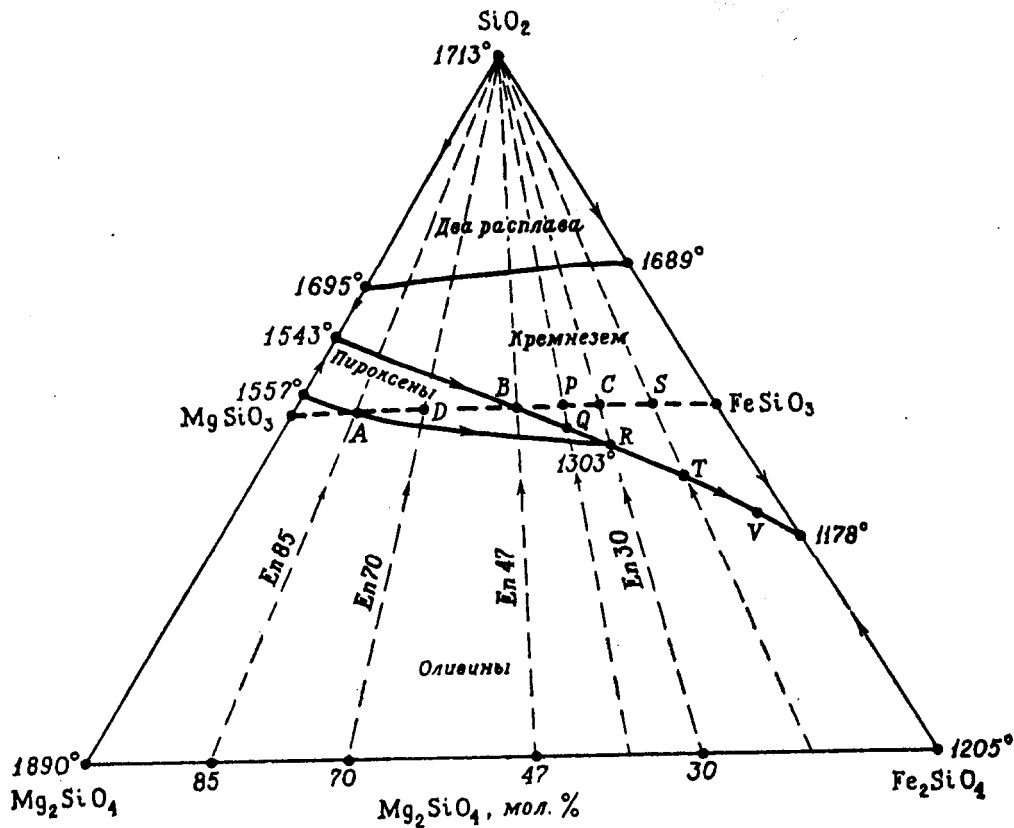


Рис. 6.10. Диаграмма равновесной кристаллизации расплавов в системе пироксен (MgSiO_3) – оливин (Mg_2SiO_4 – Fe_2SiO_4) – кремнезем (SiO_2), в мол.%. Из работы (Verchogen et al., 1970).

Из расплавов, состав которых укладывается на линию *A* – *B*, происходит непрерывная кристаллизация пироксена (ортопироксена), который по мере снижения температуры обогащается железом. Однако в интервале *DB* (70-47%*En*) расплав достигает котектики пироксен-кремнезем, а затем изменяется вдоль линии *BR*. Кремнезем начинает осаждаться в точке *B*, затем выделяется совместно с пироксеном, но еще до достижения точки *R* перестает выделяться из расплава. Из расплавов, расположенных вправо от *B*,

например, P , первым выделяется кремнезем, а состав расплава смещается к котектике пироксен-кремнезем по линии $P - Q$, затем до реакционной точки R при одновременной кристаллизации кремнезема и пироксена. В точке R происходит реакция и одновременная кристаллизация кремнезема, железистого пироксена и оливина определенного состава с образованием их смеси. Из расплавов, содержащих менее 30 мол. % En , кристаллизация пироксенов не происходит, а состав расплава изменяется первоначально по линии $S - T$, а затем $T - V$. В итоге получим смесь железистого оливина и кремнезема. В природных объектах подобные парагенезисы встречаются в породах гранитоидного состава.

Анализ пироксен-оливиновых с участием кремнезема тройных диаграмм показывает, что при равновесной кристаллизации в данной системе по мере падения температуры происходит последовательное обогащение железом кристаллических фаз пироксенового и оливинового состава, представляющих собою твердые растворы.

Для крупных расслоенных интрузий основного-ультраосновного состава, типа Бушвельд и Стиллуотер, установлен широкий диапазон изменения состава пироксенов, представленных энстатитом, пижонитом и диопсидом (рис. 6.11). Анализ сосуществующих пар пироксенов выявил их последовательное и закономерное изменение состава от магнезиальных к более железистым (во всех типах пироксенов), а также последовательную смену энстатита пижонитом, а затем геденбергитом, что хорошо согласуется с выше рассмотренными физико-химическими диаграммами.

Образованная в результате затвердевания магматического расплава порода может быть перекристаллизована под воздействием остаточных постмагматических растворов, которые состоят из водной фазы и летучих. В идеальном случае двухкомпонентной системы *силикат – летучий* выделение газовой составляющей будет происходить при постоянной температуре согласно правилу фаз: $F = (K + 1) - P = (2 + 1) - 3 = 0$.

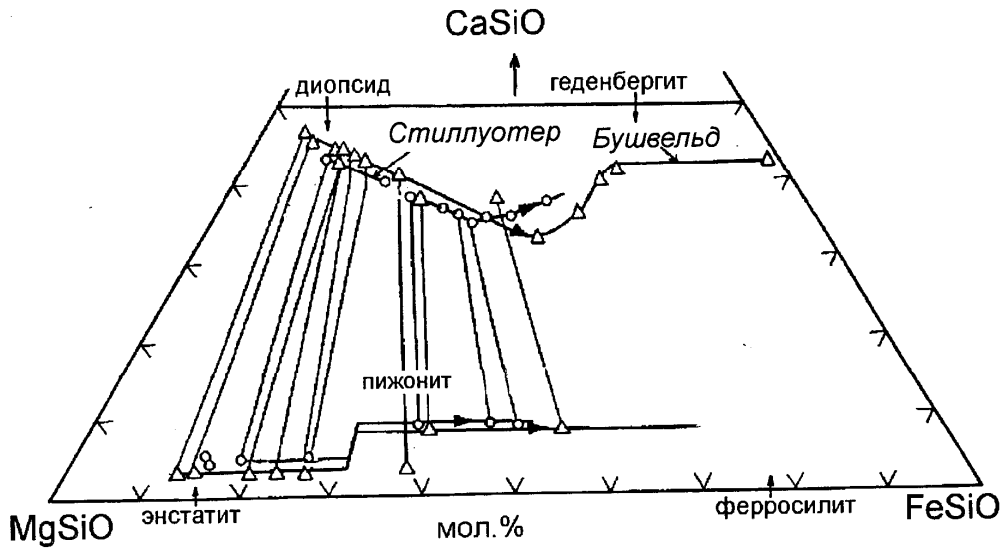


Рис. 6.11. Изменение состава Ca-Mg-Fe и Mg-Fe сосуществующих пироксенов в породах расслоенных интрузий Бушвельд (Южная Африка) и Стиллуотер (Северная Америка). Из работы (Уэйджер, Браун, 1970).

В простейшей двухкомпонентной системе переход от состояния жидкости с кристаллами к смеси кристаллов с газовой фазой будет происходить не только при постоянной температуре, но и при потере тепла. Выделение газа при одновременной кристаллизации называется *ретроградным кипением*. В результате ретроградного кипения магма превращается в магматическую горную породу, пропитанную газовым раствором, который может вызвать перекристаллизацию с образованием грубозернистых структур. В случае изменения состава газового раствора, он уже не будет находиться в равновесии с породой, и поэтому ранние магматические минералы будут растворяться и замещаться другими, вторичными минералами, более устойчивыми в новых условиях.

Особенности кристаллизация многокомпонентных систем гранитного и оливиннормативного состава, а также геометрический метод построения диаграмм состояния этих систем подробно изложены в монографиях М.И.Дубровского (1984, 1987, 1989, 1993, 1998).

Экспериментальные данные накладывают ряд ограничений на моделирование процессов кристаллизации и дифференциации магматических расплавов. Они сформулированы Дж. Ферхугеном и др. (1974) следующим образом:

1. Ранние кристаллические фазы должны быть представлены тугоплавкими минералами – магнезиальными оливинами, пироксенами с высоким отношением Mg/Fe^{2+} и кальциевыми плагиоклазами. При высоких давлениях образуются высокоглиноземистые пироксены, которые могут сосуществовать со шпинелью $(Mg, Fe)(Al, Fe)_2O_4$.

2. При кристаллизации базальтовой магмы должно происходить прогрессивное увеличение отношений $(Na + K)/Ca$, Fe^{2+}/Mg , $(Na + K)/Fe^{2+}$. В низкотемпературных дифференциатах должно увеличиваться содержание щелочных полевых шпатов и кварца (или нефелина) за счет железомagneзиевых силикатов.

3. В кристаллах плагиоклаза и оливина, реже пироксенов, часто обнаруживается концентрическая зональность по составу и оптическим свойствам. В плагиоклазах увеличивается при движении от центра к периферии зерен отношение $NaSi/CaAl$, а в оливинах (и пироксенах) – Fe^{2+}/Mg . Подобная зональность обусловлена нарушением равновесия кристалл – расплав из-за небольшой скорости диффузии ионов между быстро растущими кристаллами и жидкостью. Обратная или ритмическая зональность свидетельствует о нарушениях нормального хода кристаллизации в результате его переохлаждения или других процессов.

4. На завершении кристаллизации расплава в нем может накопиться водная фаза, что приведет к кристаллизации водосодержащих кристаллических фаз (амфиболы, слюды). Кристаллизация подобных фаз несколько отодвигает стадию вскипания магмы. В случае вскипания из-за пересыщенности расплава водой возникает вторая водная флюидная фаза.

5. В кристаллизующихся расплавах некоторые малые элементы легко замещают главные (Ni замещает Mg в оливине, Cr^{3+} замещает Fe^{3+} в силикатах), тогда как другие накапливаются в остаточных расплавах и поэтому они входят в состав низкотемпературных кристаллических фаз. Например, Ba^{2+} замещает K в полевых шпатах, а Li и Rb замещают Mg и K в биотите. Часть элементов (B , Be , Ta , Zr , Sn и др.) концентрируются в водном флюиде и отделяются вместе с ним при вскипании магмы на поздних стадиях.

6. Масштаб дифференциации высокотемпературных расплавов должен быть больше, чем более низкотемпературных. Например, для базальтовых магм он будет значительно больше, чем для гранитных.

Раздел 7. СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Особенности внутреннего строения горных пород обозначаются такими понятиями как структуры и текстуры. Они являются важнейшими диагностическими признаками, так как зависят от генезиса пород и термодинамических условий ее формирования.

Структура пород определяется степенью кристалличности, абсолютными и относительными размерами составных частей, формой этих частей и их взаимоотношениями между собою.

Текстура пород определяется расположением составных частей в пространстве и степенью выполнения пространства массой породы. Текстурные признаки связаны с перемещением минералов в процессе образования горной породы.

В английской литературе структурные признаки определяются термином *texture*, а текстурные признаки – *structure*. Помимо этого, существует термин *fabric* (строение), который объединяет структурные и текстурные особенности.

7.1. СТРУКТУРЫ

7.1.1. Структуры, выделенные по степени кристалличности

Магматические породы состоят их кристаллов или вулканического стекла, или их смесей. Во многих вулканических породах наряду со стеклом присутствуют мелкие кристаллические образования, которые носят название микролитов. *Микролиты* – это микроскопические кристаллы, состав которых можно установить по их оптическим свойствам. Они образуются при быстром остывании расплава и являются характерными для вулканических лав. Более мелкие образования в виде зародышей кристаллов, различимые только при больших увеличениях, носят название *кристаллитов*. В зависимости от размерности и формы среди кристаллитов выделяются глобулиты, маргариты, лонгулиты, трихиты, скопулиты и микролиты.

Вулканическое стекло, образуясь при быстром охлаждении, находится в метастабильном состоянии. Поэтому с течением времени оно может раскристаллизоваться с появлением скрытокристаллических агрегатов, дейст-

вующих на поляризационный свет. Такой процесс носит название *девитрофикации* (латин. *vitrum* стекло).

В соответствии со степенью кристалличности пород различаются три типа структур: *полнокристаллические* или *голокристаллические* (греч. *golo* полный], нацело состоящие из кристаллических зерен и не содержащие вулканическое стекло или микролиты, *неполнокристаллические* или *гипокристаллические* (греч. *huro* под, снизу, не вполне), среди которых различаются микролитовые и скрытокристаллические или криптокристаллические (греч. *kryptos* скрытый, тайный) разновидности, и *стекловатые* или *гиалиновые* (греч. *hyalos* стекло), сложенные вулканическим стеклом с незначительным количеством кристаллитов или микролитов.

7.1.2. Структуры, выделенные по абсолютному размеру составных частей

По абсолютному размеру различаются *явно кристаллические* (или *фанеритовые*) и *афанитовые* структуры. Среди первых выделяются гигантозернистые (более 50 мм), крупнозернистые (50 - 5 мм), среднезернистые (5 - 1 мм) и мелкозернистые (1 - 0.5 мм) типы. Афанитовые структуры по внешнему виду не обнаруживают зернистости, однако при микроскопическом изучении часто оказываются кристаллическими. Породы с афанитовой структурой преимущественно состоят из мелких кристаллов, микролитов, кристаллитов или стекла.

7.1.3. Структуры, выделенные по относительному размеру составных частей

По относительному размеру выделяются *равномернозернистые* и *неравномернозернистые* структуры. Для первых характерна примерно одинаковая величина составных частей пород, тогда как для вторых - различная. Наиболее распространенными неравномернозернистыми структурами являются порфировидные и порфиоровые.

Порфировидные структуры отличаются наличием порфировидных вкрапленников, расположенных среди полнокристаллической основной массы. Для *порфировых* структур характерно неполнокристаллическое строение основной массы. Порфиоровые структуры, в которых вкрапленники погружены в стекло, имеют собственное название - витрофиоро-

вые. В зависимости от размеров порфировых вкрапленников различают собственно порфировую и микропорфировую структуру.

7.3.4. Структуры, выделенные по форме составных частей и их взаимоотношениям между собою

Каждый минерал обладает своим характерным обликом и имеет определенные формы. Различаются зерна изометричной, таблитчатой, чешуйчатой, призматической, игольчатой и волокнистой форм. При свободном росте минералы приобретают свойственные им грани или идиоморфный облик, при росте в пространстве, уже выполненном ранними кристаллами, новые кристаллы часто не имеют собственных форм.

Идиоморфными называют те минеральные зерна, которые огранены собственными кристаллическими гранями, *гипидиоморфными* - минеральные зерна, частично ограненные собственными гранями, а частично гранями соседних зерен, и *ксеноморфными* - минеральные зерна, лишенные собственных граней.

Форма минералов в породе или степень их идиоморфизма зависит от последовательности их выделения, кристаллизационной способности и физико-химических особенностей расплава.

Некоторые минералы магматических пород постоянно встречаются в форме закономерных сростаний друг с другом. К ним относятся пертиты, антипертиты, пегматиты, мирмекиты и реакционные каймы.

Пертиты - закономерные прорастания калиевого полевого шпата альбитовыми вростками. В зависимости от величины альбитовых вростков выделяются пертиты (видимые простым глазом), микропертиты (различимые под микроскопом) и криптопертиты (субмикроскопические). По происхождению могут быть пертиты распада и замещения. Первые, наиболее распространенные, образуются из твердых растворов калиевого шпата и альбита, которые смешиваются при высокой температуре и распадаются при охлаждении. Пертиты замещения возникают в результате кристаллизации альбита в уже сформированном калиевом полево шпате.

Антипертиты - плагиоклазы кислого состава с вростками калиевого полевого шпата, имеющие большей частью прямоугольные очертания.

Пегматиты - закономерные сростания калиевого полевого шпата кварцем, зерна которого имеют угловатые очертания в поперечных сечениях и прямолинейно-угловатые – в продольных. Образование пегматитов

может происходить при эвтектической кристаллизации расплава, т.е. при одновременной кристаллизации калиевого полевого шпата и кварца, или в процессах перекристаллизации под воздействием газонасыщенного флюида.

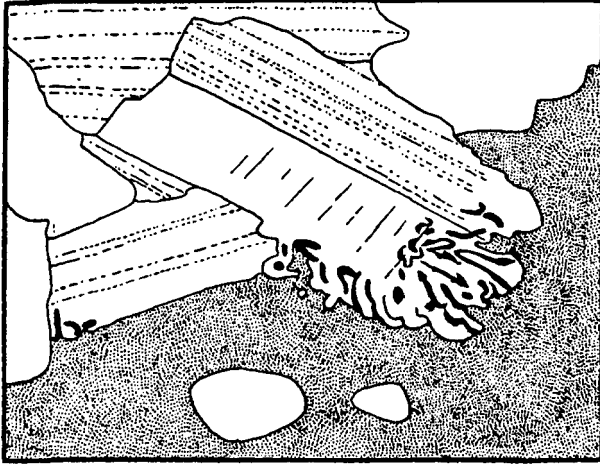


Рис. 7.1. Мирмекитовые срастания плагиоклаза и червеобразных выделений кварца (черное), проникающие в микроклин (крап) (Аберден). Из работы (Hatch et al., 1972).

Мирмекиты - зерна плагиоклаза, проросшие на границе с калиевым полевым шпатом вростками кварца, имеющими червеобразную форму (рис. 7.1). Образование мирмекитов является поздне- или постмагматическим процессом, при котором происходит освобождение кремнезема при замещении калиевого полевого шпата плагиоклазом.

Симплектиты – общее название взаимных прорастаний и срастаний пальцеобразных или червеобразных минеральных агрегатов в различных типах пород (рис. 7.2.).

Гранофиры – породы кислого и среднего состава с взаимными графическими прорастаниями полевого шпата и кварца, которые часто обнаруживают идиоморфные очертания (рис. 7.3.).



Рис. 7.2. Симплектитовые сrostки в титаномагнетитовом анортозите (Южная Африка).

Реакционные каймы располагаются на границе зерен и возникают в результате реакции ранее выделившихся кристаллов с магматическим расплавом или в постмагматический этап под влиянием горячих растворов. Каждая магматическая реакционная кайма представляет собою монокристалл, который заключает в себя зерно ранее выделившегося минерала.

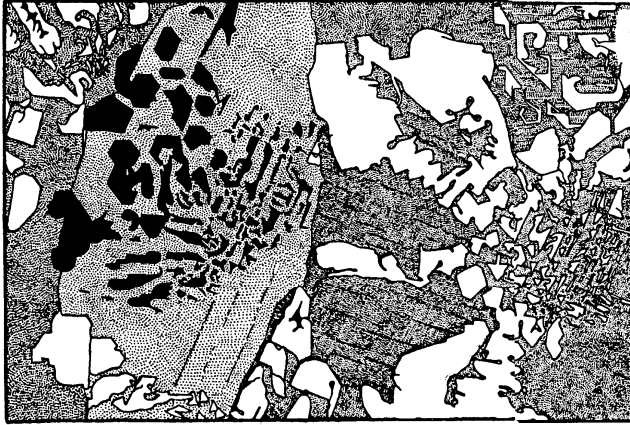


Рис. 7.3. Афировый гранофир (Исландия).

Проращение кварца (черное и белое) и ортоклаза. Из работы (Hatch et al., 1972).

В породах нормального ряда наблюдается следующая последовательность нарастания: оливин, ромбический пироксен, моноклинный пироксен, амфибол, биотит. В породах щелочного ряда часто на щелочную роговую обманку нарастает эгирин. Одна из разновидностей реакционной каймы, названной коронитовой, приведена на рис. 7.4.

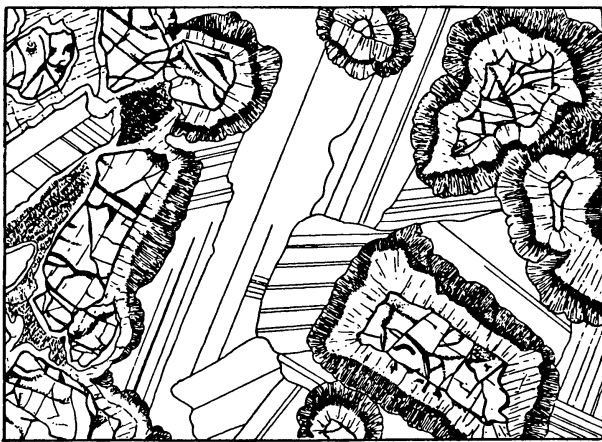


Рис. 7.4. Коронитовая кайма в оливиновом норите (Норвегия).

На границе плагиоклаза и оливина развита реакционная двухслойная кайма из ортопироксена (внутренняя зона) и куммингтонита (внешняя зона) с редкими зернами шпинели. Из работы (Hatch et al., 1972).

Многие структуры воспроизводятся экспериментальным путем при плавлении природных и синтетических материалов. В зависимости от состава и режима охлаждения каменного литья образуются четко регулярные или хаотические, спинифекс-подобные или порфировидные структуры. Подобные структуры воспроизведены при плавлении и охлаждении минеральных смесей монтичеллита и диопсида (рис. 7.5).

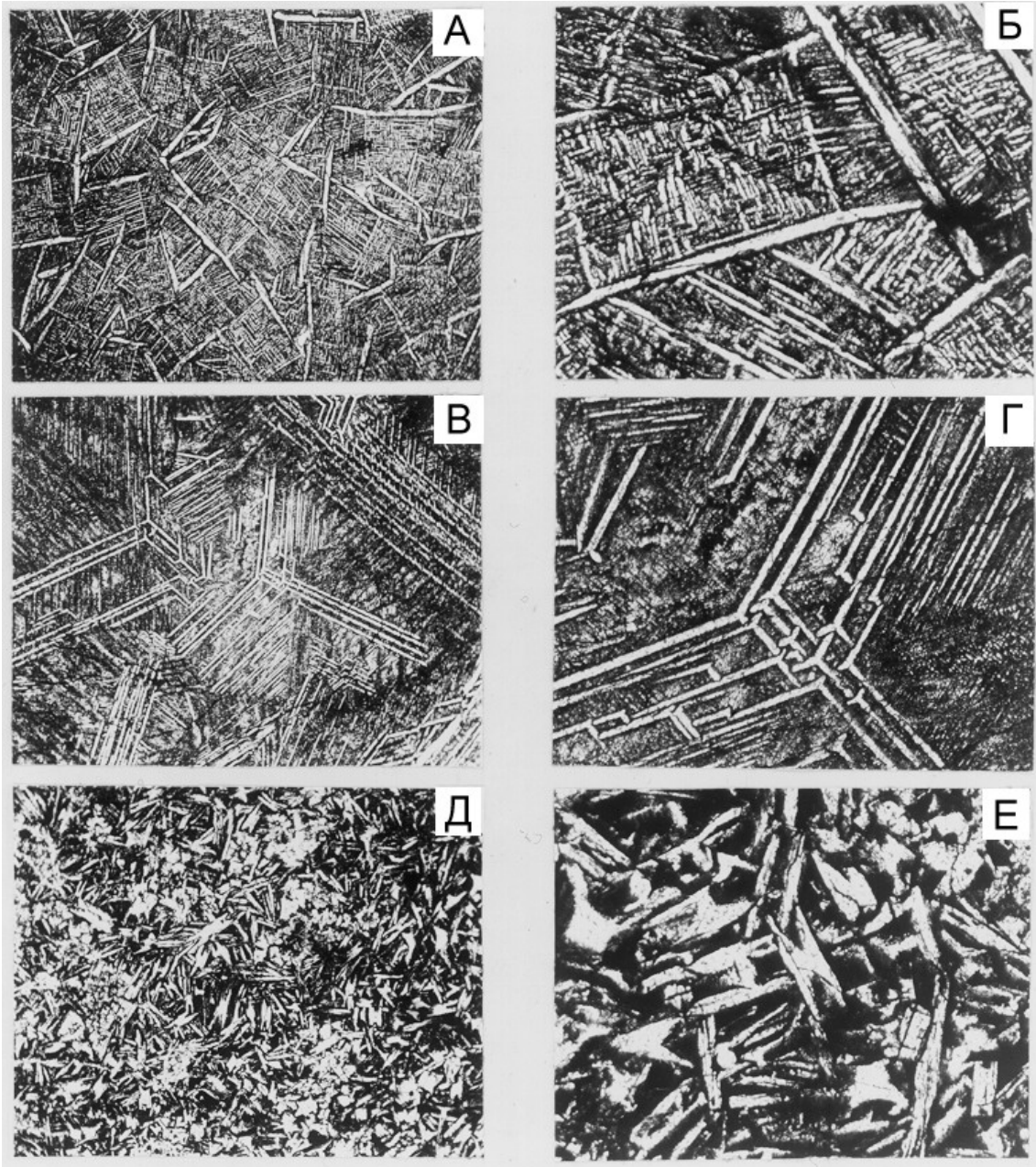


Рис. 7.5. Микрофотографии ильфов образцов, полученных в результате плавления монтичеллита с диопсидом в разных пропорциях методом закалки. Увелич. $\times 30$.

Постмагматические реакционные каймы называются *келифитовыми*. Их отличает от магматических реакционных кайм более сложное строение, так как они состоят из множества индивидов. Келифитовые каймы, сложенные иголочками амфибола, зернами граната и шпинели, часто возникают на границе оливина или ортопироксена и плагиоклаза. Келифитовые

каймы широко проявлены в породах так называемого друзитового комплекса Беломорья, где они описаны под названием друзитовых кайм.

7.1.5. Главные типы структур магматических пород Полнокристаллические

Панидиоморфнозернистая - порода (преимущественно мономинеральная) состоит из зерен идиоморфной формы

Аллотриоморфнозернистая - порода сложена из зерен неправильной формы:

Габбровая (неправильные зерна плагиоклаза и пироксена)

Аплитовая (неправильно-изометрические зерна полевых шпатов и кварца)

Гипидиоморфнозернистая - порода сложена зернами с разной степенью идиоморфизма:

Гранитовая (для гранитных пород; темноцветные минералы имеют большую степень идиоморфизма по отношению к лейкократовым)

Агнаитовая (для щелочных пород; лейкократовые минералы имеют большую степень идиоморфизма по отношению к меланократовым)

Сидеронитовая (идиоморфный облик силикатов и ксеноморфный рудных)

Офитовая (идиоморфные зерна плагиоклаза и ксеноморфные пироксенов)

субофитовая или *диабазовая* (между зернами плагиоклаза содержатся относительно крупные зерна пироксена)

пойкилоофитовая (зерна плагиоклаза частично включены в крупные зерна пироксена)

долеритовая (между зернами плагиоклаза заключены мелкие зерна пироксенов)

габбро-диабазовая (промежуточная между габбровой и диабазовой)

Пойкилитовая (включения одних минералов в другие, более крупные)

В пойкилитовых структурах различают крупные зерна – ойкокрсталлы и включенные в них более мелкие идиоморфные зерна – хадакрсталлы

Монционитовая (включения идиоморфных зерен плагиоклаза в крупные неправильные зерна калиевого полевого шпата)

Пегматитовая или *графическая* (закономерные вростки кварца в калиевом полевым шпате)

Друзитовая или *венцовая* (реакционные каймы вокруг зерен оливина и пироксенов; часто с келифитовыми каймами)

Рапакиви (овоидальные кристаллы калиевого шпата, окруженные каймой плагиоклаза олигоклазового состава)

Порфиرويدная:

гранит-порфировая (вкрапленники полевых шпатов и основная масса с аплитовой или гранитовой структурой)

гранофировая (основная масса имеет пегматитовое или микропегматитовое строение)

криптовая (преобладание вкрапленников над основной массой)

лампрофировая (порфировидные вкрапленники представлены только фемическими минералами)

Неполнокристаллические

Порфиновые (с вкрапленниками)

спинифекс-структура (в ультраосновных вулканитах; пластинчатые агрегаты или их пакеты оливина, реже пироксена)

Афировые (без вкрапленников)

Микролитовые:

интерсертальная (большое количество игольчатых микролитов плагиоклаза и стекло)

толеитовая (идиоморфные микролиты плагиоклаза и стекло)

андезитовая или *гиалопилитовая* (войлок микролитов плагиоклаза и других минералов, стекло)

трахитовая (микролиты полевых шпатов, незначительное кол-во стекла)

пилотакситовая (близка к трахитовой при преобладание плагиоклаза, незначительное количество стекла)

ортофировая (микролиты калиево-натровых полевых шпатов с формой коротких прямоугольников, незначительный объем стекла)

фонолитовая (микролиты нефелина, с формой коротких прямоугольников, незначительное количество темноцветных минералов и стекла)

оцеллярная (идиоморфные кристаллы лейцита, микролиты эгирина, без стекла)

Скрытокристаллические:

фельзитовая (основная масса сложена кристаллитами)

сферолитовая (сферолиты из фельзитовой массы, стекло)

вариолитовая (вариоли из радиальноволоконистых зерен плагиоклаза и микролитов пироксенов, слабораскристаллизованная основная масса)

Стекловатые

стекловатая (устаревшее гиалиновая) (полностью стекло)

витрофировая (стекло с порфиrowыми вкрапленниками)

Вулканокластические

туфовые:

литокластические (обломки вулканических пород различной формы)

кристаллокластические (обломки угловатых кристаллов)

витрокластические (остроугольные обломки стекла)

туфолововые (большое количество обломочного, иногда частично переплавленного материала, сцементированного лавой)

7.2. ТЕКСТУРЫ

Образование текстурных особенностей пород (в противоположность структурным) в меньшей степени связано с химизмом расплава; главную роль в их образовании имеют геологические условия образования: движение расплава при кристаллизации, неравномерное осаждение или всплывание кристаллов, удаление газовой фазы при остывании расплава и др.

Текстуры можно разделить в зависимости от ориентировки составных частей породы в пространстве или по характеру заполнения массой породы пространства.

7.2.1. Разделение текстур в зависимости от ориентировки составных частей в пространстве

Однородные или ***массивные***

Такситовые или ***неоднородные***:

структурные (неоднородные структуры в разных участках породы)

конституционные (различный минеральный состав в разных участках породы)

структурно-конституционные (неоднородность структур и минерального состава)

шлировая (наличие скоплений определенных минералов)

атакситовая (наличие беспорядочно расположенных шлиров неправильной формы)

Шаровые, подушечные, матрацевидные (наличие шаров или эллипсоидных тел)

Сферические (наличие концентрически зональных слоев в шарах)

Направленнодирективные

линейные (линейная ориентировка темноцветных минералов призматической или столбчатой формы, шлиров или ксенолитов)

трахитоидные (линейная ориентировка таблитчатых кристаллов полевых шпатов)

гнейсовидные (субпараллельное расположение главным образом темноцветных минералов в полнокристаллических интрузивных породах)

директивнополосчатые (наличие полос разного состава и разной мощности)

брекчиевиднотакситовые (неправильно-пятнистое расположение одних минералов и цементирование их другими минералами, часто более кислого состава)

флюидальные (направленные текстуры в неполнокристаллических породах)

7.2.3. Разделение текстур по характеру заполнения массой породы пространства

Плотные или **компактные**

Пористые

пористые (малое количество пор, их размер не превышает 2 мм в диаметре)

пузыристые (много пор размером более 2 мм в диаметре)

пемзовые (объем пустот превышает объем материала породы)

макропористые, микропористые

миндалекаменные или *амигдолоидные* (наличие пор от газов в вулканогенных породах круглой или овальной формы, выполнены вторичными минералами)

миаролитовая (наличие пустот или полостей в глубинных породах, выполненных продуктами кристаллизации остаточных расплавов или вторичными минералами)

Необходимо отметить, что в ряде случаев не всегда можно провести четкую границу между структурой и текстурой, так как они перекрывают друг друга. Например, при преобладании в породе параллельно ориентированных призматических или таблитчатых кристаллов структурный признак (форма зерен) и текстурный признак (расположение этих зерен) становится неразделимыми.

Раздел 8. КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

8.1. Общие понятия

Классификация магматических пород должна отражать, прежде всего, особенности их геологического залегания и вещественного состава. При этом разделение магматических пород по геологическим особенностям в большинстве случаев не вызывает больших затруднений, тогда как классификации по вещественному составу до сих пор являются предметом острых дискуссий. Это обусловлено существованием пород, имеющих промежуточный вещественный состав или располагающихся в классификациях на границе групп или семейств, что затрудняет проведение четких границ между ними. Помимо этого, много споров вызывает также соотношение содержаний порообразующих минералов, слагающих ту или иную породу.

Существующие классификации магматических пород построены главным образом с учетом особенностей условий их образования, структурнотекстурных особенностей, химического и минерального состава.

8.2. Разделение магматических пород по условиям образования

В основу разделения положен фациальный признак, отражающий условия их формирования и залегания в пределах земной коры или на ее поверхности. В соответствии с ним различаются глубинные или интрузивные, жильные или дайковые, и вулканические породы, которые образуют классы.

Глубинные или **интрузивные породы** формируются в глубинах Земли. Поэтому их кристаллизация происходит в условиях медленного охлаждения под большим давлением и при активном участии летучих компонентов. Характерным для них являются полнокристаллические структуры и плотные текстуры. В зависимости от глубины их формирования выделяют абиссальные (или плутонические), гипабиссальные и жильные (или дайковые) подгруппы.

Абиссальные (греч. *abissos* бездонный, бездна) породы образуются на больших глубинах (5-15 км) и слагают, как правило, крупные интрузивные тела типа батолитов. Кристаллизация расплавов в абиссальных условиях происходит медленно и в равновесных условиях, что обуславливает наличие крупно- и среднезернистых структур.

Гипабиссальные (греч. *hypo* под или понижение против нормы, *abissos* бездна) породы, формируясь на меньших глубинах (от 1 до 5-7 км), образуют небольшие тела типа лакколлитов, штоков. Из-за более быстрого остывания, часто кристаллизация расплавов происходит в неравновесных условиях. Породы преимущественно имеют мелкозернистые, нередко порфировидные структуры, а минералы обладают внутренним зональным строением.

Жильные или **дайковые** (анг. *dike, dyke*) породы впервые были выделены в 1887 году Розенбушем. Формируясь в верхних структурных горизонтах земной коры в результате выполнения вертикальных, наклонных или пологонаклонных трещин магматическим расплавом, они имеют много общего с гипабиссальными породами, и в то же время обладают своеобразной формой залегания, особенностями минерального состава и структурно-текстурными особенностями. Очень часто они сопровождают интрузивные или вулканические тела, в то же время существуют и самостоятельные пояса и рои даек, которые являются единственными магматическими проявлениями в том или ином районе. Ряд геологов понимают под жилами только рудные образования.

Жильные породы по вещественному составу разделяются на *асхитовые* (греч. *a* частица отрицания, *schistos* расколотый, расщепленный, т.е. нерасщепленные) и *диасхитовые* (греч. *diaschiso* расщепляю). Первоначально под асхитовой жильной понималась порода, тождественная материнской породе по химическому и минеральному составу, но отличающаяся от нее по структуре и текстуре. Примером таких образований являются гранит-порфиры, сиенит-порфиры, микрограниты и микродиориты. К диасхитовым относили породы, которые отличаются от материнских пород и по составу, и по структуре. Некоторые из них обогащены бесцветными минералами (лейкократовые), другие - темноцветными (меланократовые). Среди первых наибольшее значение имеют аплиты и пегматиты, среди вторых - лампрофиры.

В настоящее время для большинства асхитовых пород и части диасхитовых устанавливается четкая генетическая связь с интрузивными образованиями соответствующего состава, тогда как для большей части диасхитовых пород такая прямая связь отсутствует или не установлена. Предполагается, что часть лампрофиров возникла в результате самостоятельного геологического процесса, обусловленного наличием глубинных разломов и плавления мантийного субстрата, обогащенного летучими.

Вулканические породы формируются на поверхности Земли (на дневной поверхности или на дне океанов) в результате излияния или взрывного извержения магматического расплава. По способу образования и характеру залегания различают *эффузивные* (или излившиеся), *эксплозивные* (взрывные) и *экструзивные* образования. Эффузивные породы нередко сопровождаются пирокластическими (или вулканогенно-обломочными) образованиями.

Экструзивные породы залегают в виде небольших тел, формирующиеся в результате выдавливания вязкой лавы на поверхность. Их кристаллизация происходит при давлении близком к атмосферному и при отсутствие летучих компонентов.

Вулканические породы очень часто несут следы вторичных изменений. Поэтому выделяют *палеотипные* и *кайнотипные* разновидности, которые отличаются степенью этих изменений. При вторичных изменениях преобразуется как ее структура и текстура, так и минеральный состав. Например, стекло под воздействием растворов и эманаций преобразуется в кристаллическое вещество со сферолитовой, фельзитовой или микрокристалличе-

кой структурой. Пористые породы преобразуются в миндалекаменные в результате заполнения пор и трещин вторичными минералами.

8.3. Химическая классификация магматических пород

Главным компонентом магматических пород является кремнезем, поэтому в большинстве классификаций его содержание является основным параметром. По содержанию SiO_2 (в мас. %) выделяют *группы* ультраосновных (30-45), основных (45-53), средних (54-64) и кислых (64-78) пород (по международной классификации границами для групп основных пород приняты 45 – 52%, а для средних – 52 – 63%). Другим классификационным признаком принято считать суммарное содержание в породе щелочей, количество которых нарастает по мере увеличения содержания кремнезема.

Наиболее популярной является химическая классификация, за основу которой принята диаграмма, построенная в координатах SiO_2 - ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) (рис. 8.1). Она позволяет единообразно выделять на одной основе интрузивные и эффузивные породы, которые характеризуются разной степенью кристалличности.

По соотношению SiO_2 и ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) все магматические породы разделяются на *три ряда*:

1) *породы нормальной щелочности*, 2) *породы повышенной щелочности* и 3) *щелочные породы* с щелочными темноцветными минералами (без фельдшпатоидов или с ними). В пределах каждого ряда выделяются петрохимические группы пород, различающиеся по содержанию кремнезема.

Породы нормального ряда разделены на следующие *семейства*: дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, и их вулканические аналоги (коматииты, пикриты, базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, риолиты).

К породам повышенной щелочности относятся: амфиболовые и слюдяные перидотиты, меймечиты, субщелочные габбро и трахибазальты, сиениты и трахиты, граносиениты и трахириолиты.

Ряд щелочных пород включает в себя: якупирангиты, ийолиты, уртиты, нефелиниты, эссекситы, шонкиниты, щелочные граниты, пантеллериты и комендиты.

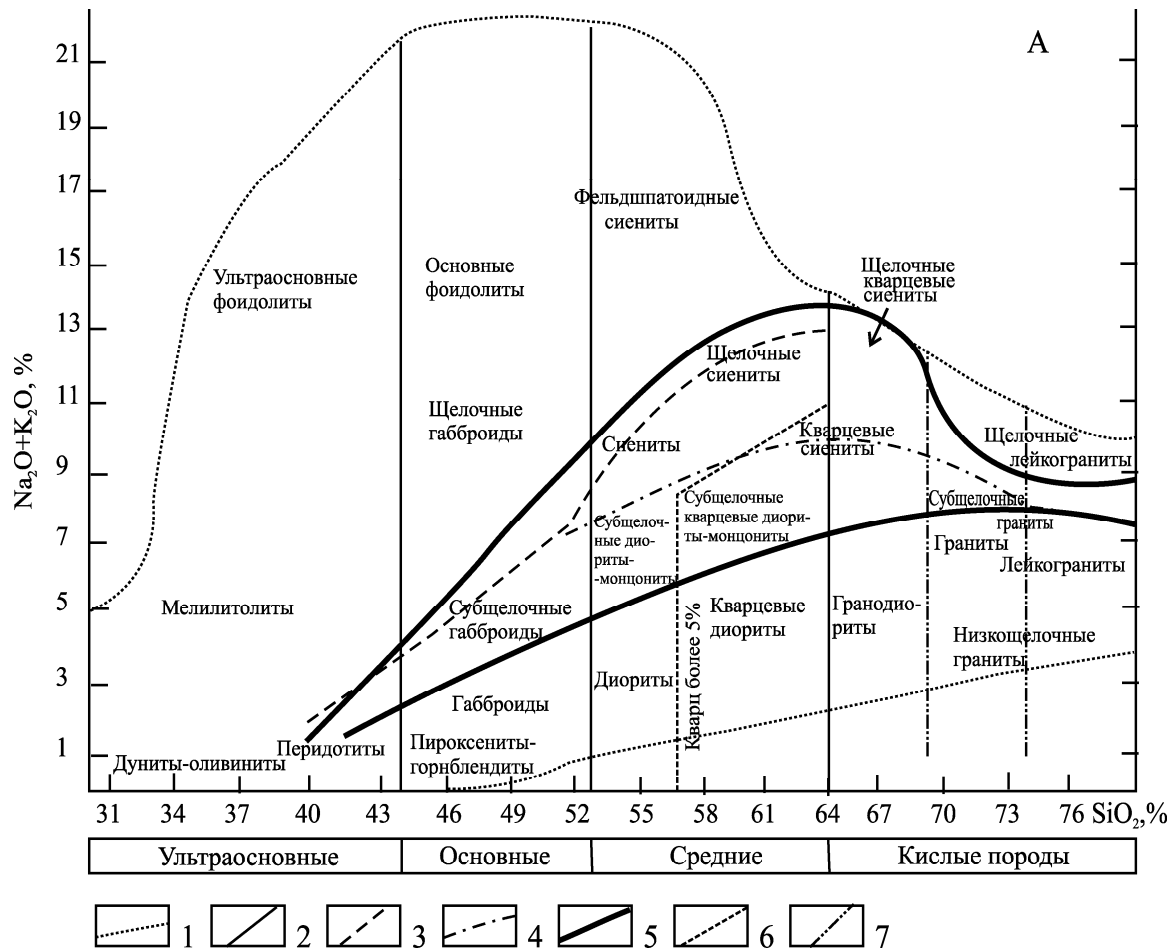
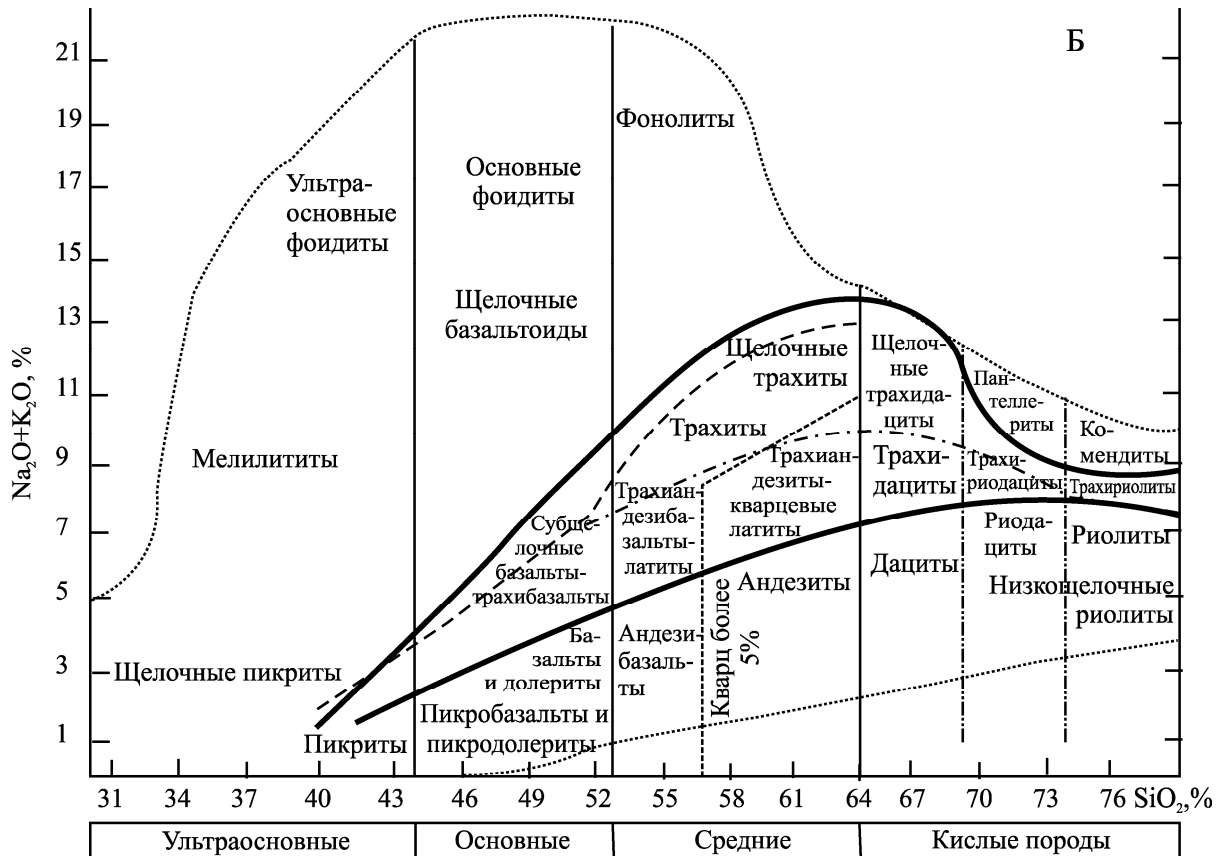


Рис. 8.1. Систематика интрузивных (А) и эффузивных (Б) горных пород в координатах $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Из работы (Магматические горные породы. Классификация. Номенклатура. Петрография, 1985).

1 – область химических составов природных магматических пород; 2 – границы разделения магматических пород на группы по содержанию кремнезема с полями промежуточных составов; 3 – нижняя граница распространения щелочных пород с фельдшпатоидами; 4 – нижняя граница распространения бесфельдшпатоидных пород, содержащих щелочные пироксены и амфиболы; 5 – область распространения субщелочных пород; 6 – граница распространения модального кварца более 5%; 7 – границы разделения подгрупп.



В таблице 8.1 приведены средние химические составы основных типов магматических горных пород.

Таблица 8.1.

Средние химические составы основных типов магматических пород (в мас.%)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	38.29	39.93	42.52	46.27	47.70	50.28	40.60	44.30	49.58	49.20	50.18
TiO ₂	0.09	0.26	0.42	1.47	0.64	0.64	2.66	2.51	1.98	1.84	1.14
Al ₂ O ₃	1.82	2.35	4.11	7.16	6.10	25.86	14.13	14.70	14.98	15.74	15.26
Fe ₂ O ₃	3.59	5.48	4.82	2.27	3.81	0.96	5.48	3.94	3.38	3.79	2.86
FeO	9.38	6.47	6.96	7.18	8.33	2.07	6.17	7.50	8.03	7.13	8.05
MnO	0.71	0.15	0.17	0.16	0.09	0.05	0.26	0.16	0.18	0.20	0.19
MgO	37.94	33.18	28.38	16.04	19.15	2.12	6.39	8.54	7.30	6.73	6.78
CaO	1.01	2.90	5.32	14.08	9.34	12.01	11.89	10.19	10.36	9.47	9.24
Na ₂ O	0.20	0.31	0.55	0.92	0.84	0.20	4.79	3.55	0.43	2.91	2.56
K ₂ O	0.08	0.14	0.25	0.64	0.41	3.15	3.46	1.96	0.91	1.10	1.04
H ₂ O ⁺	4.59	4.00	1.07	0.99	0.19	0.65	1.65	1.20	0.50	0.95	1.46
H ₂ O ⁻	0.25	0.24	0.03	0.14	0.02	1.17	0.54	0.42	0.25	0.43	0.43
P ₂ O ₅	0.20	0.13	0.11	0.38	0.16	0.09	1.07	0.74	0.24	0.35	0.27
CO ₂	0.43	0.09	0.08	0.13	0.02	0.14	0.60	0.18	0.03	0.11	0.18
Сумма	98.58	95.63	94.78	99.83	96.60	99.80	99.89	99.89	100.08	99.95	99.64

Окислы	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	50.44	50.14	47.48	49.21	50.52	58.15	62.60	57.94	57.48	61.52	65.01
TiO ₂	1.00	1.12	3.23	2.40	2.09	1.08	0.78	0.87	0.95	0.73	0.58
Al ₂ O ₃	16.26	15.48	15.74	16.63	16.71	16.70	15.65	17.02	16.67	16.48	16.91
Fe ₂ O ₃	2.21	3.01	4.94	3.69	4.88	3.26	1.92	3.27	2.50	1.83	2.43
FeO	7.39	7.62	7.36	6.18	5.86	3.21	3.08	4.04	4.92	3.82	2.30
MnO	0.14	0.12	0.19	0.16	0.26	0.16	0.10	0.14	0.12	0.08	0.09
MgO	8.73	7.59	5.58	5.17	3.20	2.57	2.02	3.33	3.71	2.80	1.78
CaO	9.41	9.58	7.91	7.90	6.14	4.96	4.17	6.79	6.58	5.48	4.32
Na ₂ O	2.26	2.39	3.97	3.96	4.73	4.35	3.73	3.48	3.54	3.63	3.79
K ₂ O	0.70	0.93	1.53	2.55	2.46	3.21	4.06	1.62	1.76	2.07	2.17
H ₂ O ⁺	0.84	0.75	0.79	0.98	1.27	1.25	0.90	0.83	1.15	1.04	0.91
H ₂ O ⁻	0.13	0.11	0.55	0.49	0.87	0.58	0.19	0.34	0.21	0.20	0.28
P ₂ O ₅	0.15	0.24	0.74	0.59	0.75	0.41	0.25	0.21	0.29	0.25	0.15
CO ₂	0.18	0.07	0.04	0.10	0.15	0.08	0.08	0.05	0.10	0.14	0.06
Сумма	99.86	99.15	100.05	100.01	99.89	99.97	99.53	99.93	99.98	100.01	99.78
Окислы	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO ₂	65.55	66.09	72.82	71.30	61.21	58.58	53.41	56.19	54.08	54.99	41.61
TiO ₂	0.60	0.54	0.28	0.31	0.70	0.84	1.22	0.62	0.54	0.60	3.62
Al ₂ O ₃	15.04	15.73	13.27	14.32	16.96	16.64	15.28	19.04	18.65	20.96	3.67
Fe ₂ O ₃	2.13	1.38	1.48	1.21	2.99	3.13	6.68	2.79	3.92	2.25	4.62
FeO	2.03	2.73	1.11	1.64	2.29	0.13	2.30	2.03	2.28	2.05	3.73
MnO	0.09	0.08	0.06	0.05	0.15	1.87	0.48	0.17	0.22	0.15	0.13
MgO	2.09	1.74	0.39	0.71	0.93	3.53	1.35	1.07	1.07	0.77	24.38
CaO	3.62	3.83	1.14	1.84	2.34	5.24	1.79	2.72	2.77	2.31	4.71
Na ₂ O	3.67	3.75	3.55	3.68	5.47	4.95	9.48	7.79	8.10	8.23	0.47
K ₂ O	3.00	2.73	4.30	4.07	4.98	0.99	4.65	5.24	5.52	5.58	3.88
H ₂ O ⁺	1.09	0.85	1.10	0.64	1.15	0.23	1.18	1.57	2.10	1.30	5.69
H ₂ O ⁻	0.42	0.19	0.31	0.13	0.47	0.29	0.31	0.37	0.23	0.17	
P ₂ O ₅	0.25	0.18	0.07	0.12	0.21	0.28	0.14	0.18	0.20	0.13	1.02
CO ₂	0.21	0.08	0.08	0.05	0.09	0.14	0.03	0.08	0.06	0.20	0.21
Сумма	99.79	99.90	99.96	100.07	99.94	99.74	98.26	99.86	100.08	99.69	99.64

Примечание: 1 - дунит; 2 - гарцбургит; 3 - лерцолит; 4 - пироксенит; 5 - вебстерит; 6 - анортозит; 7 - нефелинит; 8 - базанит; 9 - толеит; 10 - базальт; 11 - долерит; 12 - норит; 13 - габбро; 14 - гавайит; 15 - трахибазальт; 16 - муджиерит; 17 - трахиандезит; 18 - монзонит; 19 - андезит; 20 - диорит; 21 - тоналит; 22 - дацит; 23 - риодацит; 24 - гранодиорит; 25 - риолит; 26 - гранит; 27 - трахит; 28 - сиенит; 29 - луяврит; 30 - фонолит; 31 - тингуаит; 32 – нефелиновый сиенит; 33 – лампроит, Западная Австралия. 1-32 из работы (Le Maitre, 1976), 33 – из работы (Jaques et al., 1984).

8.4. Количественно-минералогическая классификация

Полнокристаллические магматические образования можно разделить на конкретные *виды пород* и их *разновидности* на основе количественного соотношения реальных породообразующих минералов. Эти соотношения наносятся на классификационные треугольники, в вершинах которых находятся главные породообразующие минералы, слагающие породы данной группы (рис. 8.2).

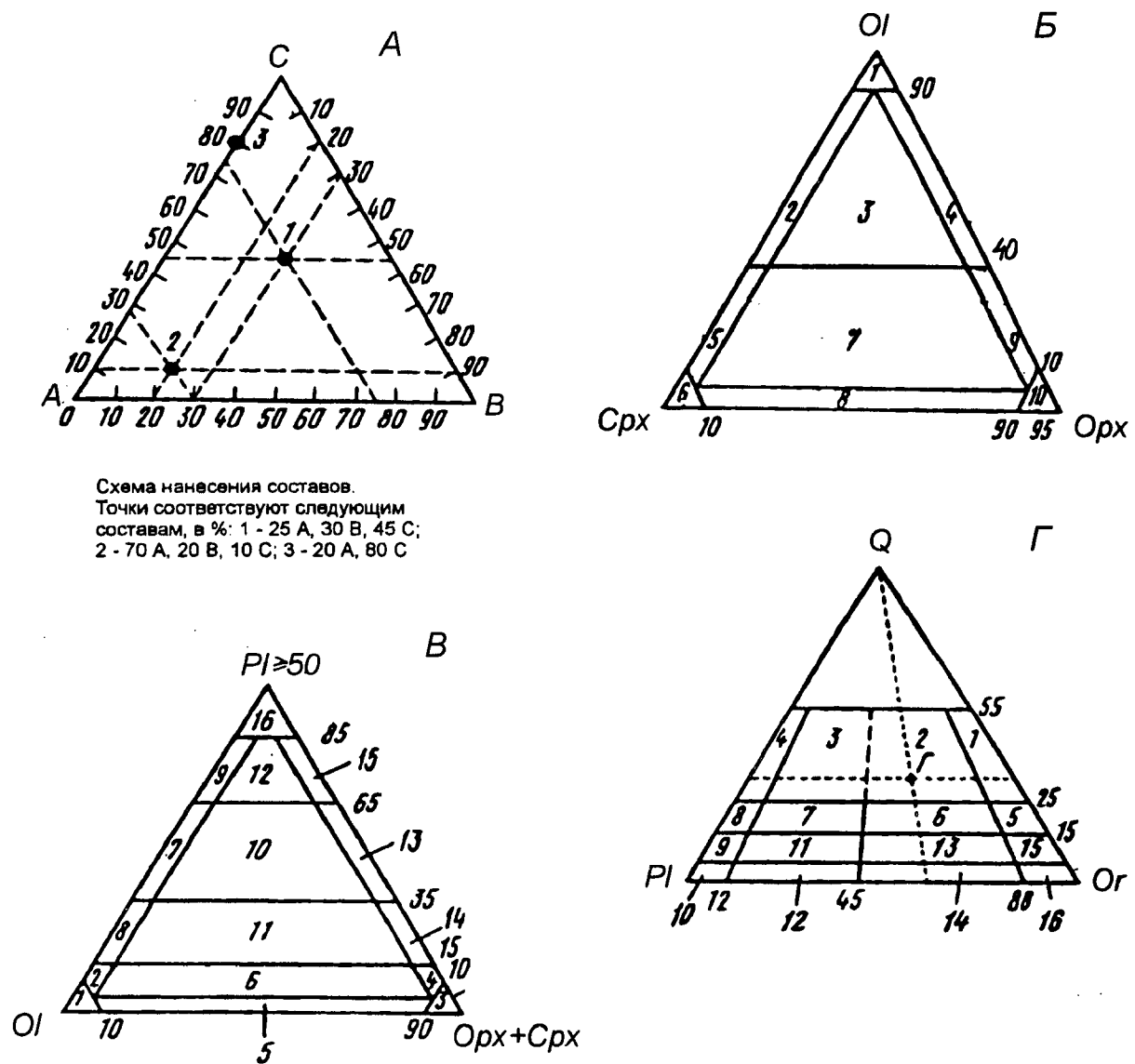


Рис. 8.2. Классификационные треугольные диаграммы для ультраосновных (Б), основных (В) и кислых (Г) интрузивных пород на основе их модального состава. Принцип их построения отображен на А.

Ультраосновные породы сложены оливином (*Ol*), клинопироксеном (*CPx*) и ортопироксеном (*Orx*). Поэтому эти минералы и располагаются в вершинах треугольника. Выделяются дуниты (1 - дунит, оливинит), перидотиты (4 - гарцбургит, 3 - лерцолит, 2 - верлит), пироксениты (10 - ортопироксенит, 8 - вебстерит, 6 – клинопироксенит, 9, 7, 5 - оливиновые их разновидности). Граница между пироксенитами и перидотитами проведена по линии 40% модального оливина.

В сложении **основных пород** принимают участие оливин (*Ol*), пироксены (*Px*) (орто- и клинопироксен) и плагиоклазы основного состава (*Pl*). На треугольнике выделяются поля дунитов (1 - дунит, оливинит), плагиоклазовых дунитов (2 - плагиодунит, плагиооливинит), перидотитов (5), плагиоклазовых перидотитов (6), пироксенитов (3), плагиоклазовых пироксенитов (4), разнообразных габброидов (8, 7, 9 - троктолиты, 11, 10, 12 - оливиновые габбронориты, 14, 13, 15 – габбронориты и габбро) и их разновидностей (меланократовые, мезократовые и лейкократовые), анортозитов (16). Границы между меланократовыми, мезократовыми и лейкократовыми разновидностями проходят по линиям соответственно 35% и 65% содержания плагиоклаза.

Кварц-полевошпатовые породы классифицируются по соотношению кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Особенностью классификационного треугольника является следующее: в верхней вершине помещается параметр *Q*, отвечающий количеству кремнезема. Ниже проводится линия, параллельная стороне треугольника, противоположной этой вершине, и отвечающая модальному составу кварца. Количество плагиоклаза (*Pl*) и калиевого полевого шпата (*Or*) принимается за 100% и рассчитывается процентное их содержание, которое и откладывается на стороне треугольника *Pl-Or*. Из найденной точки проводится прямая к вершине *Q*, а точка пересечения с линией содержания кварца будет отвечать фигуративной точке породы.

По содержанию кварца выделяются бескварцевые, кварцсодержащие породы (0-5% *Q*), кварцевые породы, включая гранодиориты (5-25% *Q*) и граниты (*Q* > 25%). Максимальное содержание кварца соответствует 55%. В классификационном треугольнике выделена группа гранитов (1 - аляски-ты или лейкократовые граниты с калиевым полевым шпатом, 2 - граниты с преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом, 3 – граниты с преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, 4 - плагиограниты с содержанием калиевого шпата менее 10% и тоналиты, не содержа-

щие калиевый полевой шпат). При уменьшении содержания кварца плагиограниты и тоналиты сменяются трондьемитами (8), кварцевыми диоритами (9) и диоритами (10). Существенно калиево-полевошпатовые породы, бедные кварцем, представлены граносиенитами (5), кварцевыми сиенитами (15) и кварцсодержащими сиенитами (16).

Количественная классификация магматических пород была разработана также А.Штрекайзенем (Streckeisen, 1967, 1976, 1978), поддержанная Комиссией по систематике изверженных горных пород Международного Союза Геологических Наук (Классификация..., 1997).

На основании модального (англ. *mode* - модный, обычный; в американской литературе реальный) состава рассчитывают следующие параметры (в объем. %):

Q - кварц, тридимит, кристобалит;

A - щелочной полевой шпат, включая ортоклаз, микроклин, альбит, анортоклаз, санидин и др.;

P - плагиоклаз (от 5 до 100% An);

F - фельдшпатоиды, включая нефелин, лейцит, кальсилит, содалит, нозеан, гаюин, канкринит, анальцит и др.;

M - мафические и родственные минералы (слюда, амфибол, пироксен, оливин, акцессорные и рудные минералы).

Группа **Q + A + P + F** включает фельзические минералы, совместно с группой **M** они должны составлять 100%. Изверженные породы с $M > 90$ разделяются по количеству лейкократовых минералов в сдвоенных треугольниках, разделенных на 15 полей (рис. 8.3). Породы с $M < 90$ разделяются по преобладанию темноцветных минералов на перидотиты, пироксениты и горнблендиты.

Для вулканических пород, содержащих стекло, необходима предварительная классификация на основе диаграммы TAS: $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

Необходимо отметить, что несмотря на популярность выше приведенных классификаций, они требуют дальнейшего совершенствования, что обусловлено различными причинами, в том числе неполным соответствием состава интрузивных и вулканических пород, трудностью корреляции между минеральным и химическим составом из-за наличия минералов как твердых растворов с переменными соотношениями компонентов, из-за метаморфических преобразований магматических пород после своей кристаллизации.

Рис. 8.3. Классификационные диаграммы $QAPF$ и номенклатуры plutонических (А) и вулканических (Б) горных пород основного, среднего и кислого состава на основе модального содержания главных породообразующих минералов (Streckeisen, 1978). Q – кварц, A – щелочной полевои шпат, P – плагиоклаз, F – фельдшпатоид.

8.4. Особенности классификаций интрузивных пород

Особенностью интрузивных образований является широкое развитие пород промежуточного состава, обусловленные постепенными переходами между группами пород. Постепенные переходы существуют между перидотитами и пироксенитами, пироксенитами и габбро, габбро и диоритами, диоритами и гранитами, гранитами и сиенитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами, нефелиновыми сиенитами и тералитами. Для пород промежуточного состава применяются двойные названия: габбропироксениты, гранодиориты, граносиениты и т.д. Существуют постепенные переходы и между группами разных рядов (нормального и субщелочного, субщелочного и щелочного).

8.6. Особенности классификаций вулканических пород

Большая часть вулканических пород имеют неполнокристаллические или стекловатые структуры и поэтому определение их по количественноминеральному составу не всегда возможно. При их изучении важную роль играет наличие или отсутствие фенокристаллов, структура и качественный состав основной массы, а также химический состав всей породы и основной массы в частности.

При разделении вулканических пород по химическому составу руководствуются теми же критериями, что и при классификации plutонических пород. Однако надо иметь в виду, что вулканические породы несколько отличаются по химическому составу от своих интрузивных аналогов: они содержат несколько больше кремнезема и щелочей, но меньше железа и магния из-за специфики кристаллизации расплава в поверхностных условиях.

Классификация по минеральному составу достаточно ограничена, что обусловлено как частым присутствием вулканического стекла, так и неравновесным составом минералов - вкрапленников по отношению к составу пород. В большинстве случаев требуется вычисление нормативного (теоре-

тического) минерального состава, чтобы употребить классификационные треугольники. Существуют различные методы нормативных расчетов.

В целом, хотя и существует близость минерального состава плутонических и вулканических пород, однако полной аналогии часто нет из-за различных условий кристаллизации, разного давления летучих соединений и режима их отделения. Например, амфибол, являющийся обязательным минералом кварцевых диоритов, очень часто отсутствует в андезитах; биотит, всегда присутствующий в нормальных гранитах, очень часто отсутствует в риолитах.

К косвенным признакам, помогающим классифицировать вулканические породы, является их структура, которая дает важную информацию об их составе. Например, сферолитовая структура основной массы свидетельствует о ее кислом составе; офитовые и интерсертальные структуры являются типичными для основных пород; спинифекс-структуры преимущественно развиты в ультраосновных вулканитах.

О составе стекла можно часто судить по продуктам его разложения: для кислого стекла характер кварц-полевошпатовый агрегат, а для стекла основного состава - хлорит-эпидот-альбитовый агрегат.

Вулканические породы разделяются также на кайнотипные и палеотипные разновидности в зависимости от своей сохранности. Первые вне зависимости от своего геологического возраста отличаются свежестью и сохранностью вулканического стекла, тогда как для вторых характерно изменение стекла и минералов.

Вулкано-обломочные породы имеют состав близкий к вулканическим и поэтому они также могут разделяться по химическому составу.

Дальнейшее деление вулкано-обломочных пород происходит по характеру цемента: а) *лавовые брекчии* имеют лавовый цемент; б) *пирокластические породы* состоят из пеплового материала или обломков, выброшенных во время землетрясения, и пеплового материала.

Одной из разновидностей пирокластических пород является *тефра*, сложенная из пепловых частиц. При консолидации пепловых частиц образуется *туф*. Размерность обломков имеет важное значение, так как по ней можно судить об удаленности от центра извержения.

По агрегатному состоянию туфы делятся на витрокластические (сложенные из вулканического пепла), кристаллокластические (сложенные преимущественно из осколков кристаллов) и литокластические (сложенные преимущественно из обломков пород).

К группе *спекшихся туфов* относят редко встречающиеся литокластические туфы основного состава, названные *аглогинатами*. Они формируются в результате выброса раскаленного полупластического материала, представляя собою породу с грубообломочным материалом, который спекся в прочную массу.

Игнимбриты - это спекшиеся туфы кислого состава, формирование которых обусловлено наличием так называемой 'палящей тучи', которая стекает вниз по склону действующего вулкана.

Вулканогенно-осадочные породы представляют собою породы со значительным количеством осадочного материала (более 50%). При меньшем количестве осадочного материала (менее 50%) - это *туффиты*.

Вулканогенно-осадочные породы целесообразно классифицировать с учетом петрографических и генетических особенностей. Петрографическая классификация основывается на таких хорошо выраженных признаках, как размер обломков, степень их окатанности, состав, структура, агрегатное состояние и характер цементации.

Петрографическое разделение пород по размеру обломков происходит также, как и осадочных пород: на глыбы или вулканические бомбы (> 50 мм), щебень или лапилли (2-50 мм), песок или вулканический песок (0.5-2 мм), алевролит или вулканическую пыль (0.5 мм). Структуры пород определяются как псефитовая, псаммитовая, алевролитовая или бомбовая, лапиллиевая, пепловая. По агрегатному состоянию среди обломков выделяются лито-, витро- и кристаллокласты.

Генетическая классификация учитывает происхождение как отдельных обломков, так и пород в целом, что требует иногда специальных исследований. Среди обломков необходимо выделять обломки эндогенного (эндокласты) и экзогенного (экзокласты) происхождения. К первым относятся фрагменты излившейся, раздробленной, выброшенной и разбрызганной жидкой лавы, продукты дробления предыдущих вулканических построек и материал фундамента вулкана в виде ксенокластов. Ко вторым относятся обломки осадочного происхождения, представленные разнообразными по составу и генезису породами, в том числе и перемытыми, часто выветрелыми вулканогенными.

По способу цементации вулканогенно-осадочных пород и степени обработки кластического материала выделяются следующие генетические подразделения:

Эффузивно-обломочные породы

а) с лавовым цементом - лавовые брекчии, кластолавы, автомагматические брекчии;

б) уплотненные и сцементированные гидрохимически - лавокластиты, гиалокластиты;

Эксплозивно-обломочные породы

а) нелитифицированные - тефра;

б) спекшиеся и сваренные - агглютинаты, спекшиеся туфы, игнимбри-ты;

в) уплотненные, без цемента или сцементированные гидрохимическим образом, в том числе без перемыва и переотложения пирокластического материала - туфы, и с перемытым и переотложенным пирокластическим материалом - тефроиды (без примеси экзокластов) и туффиты (с примесью экзокластов).

Некоторые исследователи в случае содержания более 50% экзогенных обломков используют следующие названия: туфоконгломераты, туфопесчаники и туфоалевролиты, которые различают по размеру обломков. В случае, когда невозможно определить генетический тип породы, следует ограничиться термином "вулканокластическая порода" с указанием состава и структуры.

8.7. Особенности классификаций жильных пород

Жильные породы формируются при кристаллизации расплавов в пределах трещин, которые образуются при различных условиях: при остывании плутонических массивов (трещины остывания, обусловленные контракционными процессами), при тектонических перемещениях блоков земной коры (трещины растяжения).

Жильные породы разделяются на две основных подгруппы: асхитовые (нерасщепленные) и диасхитовые (расщепленные).

Среди диасхитовых пород выделяются *аплиты*, *пегматиты*, *лампрофиры* и *лампроиты*.

Наиболее распространенными среди лампрофиров являются *спессартиты* (плагноклаз-рогообманковые), *керсантиты* (плагноклаз - биотито-

вые), *вогезиты* (кали-полевошпат-роговообманковые) и *минетты* (кали-полевошпат-биотитовые).

Спессартиты и керсантиты по своему происхождению связаны с диоритами и андезитами, тогда как вогезиты и минетты - с сиенитами и трахитами.

Лампроиты - это высококалийевые и высокомагнезиальные породы, содержащие ксенокристаллы оливина, пироксена, граната, хромшпинелида, а также алмаза. В них часто содержатся ксенолиты мантийного происхождения.

Раздел 9. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ, КОМПЛЕКСЫ И СЕРИИ

9.1. Общие понятия

Известно, что горные породы образуют закономерно повторяющиеся ассоциации, которые называются *геологической формацией*. Геологические формации тесно связаны с тектоническими структурами и характеризуются определенным типом металлогении.

Термин «формация» был впервые предложен немецким ученым А.Вернером еще в 1781 году. Он обозначил им комплексы пород, которые выделялись по особенностям петрографического состава, предполагая, что они отделялись друг от друга изохронными границами, т.е. комплексы представлялись как хроностратиграфические единицы. Ошибочность подобных представлений была доказана геологами Франции и Швейцарии, в том числе А.Гресли (1836-1841), однако еще долго одни геологи понимали под формацией хроностратиграфические единицы, другие, вслед за французским геологом К.Прево (1835, 1845) – геологические тела, выделенные в соответствии с условиями образования. Данный вопрос специально рассматривался на II-ом Международном геологическом конгрессе в 1881 году, который постановил исключить термин “формация” из хроностратиграфической терминологии, однако тем самым для большинства геологов термин “формация” стал синонимом “фация”.

Впервые формации на тектонической основе были выделены французским ученым М.Бертраном в докладе на VI сессии Международного геологического конгресса в 1894 году. Он на примере Альп вычленил 4 комплекса пород, отвечающих стадиям развития альпийской геосинклинали.

Общность физико-химических условий определяет объединение тех или иных пород в одну фацию, а общность тектонического режима – в одну формацию. Так как физико-химические условия могут меняться достаточно быстро, а тектонический режим сохраняет свои особенности в течение длительного отрезка времени на крупных территориях, то иерархия соотношений фаций и формаций резко различная.

В течение двадцатого столетия и особенно во второй его половине много раз пересматривалось определение формации, что было обусловлено разными причинами, в том числе и изменением понимания истории тектонического развития земной коры. Ниже приведены два, наиболее часто цитируемые российскими геологами определения:

а) *Геологическая формация - это такие естественно выделяемые комплексы пород, отдельные члены которых тесно, парагенетически связаны друг с другом, как в вертикальном, так и горизонтальном, пространственном отношении* (Шатский, 1945);

б) *Геологическая формация - это совокупность парагенезисов горных пород и полезных ископаемых, обусловленная определенными условиями тектонического режима* (Яншин, 1963).

9.2. Магматические формации

Магматические формации представляют собою частный случай геологических формаций, которые могут включать в себя как эндогенные магматические, так и экзогенные осадочные образования.

Впервые термин «формация» для магматических пород применил в конце XIX века Ф.Ю.Левинсон-Лессинг. Первоначально он определял магматическую формацию в качестве крупной стратиграфической единицы, в последующем же рассматривал ее как совокупность всех пород, связанных с кристаллизацией магматического расплава, т.е. вкладывал генетическое содержание в термин "магматическая формация". Стратиграфический принцип широко используется до настоящего времени в американской литературе, а также скандинавскими геологами. Генетический принцип выделения магматических формаций в 50 и 60-ые годы XX века активно развивали Г.Д.Афанасьев, Ю.А.Билибин, Ф.Гернер и Дж.Ферхуген, Н.Д.Соболев, В.И.Попов и многие другие. В эти же годы наиболее популярной была геосинклиальная концепция, на базе которой и развивались преимущественно представления о магматических формациях. Согласно

этой концепции, выделялись тектоно-магматические циклы с типовыми наборами формаций, а набор магматических формаций определялся приуроченностью к тем или иным тектоническим структурам и связью с определенными этапами их развития.

Так Ю.А.Билибин (1955) под магматической (интрузивной) формацией понимал совокупность пород, которые встречаются совместно, представлены одной и той же петрографической ассоциацией, располагаются в пространстве в пределах определенных тектонических областей, имеют целый ряд особенностей, указывающих на их генетическое родство, и обладают сходными чертами металлогении.

В 60-ые годы Н.С.Шатский (1964) выдвинул идею о парагенетическом, а не генетическом типе отношений между породами формаций. Под формацией (геологической) он понимал естественно выделяемые по устойчивым признакам комплексы пород, отдельные члены которых парагенетически связаны друг с другом как в вертикальном (возрастном), так и в горизонтальном (пространственном) отношениях, генетическую же близость он считал частным случаем. Взгляды Н.С.Шатского были развиты Н.П.Херасковым и приняты многими тектонистами (А.В.Пейве, В.М.Синицын, Б.М.Келлер) и петрологами (Ю.А.Кузнецов, В.К.Устиев, А.М.Борсук).

Одним из общепризнанных лидеров в разработке учения о магматических формациях является Ю.А.Кузнецов. Разработанная им классификация (Кузнецов, 1964) широко использовалась при формационном анализе России и прилегающих территорий, и построении карт магматических формаций. Им были введены понятия «абстрактная формация» (формационный тип) как крупная таксометрическая единица, имеющая общее значение и не привязанная к конкретному региону или структуре, и «конкретная формация», сформированная в пределах конкретного региона и отражающая специфику его развития. Первоначально классификация Ю.А.Кузнецова полностью основывалась на геосинклинальной концепции с учетом разработанных к тому времени тектономагматических схем Г.Штиле и Ю.А.Билибина. В последующем было предложено деление магмоконтролирующих структур на активизированные кратоны, сводово-глыбовые и геосинклинальные области (Кузнецов, 1972). В наше время геосинклинальная концепция утратила свое значение, так как установлено, что геосинклинали являются только одной из крупных зон, заложенных на границе континентов и океанических плит. Необходимо отметить также,

что до недавнего времени классификации магматических формаций создавались преимущественно на базе знаний о молодых, фанерозойских структурах, тогда как докембрийские области имеют свою специфику (широкое развитие ассоциаций ультраметаморфических, анортозитовых, рапакиви-гранитных пород), которая зачастую не учитывается.

Таким образом, в понятие «магматическая формация» изначально были заложены различные принципы, которые условно можно назвать стратиграфическими, парагенетическими и генетическими. Однако на практике ни одно из этих направлений не встречается в чистом виде, и во множестве опубликованных работ можно увидеть результаты одновременного использования различных подходов.

Определение формации как парагенезиса горных пород отражало время, когда господствовали эмпирический и статистический методы обработки информации о породных ассоциациях. В то же время парагенетический метод анализа остается необходимым для анализа геологических формаций, выявления геотектонических и (или) геодинамических режимов формирования структур и установления стадий в истории развития этих структур. При изучении же магматических формаций парагенетический метод является лишь первой ступенью в проведении формационного анализа, конечной же целью является установление генетических связей. Однако определение генетического родства даже пространственно совмещенных интрузивных или вулканогенных пород, образующих единую серию, не всегда легко определить, а в ряде случаев невозможно без применения дорогостоящих методов изотопного анализа.

Попытки свести решение вопросов генезиса магматических пород только к процессам кристаллизационной дифференциации на основе теории равновесия не могут считаться оправданными, так как сильно зависят от выбранной парадигмы: признания множества типов материнских магматических расплавов или их ограниченного числа, которое зачастую сводится к нескольким петрохимическим сериям (толеит-базальтовой, известково-щелочной и щелочной).

В общем, к началу 70-ых годов XX века сложились два основных направления в формационном анализе, которые сохранили свое значение до настоящего времени. Одно из них, развиваемое преимущественно геологами сибирской школы, долго возглавляемой Ю.А.Кузнецовым (А.Ф. Белусов, Э.П.Изох, А.П.Кривенко, В.А.Кутолин, Г.В.Поляков и др.), основывается на выявление петрографических и геохимических особенностей

формационных типов и исследовании парагенезисов пород, тогда как второе связано со сравнительным анализом магматических формаций, образующихся в процессе формирования крупных геологических структур, что дает возможность выявить специфику эндогенного развития этих структур (Г.Д.Афанасьев, В.С.Коптев-Дворников, В.Н. Москалева, К.А.Шуркин).

Формационная комиссия Петрографического комитета (Устиев, 1970; Борсук, 1977) сформулировала следующие признаки магматических формаций: 1) *закономерная повторяемость устойчивых по составу магматических сообществ*; 2) *парагенетическая связь всех членов сообществ*; 3) *единство структурно-геологического положения и тектонического режима*; 4) *связь с единым этапом тектоно-магматической эволюции*; 5) *сходство петрографических, петрохимических и металлогенических признаков*.

Периодически происходит некоторый спад интереса отечественных геологов к формационной проблематике, что является следствием устаревания некоторых понятий, использования различных методических подходов и наличия множества, иногда противоречащих друг другу, схем магматических формаций, которые были разработаны на материале отдельных регионов и трудно поддаются корреляции при составлении мелкомасштабных карт. Это привело к тому, что термин формация стал заменяться такими понятиями как ассоциация или серия. Наметившийся спад в конце XIX века - начале XX века обусловлен частичной переориентацией отечественных геологов на западную школу, которая традиционно базировалась на специализированном изучении отдельных классов пород или петрохимических серий. И, наконец, в связи с бурным внедрением в геологию теории тектоники плит анализ продуктов магматизма, включая и докембрийского возраста, стал проводиться на новой геодинамической основе (Н.Л.Добрецов, В.А.Глебовицкий и др.).

В настоящее время остается открытым вопрос: “Что является причиной существования тектоно-магматических циклов и последовательности формирования магматических формаций – движение литосферных плит или периодический и неравномерный подъем мантийных диапиров (или плюмов)?” Поэтому требуется дальнейшее развитие формационного анализа.

Между тем формационный анализ продолжает оставаться одним из наиболее эффективных методов изучения того многообразия продуктов магматизма, которое наблюдается в природе. Результаты его применения наиболее плодотворно используются при реконструкциях геотектони-

ческих режимов формирования крупных структур земной коры, анализе эндогенных процессов и металлогенических построениях.

9.3. Магматические серии

В результате формационного анализа можно выделить парагенетические ассоциации магматических пород, однако отдельные члены, которых не обязательно связаны между собой общностью генезиса. Необходимо проведение детальных петрологических исследований, на основе которых можно установить отсутствие или наличие генетического родства пород, входящих в состав формации. Породы, объединенные такой общностью, носят название магматических серий.

Магматические серии образуются в результате эволюции единой родоначальной магмы в результате магматической дифференциации, взаимодействия с вмещающими образованиями и/или смешения с другими порциями расплавов, т.е. магматические серии являются петрогенетическими совокупностями пород (Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли, 1987).

Магматические серии подразделяются на *однородные* (с резким преобладанием одного типа пород), *непрерывные* (состоящие из непрерывного по содержанию кремнезема спектра пород) и *контрастные* (состоящие из пород, дискретных по кремнезему).

По аналогии с магматическими формациями, следует различать *абстрактные* (или сериальный тип) и *конкретные* серии. Абстрактная серия основывается на общих петрохимических признаках для ассоциаций магматических пород и поэтому она имеет другое название - петрохимическая серия. Петрохимическая серия (абстрактная серия или сериальный тип) – это совокупность магматических горных пород, составы которых занимают вполне определенное положение на классификационных петрохимических диаграммах. Конкретная серия рассматривается как частный случай абстрактной. Для нее важную роль играет конкретный тип преобладающих пород (шошонитовая, бонинитовая и т.д.) и она характеризуется только ей присущими чертами специфики минерального и химического состава. Конкретные серии представляют собою, по существу, совокупности пород, которые образовались в сходных физико-химических условиях, доказательством чему служит дополнительная геохимическая и изотопная информация.

Петрохимическая серия в идеальном плане должна включать в себя совокупность пород, генетически связанных с процессами магматической дифференциации или аналогичными степенями парциального плавления одного гомогенного источника. Однако известно, что даже в пределах одного вулкана при одном и том же извержении формируются породы с разными изотопными характеристиками, что предполагает различный источник.

В настоящее время (Магматические горные породы, 1987) выделяются следующие петрохимические серии ^{x)}:

1. *Толеитовая*. Включает базальты, андезибазальты, андезиты, и небольшие объемы дацитов и риолитов. Содержание SiO_2 находится в пределах 48-63%. В основной массе присутствует авгит и пижонит. Характерным является тренд обогащения железом.

2. *Известково-щелочная*. Включает большие объемы андезитов, дацитов и риолитов при небольшой роли базальтов и андезибазальтов. Содержание SiO_2 находится в пределах 52-72%. В основной массе присутствует ортопироксен при отсутствии пижонита. Тренд обогащения железом не характерен.

3. *Субщелочные*.

Субщелочная калиево-натриевая. Объединяет субщелочные оливиновые базальты, гавайиты, муджериты, трахиты, трахиандезиты, трахидацинты и трахириолиты. С ростом содержания в породах SiO_2 наблюдается закономерное увеличение их железистости.

Субщелочная калиевая. Петрографическим эквивалентом ее является

^{x)} Впервые толеитовая и известково-щелочная серии стали различаться Уэйджером и Диром (Wager, Deer, 1939) на диаграмме *AFM* по тренду поведения железа. Эта же диаграмма была использована Куно (Kuno, 1959). Количественные характеристики для разграничений этих серий были предложены Ирвином и Барагаром (Irvine, Baragar, 1971) на основе диаграммы $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Аналогичным образом разделение толеитовой и известково-щелочной серий производится и на диаграммах $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ (рис. 9.1) или $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{MgO}$ (Jakes, Gill, 1970). Для количественного разграничения островодужных пород на толеитовую и известково-щелочную серии Мияширо (Miyashiro, 1974) модифицировал диаграмму Осборна.

шошонитовой серии, в состав которой входят шошониты, латиты, калиевые риолиты. Все они характеризуются отсутствием тренда обогащенности железом.

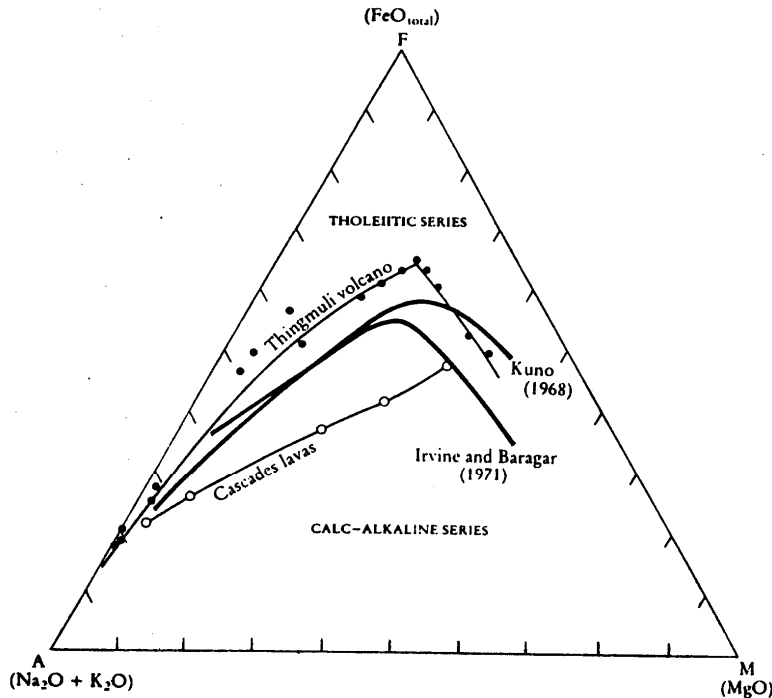


Рис. 9.1. Диаграмма AFM с границами между известково-щелочной и толеитовой сериями по Куно (1968), Ирвину Барагару (1971), и трендами дифференциации типовых вулканических ассоциаций Тингмули и Каскадных гор, в мас. %.

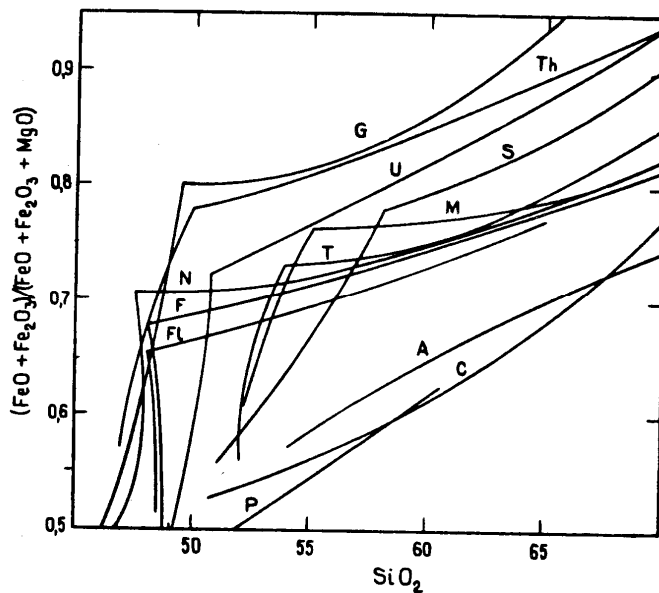


Рис. 9.2. Диаграмма зависимости отношения коэффициента железистости от содержания SiO_2 в сериях вулканических пород, предложенная Е. Осборном (Osborn, 1957).

G – о-ва Галапагос; Th – вулкан Тингмули, Исландия; U – северо-восток о-ва Умнак, Алеутские о-ва, Аляска; S – вулкан Санторин, о-ва Киклады,

Греция; M – вулкан Масю, восточная часть о-ва Хоккайдо, Япония; T – полуостров Таласа, Новая Британия, Папуа Новая Гвинея; N – Никарагуа, Центральная Америка; F – Виту-Леву, о-ва Фиджи; Fl – группа Флорес, Индонезия; A – Эджен, лавы западной части дуги Саут-Эджен; C – Каскадные горы, запад США; P – вулкан Парикутин, Мексика. Из работы (Осборн, 1983).

4. *Щелочная*. Отличается от субщелочной серии более высоким содержанием щелочей и более низкими - кремнезема (44-47%). В породах данной серии содержатся фельдшпатоиды и щелочные темноцветные минералы

Необходимо отметить, что не все породные ассоциации можно охарактеризовать на основе вышеприведенных серий. Так вулканические породы коматитового типа могут быть отнесены к собственной серии.

9.4. Магматический комплекс, ассоциация, серия

Магматический комплекс - это сообщество магматических горных пород, связанных общностью вещественного состава и происхождения, близких по времени, геологическим и тектоническим условиям формирования, и распространенных в пределах конкретной структуры земной коры (Магматические формации..., 1980).

В состав магматического комплекса включается вся совокупность кристаллических пород, являющихся производными одного или нескольких очагов однотипной родоначальной магмы и ее дифференциатов (пневматолитов, гидротермальных образований, даек и жил).

Магматические комплексы могут быть вещественно однородными или дифференцированными, однофазными или, наоборот, многофазными.

Магматическая ассоциация обозначает сообщество пространственно объединенных магматических пород с неустановленными возрастными и генетическими взаимоотношениями, т.е. понятие “ассоциация” является термином свободного пользования.

Серии комплексов - это близкие по времени образования комплексы, сформированные на разных уровнях глубинности в пределах одной структурно-фациальной зоны (вертикальная фациальная серия), или в разных, сопряженных зонах (латеральная серия). Примером вертикальных серий могут быть различные по составу вулкано-плутонические комплексы с их составляющими разных глубин кристаллизации. Латеральные серии обычно не комагматичны и поэтому составляющие их комплексы могут различаться по составу и условиям образования, но сближены во времени.

Ряды магматических комплексов представляют собою сообщество комплексов одной стадии тектонического развития конкретной структуры или структурно-фациальной зоны.

9.5. Вулкано-плутонические ассоциации

Вулкано-плутонические ассоциации объединяют в себя генетически связанные сообщества вулканических и плутонических пород, являющиеся производными единого эволюционирующего магматического очага, и формирующихся в пределах единой геотектонической структуры в течение одного этапа тектоно-магматического цикла.

Проведение совместного анализа вулканических и интрузивных комплексов дает более полную картину об условиях генерации и составе магматических расплавов, характере их дифференциации в магматических резервуарах и времени их подъема на поверхность. В качестве примеров можно назвать ассоциации вулканитов коматиитового состава и субвулканических интрузий перидотитов (реже и дайкообразных тел дунитов), характерных для архейских зеленокаменных поясов, или ассоциации пикритов и перидотитов-пироксенитов, часто встречающихся в протерозойских и фанерозойских структурах.

Раздел 10. МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

10.1. ГРУППА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Ультраосновные породы имеют относительно небольшое распространение в земной коре, составляя не более 0.5% от всей массы магматических пород. Однако их значение велико, так как с ними связаны крупные месторождения хромита, платины, сульфидов Ni и Cu, а также талька, серпентин- и амфибол-асбеста.

Ультраосновные породы сложены главным образом темноцветными минералами: оливином, пироксенами, амфиболами, и могут содержать примесь слюд. Характерными акцессорными и рудными минералами для них являются хромшпинелиды, титаномагнетит, магнетит и сульфиды.

Ультраосновные породы слагают как типичные интрузивные, вулканические и дайковые тела, так и протрузивные образования. Породы интрузивного происхождения имеют полнокристаллическую структуру, в вулканических потоках содержится то или иное количество свежего или измененного стекла, для дайковых роев характерными являются порфиroidные структуры. Вкрапленники в этих породах представлены преимущественно оливином, реже пироксенами или амфиболом, стекло имеет ультра-

основной состав, т.е. высокое содержание MgO при относительно низком содержании SiO₂.

Содержание SiO₂ в ультраосновных породах колеблется от 35-40% в мономинеральных оливиновых и до 55% в мономинеральных ортопироксеновых разновидностях.

По содержанию щелочей ультраосновные породы разделяются на три основные группы: нормальной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 1\%$), повышенной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1-4\%$) и щелочные ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 4\%$).

10.1.1. Ультраосновные породы нормальной щелочности

Среди пород данной группы наибольшим распространением пользуются плутонические разновидности, тогда как вулканические их аналоги развиты ограничено, однако последние являются характерными для докембрийских щитов.

Плутонические породы

В соответствии с минеральным составом выделяются оливиновые, оливин-пироксеновые и пироксеновые породы. Ниже приведена минеральная классификация данных пород в зависимости от содержания оливина (в объем. %):

Оливиниты и дуниты	-	100 - 90
Пироксеновые оливиниты	-	90 - 70
Перидотиты	-	70 - 40
Оливиновые пироксениты	-	40 - 10
Пироксениты	-	10 - 0

Оливиниты и дуниты сложены преимущественно высокомагнезиальным оливином, содержат примесь ортопироксена и магнетита (в оливинитах) или хромита (в дунитах) (рис. 10.1). Для них характерным являются панидиоморфнозернистая и сидеронитовая структуры, а при изменении - шнуровидно-петельчатые структуры, обусловленные замещением оливина водосодержащими минералами группы серпентина.

Перидотиты преимущественно имеют среднезернистое строение. Типичные структуры перидотитов - это гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая, сидеронитовая; среди текстур преобладают массивные, реже встречаются такситовые. Среди перидотитов в зависимости от состава пироксенов выделяются следующие разновидности: гарцбургит (сложен преимущественно оливином и ромбическим пироксеном), верлит (сложен преимущественно оливином и моноклинным пироксеном), лерцолит (сложен

оливином и двумя пироксенами - ромбическим и моноклинным). Акцессорными минералами являются хромит, магнетит и шпинель.



Рис. 10.1. Оливинит (Бушвельд, Южная Африка).

Панидиоморфная структура. Оливин (гортонолит) с четко проявленной спайностью содержит ориентированные включения дендритовидной железорудной фазы, представляющей собою продукт распада твердого раствора. Из работы (Hatch et al., 1972).

Пироксениты обладают панидиоморфнозернистой, пойкилитовой, реже сидеронитовой структурами. В зависимости от минерального состава среди них различаются энстатититы, бронзититы, гиперстениты (состоящие из ромбических пироксенов соответствующего состава), диопсидиты (сложенные моноклинным пироксеном) и вебстериты (в их составе равным распространением пользуются ромбический и моноклинный пироксены).

Плутонические ультраосновные породы залегают в пределах массивов, которые образуют дунит-гарцбургитовую (хромитоносная), дунит-клинопироксенитовую (платиноносная) и габбро-верлитовую (сульфидоносная) формации. Они широко развиты также в пределах расслоенных интрузий перидотит-пироксенит-габброноритовой формации (Бушвельд, Стиллуотер, Мончеплутон), содержащих месторождения никеля, хрома и платины.

Субвулканические и дайковые породы

В эту группу включены пикриты, которые большей частью наблюдаются в виде гипабиссальных и субвулканических тел, а также дайковых роев, реже они слагают трубки взрыва. В субвулканических телах они приурочены к нижней части разреза и являются кумулятивными образованиями, тогда как дайки большей частью сложены одной - двумя разновидностями пикритов.

Пикриты имеют порфировидную, пойкилитовую, мелкозернистую структуру. Они преимущественно сложены оливином и титаноавгитом, и имеют небольшую примесь роговой обманки, биотита и основного плагиоклаза. Акцессорные минералы представлены магнетитом, шпинелью и апатитом.

Вулканические породы

Вулканические аналоги перидотитов стали известны только в начале 70-ых годов XX века. Они были открыты братьями М. и Р. Вильонами в Южной Африке в поясе Барбертон и названы по р. Комати *коматиитами* (Viljonen, Viljonen, 1969). В последующем они были обнаружены практически на всех докембрийских щитах (Коматииты, 1982; Коматиите 2008), включая Балтийский (Коматииты..., 1988; Смолькин, 1992). Интерес к ним был обусловлен главным образом тремя причинами: коматииты являются реальными доказательствами существования магматических расплавов ультраосновного состава (что многие годы отрицалось), они обладают специфической спинифекс-структурой (скелетные, пластинчатые и пакетно-пластинчатые агрегаты оливинового или, реже, пироксенового состава) (рис. 10.2). С ними связан ранее неизвестный (до 70-ых годов) тип месторождений сульфидных руд, обогащенных платиной.

Среди коматиитов выделяются перидотитовые и пироксенитовые разновидности, или перидотитовые, пироксенитовые и базальтовые разновидности, которые различаются прежде всего по магнезильности. При этом перидотитовые коматииты наиболее близки к гарцбургитам и лерцолитам, а пироксенитовые коматииты - к пироксенитам. Между ними существуют взаимные переходы. Коматииты от базальтоидов хорошо разделяются на диаграмме $Al_2O_3 - (FeO + Fe_2O_3 + TiO_2) - MgO$ (рис. 10.3). Необходимо от-

метить, что классификация коматиитов является несовершенной и в будущем, по-видимому, будет изменена.

Характерным для коматиитов является высокое содержание MgO, Cr, Ni, низкое - TiO₂ и щелочей, отношение CaO/Al₂O₃ = 1 - 1.5, а также хондритовый тип распределения редких земель.

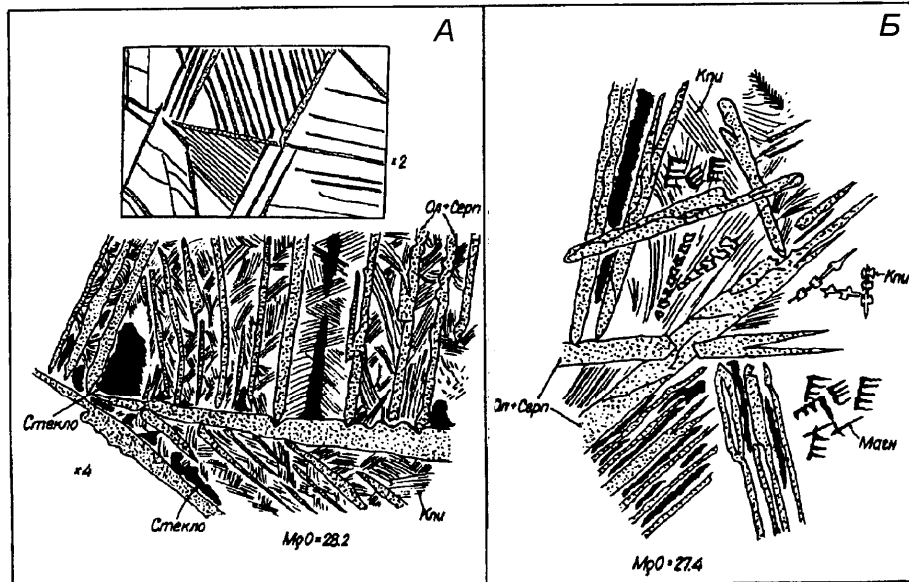


Рис. 10.2. Коматиитовый вулканит со спинифекс-структурой (А – пояс Холенарашипур, Южная Индия; Б – Манро-Тауншип, Канада). Зарисовки шлифов автора.

Помимо пластинчатых агрегатов серпентинизированного оливина, развиты скелетные зерна клинопироксена и магнетита, а в интрестициях – измененное бурое стекло.

Коматииты залегают в виде лавовых потоков массивного, шарового или расслоенного строения и горизонтов лавобрекчий. В нижней части расслоенных потоков залегают кумулятивные образования, а в верхней – породы со спинифекс-структурой и брекчиевидной текстурой. Иногда встречаются глобулярные или вариолитовые лавы.

Коматииты сложены вкрапленниками или пластинчатыми агрегатами высокомагнезиального оливина, зернами моноклинного, реже ромбического пироксенов, и небольшим количеством стекла. Акцессорными минералами являются хромшпинелид и магнетит.

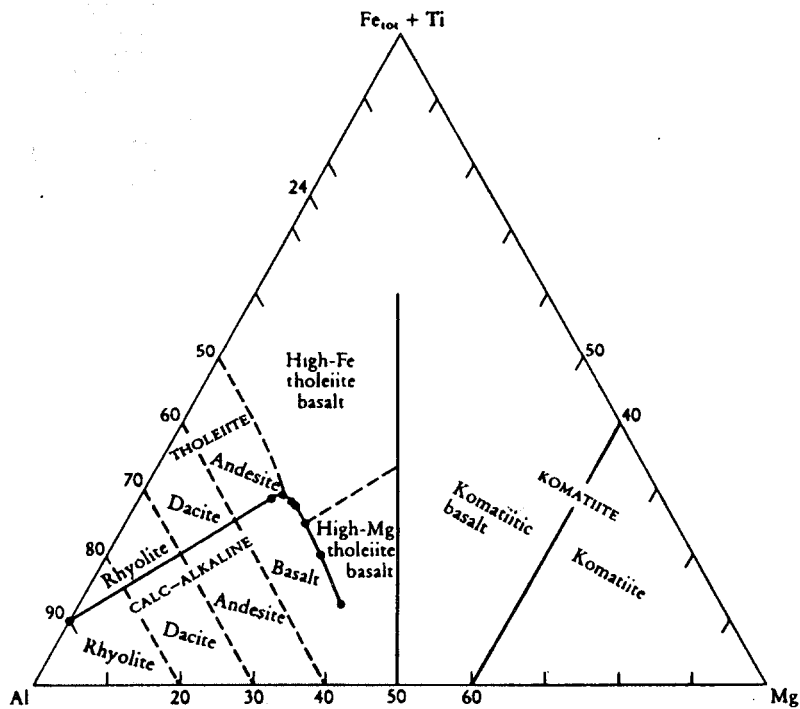


Рис. 10.3. Классификационная диаграмма $Al_2O_3 - (FeO^* + TiO_2) - MgO$ Дженсена (Jensen, 1976), скорректированная Риквудом (Rickwood, 1989) с полями коматиитовых, толеитовых и известково-щелочных вулканитов, в мол.%. $FeO^* = FeO + 0.89 Fe_2O_3$.

Коматииты залегают главным образом в архейских зеленокаменных поясах. Эпизодически они встречаются в более молодых образованиях, например, на о-ве Горгона (Колумбия).

С коматиитами связаны месторождения никеля, меди, кобальта, золота, платины и полиметаллов, приуроченных к архейским зеленокаменным поясам Южной Африки, Канады и Австралии.

Помимо коматиитов, вулканическими аналогами перидотитов (верлитов) являются *пикриты*, слагающие шаровые, массивные и расслоенные лавовые потоки, а также лавобрекчии. В пределах расслоенных потоков также выделяются кумулятивные, спинифекс-структурные и брекчиевидные разновидности. Для протерозойских пикритов характерно наличие глобулярных текстур (рис. 10.4), которые являются одним из доказательств ликвации, осложняющей процесс кристаллизационной дифференциации.

В отличие от коматиитов, пикриты содержат нормативный и часто модалый плагиоклаз, увеличение количества которого приводит к переходу к пикробазальтам.

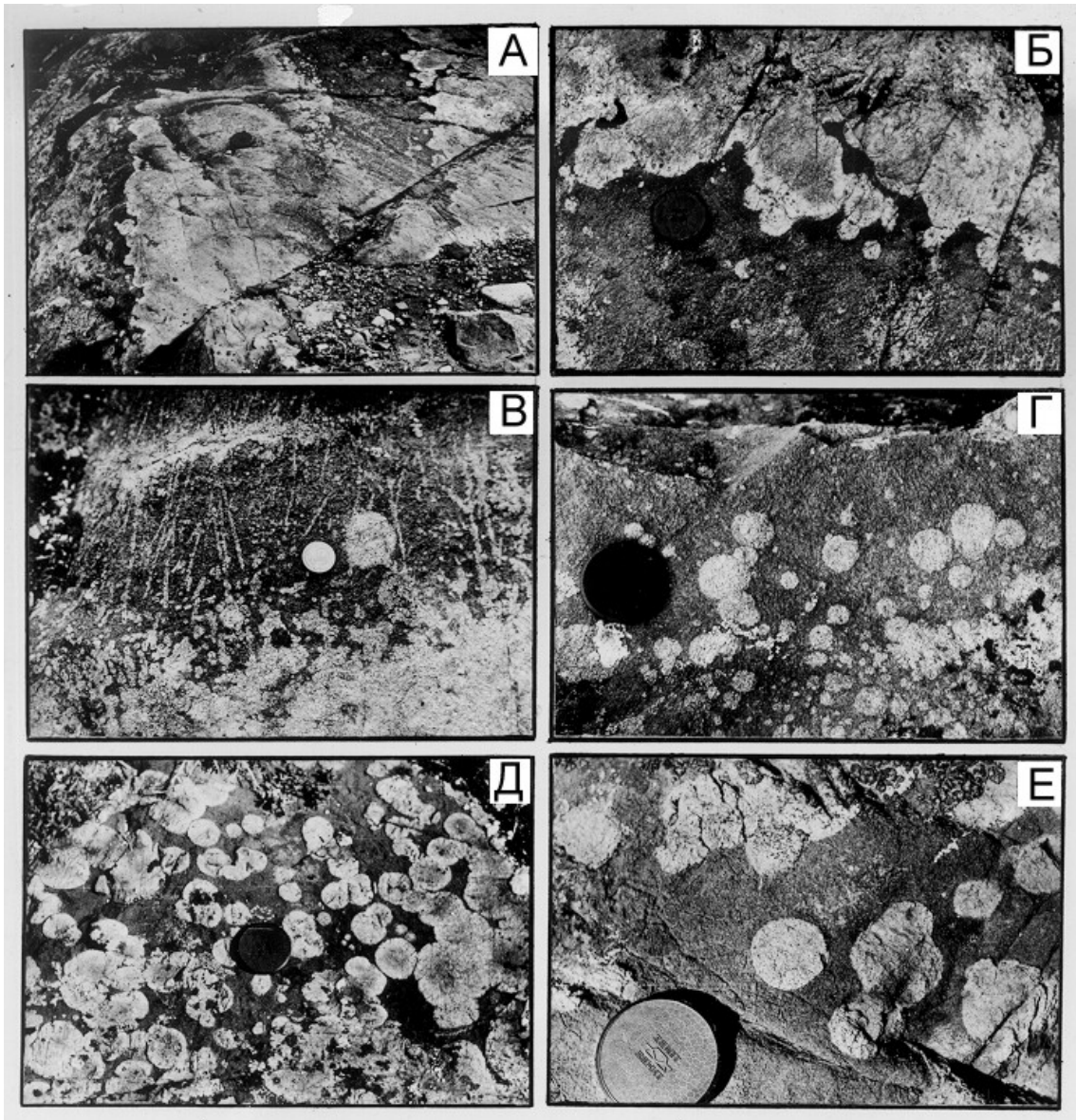


Рис. 10.4. Глобулярные ферропикриты в верхней части расслоенного лавового потока (Северная Печенга).

А – общий вид, чередование лейкократовых псевдослоев, представляющих собою слипшиеся глобулы, в меланократовой матрице; Б – нижняя граница лейкократового псевдослоя; В – верхняя граница этого же псевдослоя; Г-Е – глобулы, процесс их слипания и коагуляции. Из работы (Смолькин, 1992).

Пикриты сложены железистым оливином, авгитом или титаноавгитом, в небольшом количестве присутствует амфибол, слюда и, реже, плагиоклаз. Акцессорными минералами являются хромит, титаномагнетит, магнетит и апатит. По химическому составу пикриты отличаются от коматиитов

меньшим содержанием MgO, но большим FeO, повышенным содержанием TiO₂ и отношением CaO/Al₂O₃<1.

С пикритами связаны рудопроявления сульфидных Cu-Ni руд. Одно из таких рудопроявлений расположено в пределах западной части Печенгского рудного поля (Кольский п-ов).

Генезис ультраосновных пород

Появление ультраосновных пород нормальной щелочности в земной коре определяется несколькими причинами, главными из которых являются следующие:

1. Внедрение ультраосновного магматического расплава, образованного в результате частичного плавления мантийного субстрата, отвечающего по минеральному составу гранатовому перидотиту. Степень плавления мантийного субстрата, судя по экспериментальным данным, должна достигать не менее 50%. Наиболее широко подобные магмы генерировались в архейский период геологической истории из-за более высокой температуры мантийного вещества. В результате подъема и извержения на поверхность ультраосновной магмы образовались мощные вулканогенные толщи коматиитов. Магматическая дифференциация на более низких уровнях обусловила формирование маломощных интрузивных тел перидотитов и даек дунитов. В более позднее время из-за общего снижения температуры мантии и увеличения мощности земной коры уменьшилась степень плавления мантийного субстрата и общее количество ультраосновных магм, что привело к смене коматиитов пикритами и меймечитами, которые развиты в локальных областях земной коры.

2. Ультраосновные породы в виде крупных массивов (или так называемых протрузий) могут формироваться в результате тектонического подъема мантийного вещества в верхние горизонты земной коры. Мантийное вещество находится в полупластичном состоянии из-за частичного его подплавления в результате декомпрессии, что приводит к частично дифференцированному строению массивов, и сочетанию структур пластичной деформации и магматической кристаллизации. Последние обусловлены появлением расплава и его последующей кристаллизацией.

3. Интенсивно серпентинизированные ультраосновные породы слагают третий слой океанической коры и при ее субдукции под (реже на) континентальную кору образуются офиолитовые комплексы, одним из членов

которых являются серпентиниты. В пределах континентов встречаются подобные офиолитовые комплексы различного возраста, наиболее древним из которых (2 млрд. лет) являются комплексы Оутокумпу и Йормау в Центральной Финляндии.

4. Часть ультраосновных пород представляет собою продукт кристаллизационной дифференциации магматических расплавов основного состава. Они слагают зоны или горизонты в расслоенных (или псевдостратифицированных) интрузиях и часто имеют постепенные переходы с породами основного состава. Характерным для них является помимо высокого содержания MgO, повышенное - Al₂O₃ и CaO.

10.1.2. Ультраосновные породы повышенной щелочности

К этой группе отнесены ультраосновные породы, обогащенные щелочами и титаном. Среди них также выделяются плутонические, дайковые и вулканические типы.

Плутонические породы

Породы данного типа обогащены амфиболом и слюдой, и представлены амфиболовыми перидотитами и пироксенитами, амфибол-флогопитовыми перидотитами и пироксенитами.

Амфиболовые перидотиты обладают порфиroidной и пойкилитовой структурой, и сложены оливином, бурой или зеленой роговой обманкой, моноклинным пироксеном; они содержат примесь ромбического пироксена, флогопита, а также магнетита, апатита, сульфидов.

Амфиболовые перидотиты залегают в виде мелких тел, иногда ассоциируют с горнблендитами или роговообманковыми габбро. К отдельным телам приурочены месторождения сульфидных Cu-Ni руд. Одно из таких рудопроявлений расположено в Кандалакшском районе (Плотичье).

Амфиболовые пироксениты отличаются от перидотитов количественными соотношениями оливина и пироксенов. Во *флогопитовых* разновидностях присутствует в повышенных количествах (>5%) флогопит. Данные породы являются характерными для формаций щелочно-ультраосновных пород.

Дайковые и вулканические породы

Породы данной группы представлены меймечитами, образующими как дайки, так и вулканические покровы, и кимберлитами, слагающими исключительно трубки взрыва.

Меймечиты впервые были описаны в 40-ые годы в Сибири, в пределах Маймеча-Котуйской провинции. Они имеют почти черный цвет и обладают порфировой структурой со стекловатой или скрытокристаллической структурой основной массы. Вкрапленники представлены высокомагнезальным оливином, реже авгитом, а основная масса часто замещена серпентитом, хлоритом и карбонатом. Существуют постепенные переходы по химическому составу между меймечитами и ассоциирующими с ними щелочными пикритами, однако сами меймечиты содержат относительно небольшое количество щелочей. От коматиитов их отличает порфировидная структура, преимущественно высокое содержание титана и относительно пониженное - хрома и никеля.

Кимберлиты - общее название гипабиссальных разнообразных по облику умеренно-щелочных ультраосновных пород с ясно выраженной такситовой текстурой. Кимберлиты, будучи сложенными из обломков пород и темноцветных минералов, имеют характерное брекчиевидное строение. Они почти всегда сильно изменены, приобретая характерный зеленовато-синеватый цвет. Кимберлиты содержат вкрапленники оливина, энстатита, диопсида, хромшпинелидов, пикроильменита, флогопита, граната (пироба) и алмаза; основная масса имеет преимущественно серпентин-карбонат-флогопитовый состав. Они нередко включают округлые включения алмазоносных пород - гранатовых перидотитов, пироксенитов и эклогитов, образующихся в условиях высоких давлений, а также обломки вмещающих осадочных образований.

От близких к ним безпироксеновых щелочных пикритов (флогопит-кальцитовых, монтичеллитовых и мелилитовых) их отличает отсутствие интрателлурических идиоморфных вкрапленников оливина (оливин в кимберлитах наблюдается только в виде угловато-окатанных ксенокристаллов или, реже, образует микрокристаллы в основной массе совместно с микролитами диопсида).

В зарубежной литературе широко распространено деление кимберлитов на "базальтоидный" (с низким содержанием K_2O) и "лампрофировый" (обогащенные слюдой - флогопитом) типы. Помимо собственно кимберли-

тов, выделяют также кимберлитовиды (беспироксеновые щелочные пикриты), которые слагают либо отдельные тела в некоторых полях развития кимберлитовых диатрем, либо встречаются совместно со сложными щелочными плутонами щелочно-ультраосновного состава.

Кимберлиты слагают субвулканические тела воронкообразной формы, а также жилы и дайки неправильной формы, приуроченные к крупным разломам, которые пересекают кристаллическое основание платформ.

С кимберлитами связаны месторождения алмазов в Южной Африке и Сибири. Они также развиты в США, Индии и Бразилии. Одно из месторождений алмазов известно на северо-западе Архангельской области, для которых установлено обогащение ювелирными кристаллами алмаза относительно крупного размера.

Генезис кимберлитов

Формирование кимберлитов контролируется наличием глубинных разломов и высокой газонасыщенностью магматических расплавов. Кимберлиты, представляя собою смесь мантийных твердых пород, не прошедших глубокое плавление, и дериватов, состоящих из воды, углекислоты и щелочей, рассматриваются как продукты дегазации мантии. Они формировались в результате выноса газами мантийного вещества ультраосновного состава, часто содержат алмазы, а также обломки вышележащих метаморфических и осадочных пород.

10.1.3. Ультраосновные щелочные породы

Ультраосновные щелочные породы распространены ограничено. Интрузивные фации представлены якупирангитами, мельтейгитами, ийолитами, урритами, мономинеральными нефелиновыми породами (нефелинолитами), а вулканические фации - лимбургитами, нефелиновыми пикритами, нефелинитами.

Характерным для них является непостоянство химического состава: содержание SiO_2 варьирует в пределах 31-47%, сумма щелочей изменяется от 1-5% в якупирангитах до 22% в урритах, а глинозема - от 5% в якупирангитах до 34% в нефелинолитах. Нередко они представляют собою руду на глинозем.

Плутонические породы

Якупирангит (или щелочной пироксенит) представляют собою полнокристаллическую средне- или крупнозернистую породу с гипидиоморфнозернистой или пойкилитовой структурой. Он сложен на 75-90% титаноавгитом, а также содержит нефелин (до 15%), магнетит (до 25%), оливин, биотит, апатит, перовскит и титанит.

Мельтейгит - в его составе находится пироксен (65-85%) и нефелин (15-30%). Пироксен представлен эгирин-авгитом и титаноавгитом. Второстепенные минералы - биотит, ортоклаз; акцессорные - титаномагнетит, ильменит, титанит, апатит; вторичные - хлориты, канкринит и цеолиты.



Рис. 10.5. Анальцимовый ийолит (Нойдорфель, Австрия).

Главные минералы представлены идиоморфными зернами титаноавгита и нефелина, в интерстициях расположен анальцим, частично замещенный цеолитом. Акцессорные – апатит и оксиды. Из работы (Hatch et al., 1972).

Ийолит состоит примерно из равного количества пироксена (эгирина, эгирин-авгита или титаноавгита) и нефелина, и небольшой примеси биотита, щелочного амфибола и ортоклаза (рис. 10.5, 10.6). Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, цирконом, щелочным гранатом, титаномагнетитом и ильменитом.

Уртит сложен на 80-85% нефелином и подчиненным количеством эгирина. Второстепенные минералы представлены альбитом, ортоклазом; акцессорные - апатитом, титанитом, эвдиалитом и ильменитом. При возрастании количества апатита (до 85%), уртиты переходят в апатит-нефелиновые породы, которые являются рудой на фосфор, а также глино-

зем. В урритах наблюдается агпаитовая структура, обусловленная наличием пойкилитовых включений идиоморфного нефелина в пироксене.

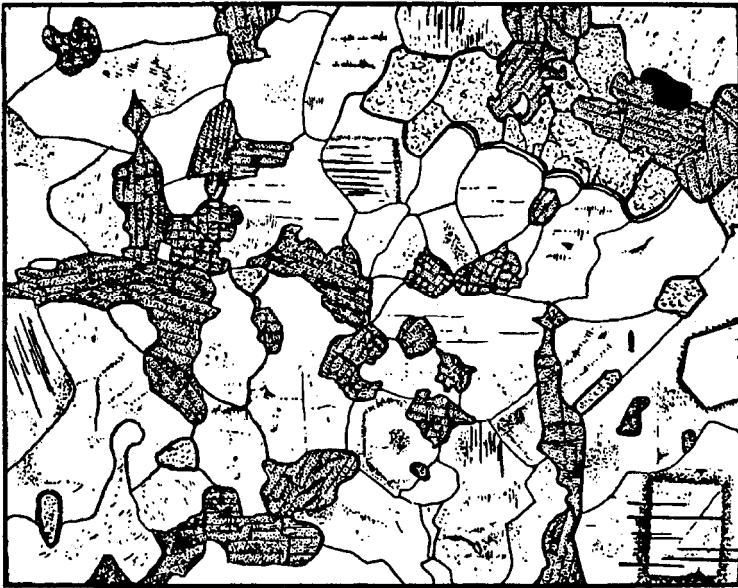


Рис. 10.6. *Микроиолит* (Шитикон, Южная Африка).

Преобладают нефелин (светлый, часто зональный) и ксеноморфный эгирин (выделен крапом). Внизу слева – мелкое овальное зерно кальцита, окруженного реакционной каймой канкринита. Из работы (Hatch et al., 1972).

С щелочными ультраосновными породами генетически связаны месторождения ниобия и тантала, редких земель, урана, тория и титана, апатита и флюорита.

Вулканические породы

Среди пород данной группы выделяются натриевый (лимбургит) и калиевый (фельдшпатоидный пикрит и лейцитит) ряды.

Лимбургит - это порфировая порода массивной текстуры. Вкрапленники представлены оливином и титаноавгитом, окруженными каймой эгирин-авгита, реже бурой роговой обманкой и биотитом. Основная стекловатая масса с гиалиновой или гиалопилитовой структурой содержит микролиты оливина, авгита, магнетита и апатита.

Фельдшпатоидный пикрит также обладает порфировым сложением. Во вкрапленниках находится оливин (до 60%), а основная масса с микролитовой или пойкилитовой структурой содержит оливин, титаноавгит, монтичеллит (до 45%), мелилит и нефелин (не более 15%), флогопит (до 10%), перовскит (до 8%) и рудный минерал (до 12%).

Лейцитит связан постепенными переходами со щелочным пикритом. Вкрапленники в лейцитите сложены лейцитом и моноклинным пироксе-

ном (титаноавгитом, эгирин-авгитом), реже флогопитом и оливином (рис. 10.7). В основной массе преобладает пироксен и лейцит, а также присутствует нефелин, санидин, мелилит, ильменит, титаномагнетит, апатит, перовскит, хромит.

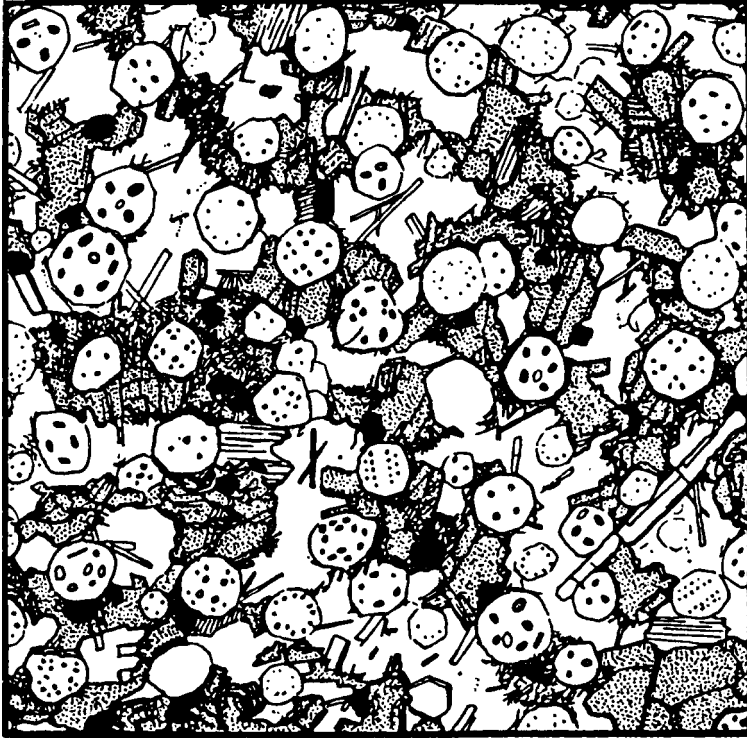


Рис. 10.7. Лейцитит (о-в Бове вблизи Апеннинского п-ва, Италии).

Идиоморфные зерна лейцита, клинопироксена и слюды в ассоциации с апатитом и магнетитом сцементированы бесцветным стеклом. Из работы (Hatch et al., 1972).

10.2. ГРУППА ОСНОВНЫХ ПОРОД

Основные породы, особенно вулканические аналоги, имеют наибольшее распространение по отношению к другим магматическим породам, превышая их количество по объему вместе взятых в пять раз. Они сложены темноцветными (оливином, пироксенами, реже, амфиболами) и лейкократовыми (полевым шпат) минералами. Характерными акцессорными и рудными минералами для них являются титаномагнетит, магнетит, апатит и сульфиды.

По условиям образования среди основных пород выделяются плутонические фации в виде габбро и габброидов, и вулканические фации, представленные базальтами и базальтоидами. Широко развиты также дайки.

Породы интрузивного происхождения имеют полнокристаллическую структуру, в вулканических же образованиях содержится то или иное количество свежего или измененного стекла, для дайковых роев характерными являются порфировидные структуры. Вкрапленники в этих породах

представлены преимущественно оливином, пироксенами и плагиоклазами, реже амфиболом, стекло имеет основной состав. Кристаллизующиеся в близповерхностных условиях минералы (как темноцветные, так и полевые шпаты) имеют низкую степень упорядоченности атомной структуры из-за их высокотемпературной закалки.

Содержание SiO_2 в основных породах колеблется от 45 до 53%, количество других окислов - от 14 до 17% Al_2O_3 (в анортозитах до 27%), от 6 до 15% MgO , от 4 до 13% $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, от 5 до 14% CaO и от 2 до 8% $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

По содержанию щелочей основные породы разделяются на три основные группы: нормальной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 4\%$), повышенной щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4-7\%$) и щелочные ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 7-11\%$).

10.2.1. Основные породы нормальной щелочности

Среди пород данной группы наибольшим распространением пользуются вулканические разновидности. Широко также развиты субвулканические (долериты) и интрузивные (габбро) образования, с частью из которых связаны месторождения сульфидных руд.

Плутонические породы

Глубинные породы данной группы представлены равномернозернистыми, иногда порфировидными породами, сложенными главным образом плагиоклазом, пироксенами и/или роговой обманкой. В подчиненном развитии встречаются оливиновые разновидности.

По минеральному составу выделяются габбро (клинопироксен + плагиоклаз), роговообманковое габбро (роговая обманка + плагиоклаз), норит (ортопироксен + плагиоклаз), габбронорит (ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз), троктолит (оливин + плагиоклаз) и анортозит (плагиоклазовая порода).

Габбро представляет собою мелко-, средне- и крупнозернистую породу с габбровой, габбро-офитовой и офитовой структурами. В ее сложении преобладает моноклинный пироксен (диопсид, авгит, титаноавгит) и основной плагиоклаз (преимущественно 50-70%An). В качестве примесей содержит оливин, роговую обманку, биотит, магнетит, ильменит, апатит и сульфиды.

Габбро разделяются на лейкократовые (85-70% плагиоклаза), мезократовые (70-30% плагиоклаза) и меланократовые (30-15% плагиоклаза). При повышении содержания рудного минерала (магнетита и титаномагнетита) порода переходит в рудное габбро, для которого характерна сидеронитовая структура. Специфической разновидностью является шаровое габбро, содержащее концентрически зональные шары, сложенные плагиоклазом (в центре) и пироксеном или роговой обманкой (в виде чередующихся кайм).

Габбро очень часто слагает полностью мелкие и крупные интрузии; габбро также широко развиты в пределах различных по форме и размерам дифференцированных и расслоенных плутонов.

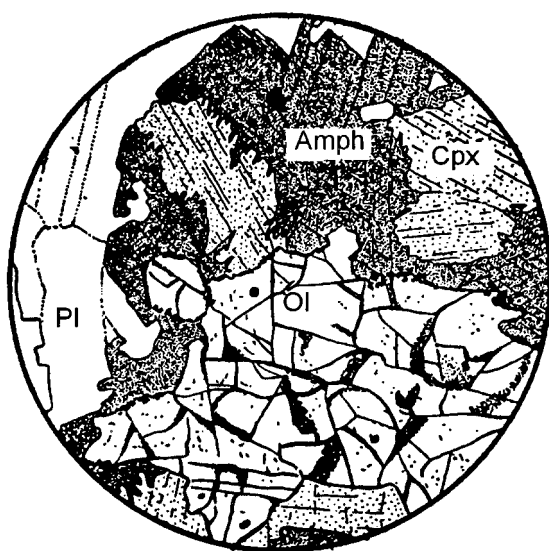


Рис. 10.8. Оливиновое габбро (Джерси).

В породе присутствуют оливин (Ol), титаноавгит (Crx), баркевикит (Amph) и плагиоклаз (Pl). Из работы (Hatch et al., 1972).

Оливиновое габбро содержит повышенное количество (около 5%) оливиновых вкрапленников, которые часто по краям или целиком замещены агрегатом вторичных минералов - серпентинами, боулингитом или иддингситом с образованием венцовой или келифитовой структуры (рис. 10.8).

В роговообманковом габбро темноцветные минералы представлены амфиболами - первичной зеленой роговой обманкой, а также вторичной бурой или коричневой роговой обманкой, агрегатами тремолита и актинолита, которые замещают клинопироксен (процесс такого замещения носит название уралитизация). Первичный плагиоклаз имеет достаточно основной состав (до анортита), однако он часто замещен агрегатом альбита, цоизита, клиноцоизита и эпидота. Одной из разновидностей является керсутитовое габбро, в котором содержится высокотитанистый амфибол - керсутит, имеющий первично-магматическое происхождение.

Норит - это полнокристаллическая порода, сложенная ортопироксеном и основным плагиоклазом (60-70%An), и содержащие примесь клинопироксена, биотита, кварца и рудных минералов (ильменит, магнетит, сульфиды) (рис. 10.9). При появлении оливина, представленного идиоморфными или округлыми ранними вкрапленниками, выделяется оливиновый норит (рис. 7.4.). Норит редко встречается самостоятельно, но широко развит в дифференцированных и расслоенных интрузиях и имеет постепенные переходы в габбронориты или плагиобронзититы.



Рис. 10.9. *Норит* (Хиттерое, Норвегия).

В центре крупное зерно апатита контактирует с клинопироксеном, железорудным минералом и мirmekитами (срастания клинопироксена и плагиоклаза). В плагиоклазе (лабрадор) развиты ориентированные включения железорудного и силикатного минералов. Из работы (Hatch et al., 1972).

Габбронорит содержит основной плагиоклаз (лабрадор-битовнит), ортопироксен и клинопироксен (диопсид или авгит), а также в виде примеси оливин, роговую обманку, биотит и акцессорные минералы (магнетит, титаномagnetит, апатит, сульфиды). В габброноритах иногда встречается пижонит, который распадается на пластинчатые агрегаты авгита и гиперстена, образующие структуры распада твердого раствора. Типичными структурами габброноритов являются офитовая, габбро-офитовая, реже встречается пойкилитовая, габбровая и сидеронитовая.

Габбронорит является типичной породой расслоенных интрузий типа Бушвельд (Южная Африка), Сэдбери (Канада), Мончеплутон и Панских-Федоровых тундр (Кольский п-ов, Россия).

Троктолит состоит из оливина и основного плагиоклаза (№70-90) и обладает преимущественно габбровой структурой (рис. 10.10). Между оливином и плагиоклазом, как правило, происходит реакция с образованием келифитых кайм.

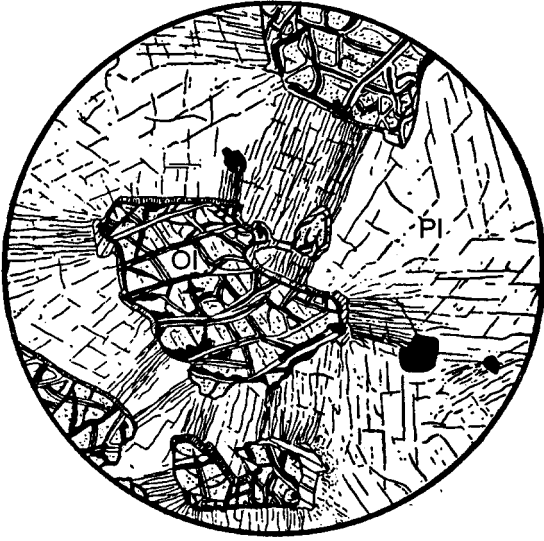


Рис. 10.10. Троктолит (Абердин, Шотландия).

Зерна серпентинизированного оливина содержат включения магнетита и тонкую внешнюю кайму ортопироксена. В плагиоклазе развита система микротрещин. Из работы (Hatch et al., 1972).

В расслоенных интрузиях троктолиты имеют постепенные переходы как с габброидами, так и оливинитами. Они также образуют самостоятельные габбро-троктолитовые массивы.

Анортозит - это анхимоминеральная средне- и крупнозернистая порода, состоящая из основного плагиоклаза (до 85%An), а также примеси пироксенов, оливина, ильменита, титаномагнетита и апатита. Плагиоклаз наблюдается в виде таблитчатых зерен, тогда как пироксены, будучи приуроченными к интерстициям, имеют ксеноморфную форму.

Анортозиты часто залегают в ассоциации с габбро и норитами, с которыми они связаны постепенными переходами. Это так называемые стратиморфные анортозиты. Помимо этого в докембрийских областях широко распространены автономные анортозиты, слагающие крупные самостоятельные массивы. С поверхности Луны были доставлены образцы лунных анортозитов, которые содержат небольшое количество вулканического стекла. Особенностью лунных анортозитов является очень высокая степень восстановленности железа, что обусловило нахождение в них самородного железа.

Характерной особенностью анортозитов является отсутствие вулканических аналогов и очень редкое залегание в виде даек. Эти особенности связывают со способом их образования, как результатом накопления выделившихся из магмы основного состава кристаллов плагиоклаза и их отсортировки при движении магмы. Анортозиты могут образовываться также в результате непосредственной медленной кристаллизации относительно сухого расплава при умеренных давлениях, отвечающего по составу толеитовому базальту для анортозит-габброноритовой формации или андезиба-

зальту для анортозит-рапакиви-гранитной формации (Анортозиты Земли и Луны, 1984).

Габброидные породы входят в состав габбровой, габбро-анортозитовой, габбро-норитовой, габбро-троктолитовой, перидотит-пироксенит-габброноритовой формаций, а также габбро-гранитных и габбро-сиенитовых ассоциаций. С ними связаны месторождения сульфидных Cu-Ni (часто с платиной) и ильменит-титаномагнетитовых (часто обогащенных ванадием) руд. Анортозиты Луны входят в ассоциацию анортозит - норит - троктолит.

Субвулканические и дайковые породы

Среди дайковых и субвулканических пород различают породы, связанные с глубинными массивами габбро и залегающими независимо от последних. Среди асхитовых выделяют микрогаббро (или беербихиты) и габбро-порфириты, среди диасхитовых - габбро-пегматиты, лампрофиры и долериты.

Микрогаббро, имея состав, приближающийся к составу габбро, отличается от него микрогаббровой структурой, а также формой залегания. В ряде случаев близкими по облику к микрогаббро оказываются плагиоклаз-пироксеновые роговики, которые являются породами контактово-метаморфического происхождения.

Для *габбро-порфиритов* характерным является наличие порфировидных вкрапленников клинопироксена (диопсида) или плагиоклаза, хорошо выделяемых на фоне микрогаббровой основной массы.

Габбро-пегматиты имеют крупно- и гигантозернистое строение. Они сложены плагиоклазом (более кислым по сравнению с габбро) и пироксеном, часто замещенным амфиболом. В микропегматитовом прорастании можно встретить кварц. Габбро-пегматиты обогащены титаномагнетитом и апатитом.

Лампрофиры представлены двумя основными разновидностями - гареваитами и иситами. *Гареваиты* - это полнокристаллические порфировидные породы с фенокристаллами диопсида и основной массы, сложенной оливином, пироксеном, основным плагиоклазом и магнетитом. *Иситы* - мелкозернистые породы с габбровой структурой, в сложении которой принимают участие бурая роговая обманка и основной плагиоклаз (анортит), а также пироксен, магнетит и апатит.

Долериты - имеют состав, близкий к габбро, но отличаются от него структурами. Для долеритов характерными являются мелкозернистая, офитовая, пойкилоофитовая и долеритовая структуры. Встречаются оливин-содержащие разновидности - оливиновые долериты. Помимо долеритов, ранее выделялись палеотипные аналоги - диабазы, в которых пироксен частично или полностью замещен актинолит-тремолитовым, а плагиоклаз - хлорит-альбит-эпидот-цоизитовым агрегатом. В настоящее время их следует называть как метадолериты.

Долериты широко развиты в трапповых областях, где они слагают маломощные тела, перемежающиеся в разрезах с вулканическими покровами.

Вулканические породы кайнотинные

Среди вулканических пород основного состава встречаются полнокристаллические (долериты), полукристаллические (базальты) и стекловатые (гиалобазальты) разновидности. Наиболее широко развиты базальты, в подчиненном количестве - долериты, тогда как гиалобазальты встречаются достаточно редко. Среди полукристаллических встречаются афировые и порфиоровые разновидности. В последних порфиоровые вкрапленники формируются поэтапно: большая часть вкрапленников кристаллизуется на некоторой глубине, т.е. имеет интрателлурическое происхождение, что приводит к различию в составе между ними и основной массой: плагиоклаз фенокристов имеет более основной состав, а темноцветные - более магнезиальный. Гораздо реже вкрапленники кристаллизуются в близповерхностных условиях, образуя сериально-порфировидные структуры.

Базальты по внешнему виду представляют собою афанитовые породы темно-серого или черного цвета, обладающие афировой, порфиоровой или порфиоровидной структурами. Порфиоровые вкрапленники сложены оливин-пироксеном или плагиоклазом. Для основной массы характерными являются пойкилоофитовые, офитовые, долеритовые и интерсертальные структуры. В базальтовых лавах широко развита вариолитовая текстура (рис. 10.11). Классическим примером подобных образований являются вариолиты Ялгубы Центральной Карелии, впервые детально описанных Ф.Ю.Левинсон-Лессингом.

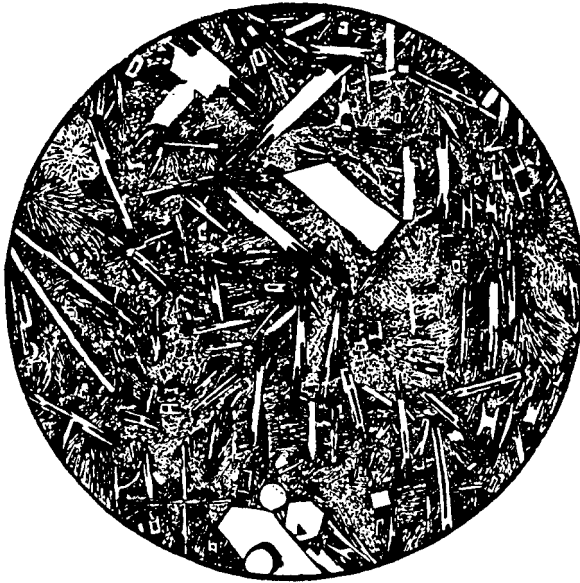


Рис. 10.11. Вариолитовый базальт (Мерионетшир).

Таблитчатые и скелетные вкрапленники плагиоклаза располагаются в основной массе с вариолитовой и миндалекаменной текстурами. Из работы (Hatch et al., 1972).

Плагиоклаз основной массы базальтов представлен лабрадором, тогда как вкрапленники сложены более основной разновидностью. Пироксены представлены ортопироксеном, авгитом или пижонитом, иногда базальты содержат титанистый авгит. Из других темноцветных минералов наиболее частыми являются оливин и амфибол (базальтическая роговая обманка).

К базальтам по минералогическим и химическим особенностям при-мыкают гавайиты и муджиериты. *Гавайиты* содержат до 32% оливина, 27% титаноавгита, до 36% плагиоклаза состава андезина. *Муджиериты* помимо плагиоклаза (до 57%), отвечающего по составу олигоклазу, содержат также ортоклаз (до 13%), темноцветные минералы представлены оливином, авгитом, а рудные - магнетитом.

Базальты нормальной щелочности подразделяются на две подгруппы: толеитовые (пижонитовые) базальты и гиперстеновые базальты.

Толеитовые базальты^{*} характеризуются присутствием в них нормативного кварца. Название «*пижонитовые*», данное Куно, связано с тем, что пироксен в них представлен не только авгитом или диопсидом, но и пижонитом. В данных базальтах преобладают афировые структуры. Редкие вкрапленники имеют в различных образцах разную размерность, что обуславливает постепенный переход к основной массе.

^{x)} Первоначально *толеит* (или *толейит*) был выделен в середине прошлого века в местности Толей (р.Наз, ФРГ) как авгитовый долерит, содержащий стекло. В 30-ые годы XX века смысл термина был изменен: В.Кеннеди

(1933) назвал толеитами один из выделенных типов базальтовой магмы, насыщенный кремнеземом, который обуславливает гранитоидный состав стекла. Толеитовый тип магмы - это тип базальтовой магмы, представленный гиперстен-нормативными платобазальтами, роями кварц-долеритовых даек и силлов. В последующем Х.Иодер и К.Тилле (1962) выделили пять групп базальтов на физико-химической диаграмме $Di-Q-Fo-Ne$: пере-сыщенные толеиты (содержат нормативный кварц и гиперстен), насыщенные толеиты (нормативный гиперстен), оливиновые толеиты (нормативный гиперстен и оливин), оливиновые базальты (нормативный оливин) и щелочные базальты (нормативный оливин и нефелин). Первые три группы представляют толеитовую серию, а последние две - известково-щелочную.

Долериты отличаются от базальтов мелкозернистым строением. В них обнаруживается офитовая структура, обусловленная наличием лейст плагиоклаза, образующими на плоскости треугольники, внутренние части которых выполнены пироксенами.

Главными породообразующими минералами базальтов являются основной плагиоклаз (битовнит), клинопироксен (авгит, диопсид и пижонит), реже встречается оливин. В долеритах также может встречаться ортопироксен, который возникает вместо пижонита. К второстепенным минералам относятся кварц, калиевый полевой шпат, редко базальтическая роговая обманка, акцессорные представлены ильменитом, титаномагнетитом и апатитом.

Для толеитовых базальтов наиболее типичными являются интерсер-тальная, толеитовая или (в долеритах) офитовая структура, массивная или миндалекаменная текстура.

Химический состав толеитовых базальтов характеризуется относительно высоким содержанием SiO_2 (около 50%) и низким содержанием щелочей (< 3%) при преобладании натрия над калием.

Толеитовые базальты дали название толеитовой серии, которая широко известна как в пределах зон растяжения (срединно-океанические хребты, океанические острова, континентальные рифты, трапповые области), так и в зонах сжатия (островные дуги Тихого океана).

В результате изучения петрографических и петрохимических особенностей толеитовых базальтов предполагается, что они образуются из бедной летучими компонентами перегретой магмы, которая достаточно быст-

ро продвигалась к поверхности Земли. Этому способствовало формирование магм в условиях растяжения земной коры. Толеитовые базальты образуются при трещинных излияниях или в результате извержения центрального типа. Из-за бедности магм летучими соединениями, извержения обычно не сопровождаются взрывами, что обуславливает незначительное количество пирокластических образований.

Гиперстеновые базальты обладают преимущественно порфировыми структурами. Вкрапленники представлены несколькими поколениями, которые значительно отличаются по составу от основной массы. Наиболее широко распространены двупироксеновые разности, в которых наряду с очень основным плагиоклазом (65-90%An) присутствует ортопироксен и клинопироксен (авгит-диопсидового ряда). Оливин встречается редко и образует только вкрапленники. Во вкрапленниках встречается также магнетит и ильменит. Основная масса обычно содержит больше стекла, чем толеитовые базальты, и поэтому для нее типична гиалопилитовая структура.

Для гиперстеновых базальтов характерно относительно высокое содержание SiO_2 (49-50%) и глинозема (17-20%), и несколько повышенное содержание калия по отношению к натрию.

Извержение гиперстеновых базальтов происходило большей частью из вулканов центрального типа, которые располагаются цепочками вдоль глубинных разломов.

Гиперстеновые базальты являются наиболее распространенным типом базитов известково-щелочной серии. С ними большей частью ассоциируют андезибазальты, андезиты, дациты и риолиты. Формирование гиперстеновых базальтов связано с развитой континентальной корой и поэтому они не встречаются в областях с океанической корой.

В вулканических толщах, наряду с данными базальтами, широко развиты пирокластические породы. Ранняя кристаллизация магнетита, присутствие пирокластов, низкие температуры кристаллизации плагиоклаза свидетельствуют о повышенном содержании флюидов в расплаве.

Вулканические породы палеотипные

Метабазальты и *метадолериты* (ранее до 80-ых годов *диабазы*) отличаются от долеритов разложением минералов - плагиоклазы в них альбитизированы, цветные минералы замещены агрегатом хлорита, актиноли-

та и серпентина (если первоначально присутствовал оливин или ортопироксен), что обуславливает изменение цвета в грязно-зеленый, серо-зеленый или бордово-фиолетовый. В них сохраняются те же офитовые структуры, что и в долеритах.

Спилиты являются палеотипными аналогами базальтов или долеритов и представляют собою породы афанитового строения, наиболее чаще образующие типичные шаровые лавы. С ними очень часто ассоциируют кремнистые радиолярии, что свидетельствует об их подводном происхождении. Спилиты обладают своеобразной (спилитовой) структурой - беспорядочным или радиально-лучистым расположением длинных, тонких и несовершенных по форме микролитов плагиоклаза. Иногда встречаются микролиты нескольких генераций. Их состав отвечает альбиту (5-10%An). По микролитам альбита часто развивается хлорит и сосюрит. Одновременно пироксен замещается хлоритом и лейкоксоном. Для спилитов характерны миндалекаменные текстуры.

Типичным для спилитов является повышенное содержание Na_2O , TiO_2 и суммарного FeO , и резкое преобладание Na над K. Проблемы резкого обогащения спилитов натрием и широкое развитие в них альбита неоднократно обсуждались в литературе. Большинство петрологов считают, что альбит кристаллизовался не из магматического расплава, а является продуктом позднемагматических процессов, когда под воздействием гидротермальных подщелоченных растворов происходило преобразование первичного основного плагиоклаза в альбит. При этом часть натрия извлекалась из морской воды. Процесс спилитизации нередко протекает в ассоциирующих с базальтами и долеритами глинистых сланцах, которые превращаются в существенно альбитовые породы - адинолы.

Генезис основных пород

Появление основных пород нормальной щелочности в земной коре определяется несколькими причинами, главными из которых являются глубина, на которой происходит отделение расплава от субстрата, и его последующая дифференциация.

По данным экспериментальных работ Д.Х.Грина, Т.Х.Грина и А.Е. Рингвуда (1970) установлено следующее:

1. При отделении расплава на глубине 35-60 км (давление 12-18 кбар) в равновесии с ним будет находиться глиноземистый энстатит и клинопирок-

сен, которые содержат повышенное количество SiO_2 и Al_2O_3 . Как следствие этого, остаточный расплав будет относительно обогащен щелочами и соответствовать щелочному оливиновому базальту.

2. При глубине отделения магматического расплава на глубине 15-35 км (давление около 9 кбар) в равновесии с расплавом находится оливин и умеренно глиноземистый пироксен. Это приводит к обогащению остаточного расплава глиноземом и переходом его в высокоглиноземистую разновидность.

3. На малых глубинах (до 15 км) кристаллическим остатком, который образуется в процессе кристаллизационной дифференциации, является оливин. Поэтому остаточный расплав отвечает толеиту или кварцевому толеиту.

При возникновении очагов базальтовой магмы происходит их дальнейшая дифференциация, которая определяется следующими процессами:

А. Фракционирование твердых фаз, порядок выделения и их состав определяется, прежде всего, температурным режимом. Температурный интервал кристаллизации оливина, пироксенов и плагиоклаза составляет до $250\text{-}270^\circ\text{C}$, что способствует возможности аккумуляции кристаллов из магм.

Б. Фракционная кристаллизация базальтовых магм в результате ритмичного изменения давления флюидов и главным образом воды.

В. Различное содержание летучих компонентов в разных участках магматического очага может привести к дифференциации, связанной с обогащением апикальных частей летучими компонентами и кремнеземом. Первые порции расплава, поднимающиеся из такого резервуара, будут более кислыми, по сравнению с последующими. Последующие более основные порции будут также обеднены летучими соединениями, что не способствует их подъему на поверхность. В результате в строении вулканогенных толщ наблюдается обратная (снизу вверх по их разрезу) последовательность: от более кислых пород к более основным. Примеры такой последовательности наблюдаются в областях развития трапповых формаций.

10.2.2. Основные породы повышенной щелочности

С переходом к этой группе в них возрастает роль оливина, снижается основность плагиоклаза, возрастает титанистость клинопироксена и исче-

зают богатые кальцием пироксены. Для вулканических пород устанавливается нормативный нефелин при отсутствии модалного нефелина.

Для основных пород повышенной щелочности устанавливается пониженное содержание SiO_2 (от 45 до 49%) при повышенном содержании щелочей (4% и выше) и титана (до 2%), а также фосфора. Среди них также выделяются плутонические, дайковые и вулканические типы.

Плутонические породы

С увеличением общей щелочности увеличивается роль калия, что приводит к кристаллизации ортоклаза. В состав данной группы входят главным образом ортоклазовые разновидности габбро, троктолитов, анортозитов, оливиновых и амфиболовых феррогаббро.

Для них типичной является габбровая, иногда офитовая структура, массивная, полосчатая, иногда такситовая текстура.

Главными минералами названных пород являются основной плагиоклаз (лабрадор), оливин, клинопироксен (титаноавгит), ортопироксен и базальтическая роговая обманка. Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, титаномагнетитом, ильменитом, сульфидами меди и железа.

Плутонические основные породы повышенной щелочности являются членом габбро-монцонит-сиенитовой ассоциации, которая широко развита в субплатформенных областях. Массивы данной ассоциации имеют лополито- или воронкообразную форму и большей частью многофазное строение.

Дайковые и вулканические породы

Главным представителем их являются оливиновые базальты или субщелочные базальты. Они содержат нормативный оливин, но в них отсутствуют модалные щелочные минералы.

Оливиновые базальты. Их особенностью является постоянное присутствие оливина в виде вкрапленников и в основной массе (рис. 10.12). Помимо оливина, содержится титаноавгит, имеющий зональную структуру песочных часов, плагиоклаз, состав которого меняется от лабрадора до битовнита, а также титаномагнетит и ильменит. Разновидности богатые оливином и переходящие в пикриты, носят название *океанитов*. Формирова-

ние оливиновых базальтов очень часто сопровождается взрывами, что свидетельствует о повышенном содержании в магме летучих.

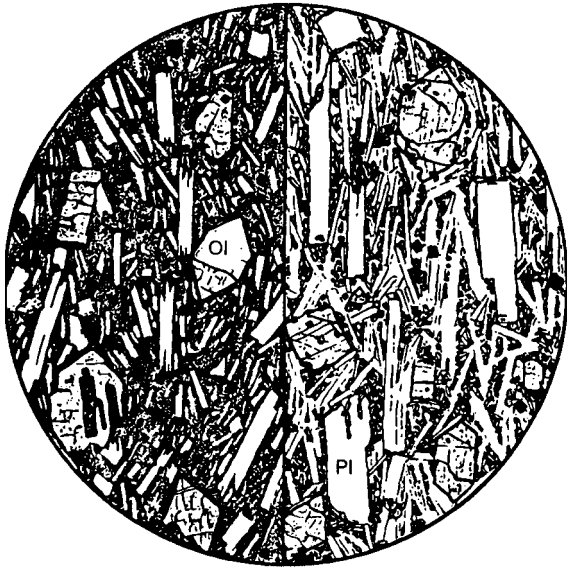


Рис. 10.12. Оливиновый базальт (Овернь, Франция).

Слева: мелкие вкрапленники оливина и плагиоклаза (с расщепленными концами) сцементированы частично девитрофицированным стеклом. Справа: вкрапленники оливина и плагиоклаза погружены в полнокристаллическую основную массу, сложенную короткопризматическими зернами авгита, микролитами плагиоклаза и октаэдрическими микрокристаллами магнетита. (Hatch et al., 1972).

Породы имеют порфировую структуру, для основной массы типичными являются пилотакситовая и гиалопилитовая структуры. Характерной чертой оливиновых базальтов является наличие включений (нодулей) ультраосновных пород, представляющих собою переработанное вещество верхней мантии или пород, сформированных на больших глубинах. Присутствие подобных включений позволяет предполагать глубинное происхождение материнских магм, которые обогащены летучими.

Длительное время считалось, что оливиновые базальты развиты только в океанических областях. В настоящее время установлено, что помимо рифтовых зон (или зон спрединга) и океанических островов, они широко распространены в областях развития траптовых формаций. Оливиновые базальты обычно приурочены к вулканам центрального типа и извергаются после толеитовых базальтов, значительно уступая им в объеме. Часто они связаны постепенными переходами с трахибазальтами и трахитами, или, реже, со щелочными породами.

К субщелочным основным вулканитам относятся также породы натриевого (гавайиты и муджиериты) и калиевого (трахибазальты и шошониты) ряда. Гавайиты и муджиериты отличаются от базальтов более кислым составом плагиоклаза, представленного соответственно андезином и олигоклазом.

Трахитобазальты имеют порфировую структуру и состоят из основного плагиоклаза, пироксенов, оливина, титаномагнетита, магнетита, иногда базальтической или щелочной роговой обманки. В подчиненном количестве встречается калиевый полевой шпат или лейцит. Основная масса имеет гиалопилитовую, пилотакситовую, реже интерсертальную и витрофировую структуры. Шошониты отличаются наличием кайм калиевого полевого шпата на зернах плагиоклаза и присутствием его в основной массе, а также примесью роговой обманки и биотита.

10.2.3. Основные щелочные породы

Основные щелочные породы распространены ограничено. Они образуются на заключительных фазах магматических циклов, встречаясь как на континентах в пределах рифтовых зон, так и на вулканических островах океанов.

По содержанию SiO_2 они близки к основным породам нормальной щелочности, но обогащены щелочами (7-11%), а также Al_2O_3 (13-18%). Содержание остальных компонентов: $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = 8-10\%$, $\text{MgO} = 5-8\%$, $\text{CaO} = 9-10\%$.

В составе основных пород щелочного ряда присутствуют щелочные пироксены и амфиболы или фельдшпатоиды (нефелин, лейцит).

По условиям залегания среди пород данной группы выделяются плутонические (щелочные габброиды) и вулканические (тефриты - базаниты) образования.

Плутонические породы

Щелочные габброиды являются относительно редкими породами. Их особенностью является наличие щелочных пироксенов и амфиболов, а также титаноавгита (в количестве 40-50%) (рис. 10.13). Лейкократовая составляющая представлена основным плагиоклазом, нефелином, калиевым полевым шпатом или лейцитом, которые встречаются в различных пропорциях. Среди щелочных габброидов выделены эссекситы, шонкиниты, тералиты, миссуриты и фергуситы. Большинство из них обладают гипидиоморфнозернистой структурой и массивной или пятнистой текстурой.



Рис. 10.13. Щелочное габбро (Аргайлл, Шотландия).

Порода сложена оливином (Ol), частично замещенным серпентином и содержащим дендриты магнетита, авгитом (Cpx), плагиоклазом и ортоклазом. Внизу слева – крупное зерно апатита. Из работы (Hatch et al., 1972).



Рис. 10.14. Эссексит (Кроффордджон, Шотландия).

Порода сложена идиоморфными зернами оливина с включениями магнетита, призматическими кристаллами титаноавгита, лейстами плагиоклаза, ксеноморфными сдвойникованными зернами лабрадора, анальцимом и нефелином. Из работы (Hatch et al., 1972).

Эссекситы представляют собою средне- и крупнозернистые, иногда порфировидные породы (рис. 10.14). Главными минералами являются плагиоклаз основного или среднего состава, калиевый полевой шпат, титаноавгит, реже присутствует оливин, биотит, эгирин-авгит, щелочной амфибол, нефелин и содалит. Из аксессуарных минералов выделяются ильменит, титанит и апатит.

Шонкиниты состоят из калиевого полевого шпата (до 50%), клинопироксена (авгит, эгирин-авгит) и примеси нефелина, оливина, биотита и плагиоклаза. Помимо гипидиоморфной, они часто обладают пойкилитовой структурой, обусловленной вростками фемических минералов в калиевом полевоом шпате.

Тералиты - средне- и крупнозернистые меланократовые породы. Главными минералами являются основной плагиоклаз (лабрадор), титаноавгит и нефелин, второстепенными - оливин, биотит, калиевый полевой шпат, акцессорными - титаномагнетит, апатит.

Миссуриты и фергуситы - это средне- и крупнозернистые бесполевошпатовые лейцитовые (или псевдолейцитовые) породы, формирующиеся в субвулканических условиях. Миссуриты сложены лейцитом (около 25%), авгитом, оливином и небольшим количеством биотита. Фергуситы содержат псевдолейцит (около 65%) и диопсид (или эгирин-авгит). Акцессорные минералы в них представлены апатитом и магнетитом.

Щелочные габброиды слагают маломощные самостоятельные тела, а также входят в состав сложно построенных массивов различного состава, ассоциируя с нефелиновыми сиенитами и/или ультраосновными породами.

Жильные и дайковые щелочные габброиды не отличаются от глубинных аналогов ни по составу, ни по структуре. Существуют также лампрофиры, близкие по набору минералов к щелочным габброидам, но отличающиеся от них большей степенью меланократовости (камptonиты, мончикиты и др.).

Вулканические породы

Вулканические породы данной группы встречаются очень редко. Среди них выделяются безоливиновые (*тефриты*) и оливиновые (*базаниты*) разновидности. В зависимости от состава фельдшпатоидов различаются нефелиновые, лейцитовые и нефелин-лейцитовые разновидности. Породы имеют порфировое строение. Вкрапленники сложены оливином, авгитом, лейцитом или нефелином, иногда роговой обманкой и титанитом. В основной массе наблюдается основной плагиоклаз, лейцит или нефелин, пироксен, магнетит, реже оливин, санидин и бурое вулканическое стекло.

Щелочно-основные вулканиды ассоциируют с субщелочными вулканидами и встречаются совместно с ними в виде даек и лавовых потоков. На континентах они приурочены к рифтовым внутриконтинентальным зонам (Африка, Австралия), в океанах они встречаются на островах, которые пространственно располагаются на трансформных разломах, ориентированных, как правило, поперек к срединно-океаническим хребтам (Срединно-Атлантический, Восточно-Тихоокеанский).

10.3. ГРУППА СРЕДНИХ ПОРОД

Породы средней кремнекислотности насыщены, а некоторые пересыщены кремнеземом и содержат модальный кварц. Для них установлены значительные колебания SiO_2 - от 53 до 65%. Количество CaO (5-10%), MgO (1-6%) и $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (5-8%) несколько меньше, а щелочей больше (3.5-10%), чем в основных породах.

Исходные расплавы для пород среднего состава формируются при высоком $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и при извержении лава быстро теряет летучие. Для вулканической деятельности характерно обилие взрывных продуктов.

По щелочности выделяются три группы пород: нормальной щелочности (диориты, андезибазальты и андезиты), повышенной щелочности (сиениты и трахиты) и щелочные (нефелиновые и щелочные сиениты, фонолиты). Наиболее распространенными из них являются породы нормальной щелочности вулканогенного происхождения (андезибазальты и андезиты), которые в некоторых континентальных областях (Северная Америка) слагают до 1/4 от всех пород.

10.3.1. Средние породы нормальной щелочности

Среди пород данной группы большим распространением пользуются вулканические разновидности, объемы которых значительно превышают соответствующие им плутонические породы.

Плутонические породы

Глубинные породы данной группы тесно связаны по геологическим условиям залегания с габброидами или с гранитоидами. Среди них выделяются две главные разновидности: диориты и кварцевые диориты, а также редко встречаемые ферродиориты.

Диориты - это зернистые, иногда порфировидные породы, сложенные главным образом плагиоклазом, амфиболом и (или) пироксенами. Состав плагиоклаза в среднем отвечает андезину (напомним, что в габбро плагиоклаз представлен лабрадором), а темноцветные представлены преимущественно роговой обманкой, реже биотитом (рис. 10.15).

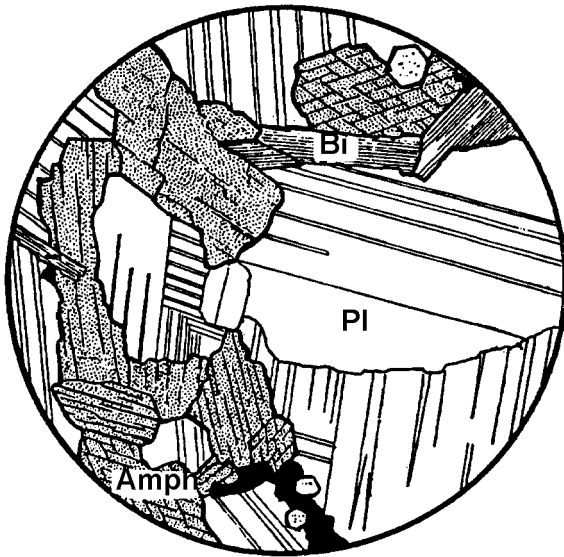


Рис. 10.15. Биотит-роговообманковый диорит (Верхняя Савойя, Франция).

Порода сложена биотитом, роговой обманкой и сдвойникованным плагиоклазом, присутствуют апатит и магнетит. Из работы (Hatch et al., 1972).

Общие колебания состава плагиоклаза в диоритах значительные - от лабрадора до битовнита в ядре зерен, до андезина и олигоклаза в краевых зонах. Роговая обманка представлена двумя разновидностями - бурой или зеленой, пироксены - моноклинными (авгит или диопсид) и ромбическими типами. Среди второстепенных минералов типовыми являются кварц и калиевый полевой шпат, как примесь отмечается биотит, в редких случаях встречается высоко железистый оливин. Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, цирконом, магнетитом и ильменитом, вторичные - хлоритом, эпидотом, альбитом, серицитом, карбонатом и каолинитом.

Диориты содержат преимущественно 30-35% темноцветных минералов, при меньшем содержании они переходят в лейкократовые, а при большем - в меланократовые разновидности. Существуют взаимные переходы между диоритами и габбро.

По составу темноцветных минералов выделяются следующие разновидности: роговообманковые, биотит-роговообманковые, гиперстеновые, диопсидовые и авгитовые, из которых преобладает первые.

Для диоритов характерна гипидиоморфнозернистая структура и хорошо выраженные формы породообразующих минералов. Широко развиты реакционные взаимоотношения, при этом зерна пироксенов обрастают роговой обманкой, а затем каймой биотита. Диориты имеют массивную однородную или такситовую, реже полосчатую текстуры.

Плагиоклаз в диоритах встречается в виде широких или тонких таблиц, очень часто обладающих зональным строением. В ядрах он имеет более

известковистый состав, чем во внешней кайме. Роговая обманка кристаллизуется в виде удлиненно-призматических кристаллов преимущественно зеленого или темно-зеленого цвета, ксеноморфных, реже идиоморфных по отношению к плагиоклазу. Биотит развивается в виде чешуек бурого цвета и замещает роговую обманку или встречается независимо от нее. Пироксены образуют короткопризматические кристаллы различной окраски и отвечают по составу авгиту, диопсиду, гиперстену, реже бронзиту. Пироксены в диоритах имеют идиоморфную форму, а в кварцсодержащих диоритах - ксеноморфную относительно плагиоклаза. Вторичные изменения в диоритах выражаются в сосюритизации плагиоклаза, уралитизации и хлоритизации клинопироксена, и хлоритизации биотита.

Кварцевые диориты, в отличие от диоритов, содержат кварц (до 15%) и меньше темноцветных минералов (20-30%). Они представлены преимущественно роговообманковыми или биотит-роговообманковыми разновидностями, реже встречаются биотитовые. В виде реликтов, полностью незамещенных роговой обманкой, отмечается авгит или ортопироксен. В виде примеси встречается калиевый полевой шпат. Структура кварцевых диоритов гипидиоморфнозернистая или типичная гранитная, текстура массивная.

Для *ферродиоритов* устанавливается значительное повышение железности (за счет увеличения содержания железа в темноцветных минералах) и более кислый состав плагиоклаза (кислее №50). Содержание темноцветных минералов составляет 30-45%. В ферродиоритах наиболее часты субфитовые структуры, когда плагиоклаз обнаруживает более идиоморфные формы по отношению к темноцветным минералам.

Среди ферродиоритов выделяются пироксеновые и оливин-пироксеновые разновидности. В строении их принимают участие плагиоклаз (состав варьирует от андезина в ядре до олигоклаза в краевых зонах), клинопироксен (темно-бурый ферроавгит), оливин (сильно железистый – иногда до чистого фаялита), реже кварц и калиевый полевой шпат. Кварц образует вроски в калиевом полевоом шпате или самостоятельные зерна. Содержание его составляет 5%, реже до 10%.

Диориты и кварцевые диориты ассоциируют с различными породами: с гранитами, габбро или сиенитами. Они образуют также самостоятельные тела в виде маломощных массивов, штоков и даек. Ферродиориты встречаются преимущественно в расслоенных или псевдостратифицированных интрузиях основного состава, залегая в их верхних частях. Наиболее из-

вестными являются ферродиориты Скергаардской интрузии третичного возраста в Восточной Гренландии, где они слагают совместно с гранодиоритами мощную (до 200 м) верхнюю зону расслоенной серии (Уейджер, Браун, 1970).

Жильные и дайковые породы

Жильные и дайковые породы представлены *микродиоритами* и *диорит-порфиритами*, которые, имея близкий к диоритам состав, отличаются от него микрозернистой или порфировидной структурами (рис. 10.16).



Рис. 10.16. Микродиорит с порфировидной структурой (Долбитти, Шотландия).

Идиоморфные вкрапленники роговой обманки и зонального плагиоклаза погружены в основную массу мелкозернистого строения. Акцессорные минералы - титанит, магнетит и апатит. Из работы (Hatch et al., 1972).

Редко встречаются *диорит-аплиты* и *диорит-негматиты*. Среди меланократовых образований выделяются *биотит-плагиоклазовые* и *роговообманково-плагиоклазовые лампрофиры*.

Вулканические породы

Среди вулканических пород нормальной щелочности по основности выделяются андезибазальты, андезиты и исландиты (или железистые андезиты). Содержание нормативного кварца в среднем андезите составляет около 14%, что позволяет считать их вулканическими аналогами кварцевых диоритов. Разделение андезибазальтов и андезитов производят, прежде всего, по содержанию SiO_2 : в первых оно колеблется от 53 до 57%, во вторых - от 57 до 63%.

Исландиты были выделены в самостоятельный тип относительно недавно как разновидность океанической лавы. От андезитов они отличаются не только повышенным содержанием железа, титана и высоким отношением Fe/Mg, но при близком содержании SiO₂, меньшим содержанием Al₂O₃ (менее 16%). Последнее обуславливает высокое содержание нормативного кварца - до 25% (при отсутствии модалного).

Андезибазальты (или в старой транскрипции андезито-базальты) и *андезиты* почти всегда имеют порфировое строение. Палеотипными аналогами их являются породы, ранее называемые андезибазальтовыми порфиритами и андезитовыми порфиритами. Вкрапленники, большей частью, имеющие зональное строение, представлены плагиоклазом, и цветными минералами (моноклинным и ромбическим пироксенами, реже роговой обманкой). Основная масса сложена плохо различимыми микролитами плагиоклаза и вулканическим стеклом. Она имеет пилотакситовую, реже гиалопилитовую структуры. Общая текстура пород массивная, часто миндалекаменная.

Андезибазальты сложены плагиоклазом, моноклинным (диопсидавгит) и ромбическим пироксенами, реже роговой обманкой, а также магнетитом и титаномангнетитом, титанитом и апатитом. Изредка они содержат зерна оливина. Плагиоклаз наблюдается в виде зональных вкрапленников или микролитов. Состав его во вкрапленниках меняется от лабрадора, реже битовнита в ядрах и до андезина в краевых зонах. Среди пироксенов преобладает ортопироксен, имеющий заметный плеохроизм. Роговая обманка представлена бурой, реже зеленой или базальтической разновидностью. Очень часто они опацифицированы в результате разложения их и замещения тонким агрегатом рудного минерала и пироксена. Магнетит и титаномангнетит часто слагают мелкие вкрапленники, а также встречаются в основной массе. Андезиты имеют минеральный состав сходный с андезибазальтами, отличаясь преобладанием плагиоклаза, полным отсутствием оливина и частым присутствием биотита (рис. 10.17).

Вкрапленники плагиоклаза имеют очень основное ядро и более кислый состав (до олигоклаза) в наружных каймах. Вкрапленники плагиоклаза очень часто содержат включения стекла, имеющие зональное распределение в результате прерывания процесса их кристаллизации и коррозии. Пироксены слагают удлиненно-призматические вкрапленники и присутствуют в основной массе. Среди них резко преобладает ортопироксен, реже встречается моноклинный пироксен, представленный пижонитом. Пижонит большей

частью встречается в основной массе и редко в виде вкрапленников. Роговая обманка присутствует исключительно в виде вкрапленников, обычно опацизированных.

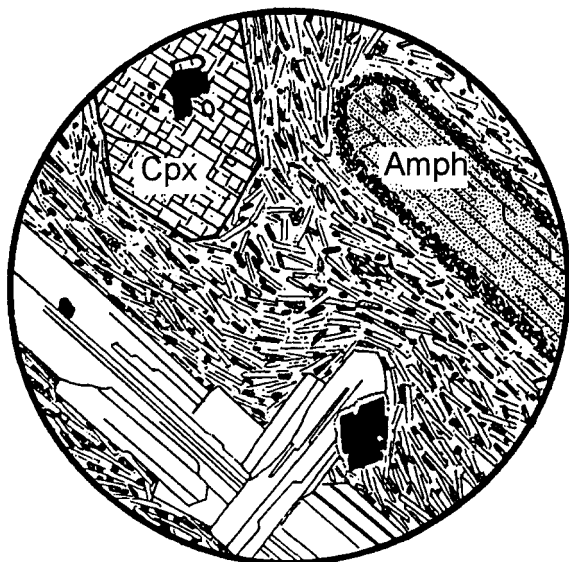


Рис. 10.17.

Роговообманковоавгитовый андезит (Овернь, Франция).

Вкрапленники представлены сдвойникованным плагиоклазом, авгитом и частично корродированной роговой обманкой. Основная микрокристаллическая масса сложена микролитами авгита, плагиоклаза и зернами магнетита. Из работы (Hatch et al., 1972).

В зависимости от состава цветного минерала выделяются дупироксеновые, ортопироксеновые и роговообманковые разновидности.

При возрастании содержания магния ($MgO > 8\%$) наблюдается переход от высоко-магнезиальных андезитов к *бонинитам* (рис. 10.18). Последние содержат крупные вкрапленники и более мелкие феннокристаллы оливина, клиноэнстатита, энстатита и кальциевого клинопироксена (авгита), которые погружены в гиалопилитовую или стекловатую основную массу, пересыщенные кремнеземом.

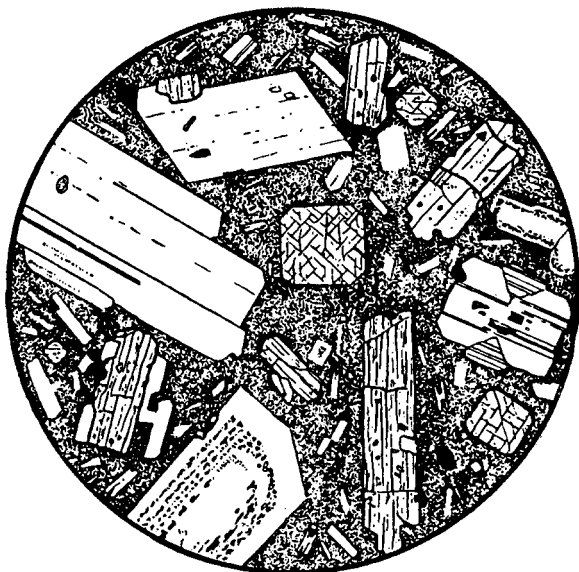


Рис. 10.18. *Энстатитовый андезит или бонинит (Асама, Япония).*

Вкрапленники представлены корродированными и зональными плагиоклазами и призматическими зернами энстатита, основная масса – полустекловатая, содержит микролиты плагиоклаза. Из работы (Hatch et al., 1972).

Для бонинитов характерным является отсутствие гидроксилсодержащих минералов, наличие клиноэнстатита и акцессорной высокохромистой шпинели, которая наблюдается как в виде микровключений в темноцветных минералах, так и образует отдельные кристаллы в стекле.

Бониниты широко развиты на океанических островах Тихого океана (дуга Идзу-Бонин, Папуа-Новая Гвинея, Новая Каледония, Новая Зеландия).

Исландиты (или железистые андезиты) большей частью имеют афировое строение. В редко встречаемых порфировых разновидностях вкрапленники сложены пижонитом, базальтической роговой обманкой или железистым оливином. Плагиоклаз в исландитах представлен не выше (по номеру) андезина. Для исландитов характерным является высокая железистость силикатов относительно андезитов: ромбических пироксенов - 40-70 против 15-35, оливина - 74-100 против 40-50. Высокое содержание титана в них обуславливает титаномагнетитовый состав рудного минерала, содержание которого может достигать 23%.

Извержения андезибазальтовых и андезитовых магм происходит преимущественно из вулканов центрального типа. При извержении формируются более мощные, но менее протяженные лавовые потоки, по сравнению с базальтоидами, и образуется большое количество пирокластического материала, отлагаемого в виде мощных толщ туфов. Значительные объемы пирокластов свидетельствуют о высоком содержании в магме летучих, количество которых может достигать до 9-10%.

Извержения андезитов очень часто сопровождаются формированием экструзивных тел в результате выдавливания вязкой, потерявшей летучие, магмы. Наиболее известным является андезитовый пик Мон-Пеле в Бразилии. Формирование экструзий может происходить достаточно быстро. Так на Камчатке на вулкане Шивелуч за 2,5 года был образован экструзивный купол высотой до 600 м. Одновременно с извержением андезитовых магм на поверхность формируются субвулканические тела, представленные дайками и штоками, реже силлами, которые отличаются от вулканитов более высокой степенью кристалличности. В древних толщах часто встречаются жерловины в форме некков.

Андезиты наиболее широко развиты в древних складчатых областях и современных островных дугах, при полном отсутствии в океанах и на платформах. Андезиты известны в вулканических сооружениях Японских островов и на Камчатке, а также на Кавказе и Карпатах.

Исландиты ассоциируют с толеитовыми базальтами, залегая совместно с ними в пределах платформ, в срединно-океанических хребтах, на островных дугах и океанических островах.

С андезитами связаны крупные месторождения полезных ископаемых: полиметаллические, золоторудные, золото-серебрянные и сера. Формирование последних обусловлено фумарольной деятельностью.

Генезис

Тесная пространственная связь андезитов и базальтов позволяет предполагать их генетическое родство и образование андезитового расплава в результате дифференциации первичной (или родоначальной) базальтовой магмы. Е.Осборн (Osborn, 1959) показал, что с увеличением парциального давления кислорода в системе $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ появляется и расширяется поле магнетита. Это приводит к ограничению кристаллизации оливина и пироксена, но способствует выделению магнетита, в результате чего в остаточной жидкости создается избыток кремнезема. Одновременно из-за понижения температуры кристаллизации плагиоклаза, происходит задержка его выделения и состав расплава эволюционирует по направлению к более кислому составу. Следовательно, при увеличении содержания воды в базальтовом расплаве, например, в результате контаминации водонасыщенных вмещающих пород, будут созданы условия для образования расплавов андезитового состава.

Ассоциация диоритов с гранитными массивами послужила основанием для модели контактового замещения. Суть ее состоит в том, что гранитная магма, взаимодействуя на контакте с карбонатными породами, поглощает большое количество карбонатов. Это приводит к обогащению ее известью и при одновременном выносе во вмещающие породы кремнезема наблюдается переход в диориты. Диориты могут также образоваться на контакте габбро или габброноритов и вмещающих пород в результате их контаминации базальтовым расплавом.

Сложной проблемой является происхождение андезитов в пределах островных дуг. Д.Грин и А.Рингвуд (1968) на основании результатов экспериментальных работ предложили двухстадийную модель, согласно которой на первой стадии происходит плавление мантийного пиrolита с образованием базальтовой магмы, дифференциация которой на глубине около 20 км приводит к образованию кварцевых толеитов. В последующем,

при возрастании давления они превращаются в эклогиты, погружение которых в мантию вызывает их плавление. На глубине около 30 км наименьшую температуру будут иметь андезиты, что и обуславливает их массовую генерацию.

Согласно современным представлениям (сводка: Кадик и др., 1986), андезиты островных дуг могут образовываться различными путями: а) путем фракционирования магнетитсодержащей кристаллической ассоциации из высокоглиноземистой базальтовой магмы; б) в результате частичного плавления перидотитов в присутствии воды; в) путем фракционирования оливина и ортопироксена из магмы магнезиальных андезитов; или г) смешением базальтовой и дацитовых магм.

10.3.2. Средние породы повышенной щелочности

К средним породам повышенной щелочности относятся плутонические (сиениты, монцониты) и вулканические (трахиты и трахитовые порфиры, а также трахибазальты и трахиандезиты).

Для средних пород повышенной щелочности устанавливается пониженное содержание SiO_2 (от 45 до 49%) при повышенном содержании щелочей (4% и выше) и титана (до 2%), а также фосфора.

Плутонические породы

Наибольшим распространением среди пород данной группы имеют сиениты, тогда как монцониты встречаются относительно редко.

Сиениты представляют собою равномернозернистые породы, большей частью, имеющие порфировидную структуру. Крупные выделения сложены полевыми шпатами. Для сиенитов характерным является высокое содержание калиевого полевого шпата и плагиоклаза при отсутствии кварца или небольшой его примеси. В случае повышения количества кварца до 5-15% сиениты переходят в кварцевые разновидности или до 15-20% в граносиениты. В зависимости от содержания цветных минералов выделяются меланократовые, мезократовые и лейкократовые разновидности. Сиениты обладают гипидиоморфнозернистой структурой и однородной массивной текстурой.

Главными минералами в сиенитах являются плагиоклаз (олигоклаз или андезин) и калиевый полевой шпат (от 30 до 70%), а также роговая обман-

ка, пироксен или биотит; второстепенными - кварц, оливин; аксессуарными - апатит, титанит, рудный минерал, циркон, монацит; вторичными - эпидот, серицит, хлорит, карбонат, пелитовые частицы.

Плагиоклаз и калиевый полевой шпат образуют хорошо ограненные кристаллы таблитчатой формы. Роговая обманка располагается в интерстициях между зернами полевых шпатов и часто содержит в ядре пироксен. Кварц также приурочен к интерстициям.

По характеру темноцветных минералов выделяются роговообманковые, авгитовые и слюдяные сиениты.

Монцониты - крупнозернистые породы, отличающиеся непостоянством количественных соотношений породообразующих минералов, и являющиеся переходными между сиенитами и габбро. Они отличаются от сиенитов более известковистым составом плагиоклаза (лабрадор или битовнит) и некоторым преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. Темноцветный минерал чаще представлен пироксеном, к которому присоединяется роговая обманка, биотит, реже гиперстен или оливин. При повышении содержания кварца выделяется кварцевый монцонит (рис. 10.19). Типичной для данных пород является пойкилитовая и монцонитовая структуры (последняя характеризуется резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к ортоклазу) и массивная текстура.

Жильные породы представлены *микросиенитами, сиенит-порфирами, сиенит-пегматитами, сиенит-аплитами и лампрофирами* (ортоклазбиотитовыми и ортоклаз-роговообманковыми).

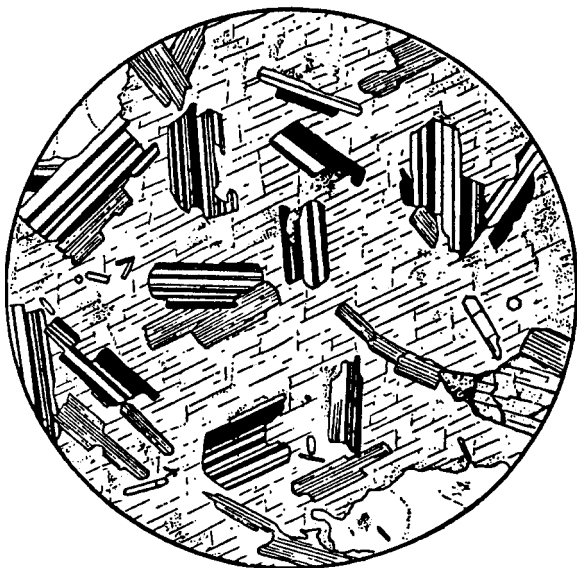


Рис. 10.19. *Кварцевый монцонит (Овернь, Франция).*

Таблицы сдвойнированного плагиоклаза, зерна авгита и чешуйки биотита пойкилитически включены в ортоклаз. В нижнем правом углу расположено зерно кварца с неровными очертаниями.

Из работы (Hatch et al., 1972).

Сиениты ассоциируют с одной стороны с габбро, образуя совместно с ними дифференцированные массивы, с другой стороны, с гранитами, слагая их краевые части. Значительно реже сиениты слагают самостоятельные массивы, к некоторым из которых приурочены месторождения железных руд (горы Высокая и Благодать на Урале).

Вулканические породы

Средние вулканические породы повышенной щелочности представлены трахитами (кайнотипные) и трахитовыми порфирами (палеотипные), доля которых в строении земной коры незначительная.

Трахиты имеют серые, желтоватые и розоватые окраски и шероховатую поверхность. Последнее свойство дало название породе [греческое ‘*трахис*’ - шероховатый или неровный]. Они имеют большей частью порфировое, реже афировое строение (рис. 10.20). Главными минералами являются санидин, анортотлаз и плагиотлаз, имеющий состав от лабрадора до андезина. Среди цветных минералов встречается роговая обманка, биотит, реже моноклинный или ромбический пироксены.

Вкрапленники составляют небольшую часть породы и сложены калиевым полевым шпатом и плагиотлазом, соотношение между которыми сильно меняется. Для основной массы характерно небольшое количество стекла и наличие микролитов преимущественно калиевого полевого шпата. Типична для них трахитовая (микролиты калиевого полевого шпата, ориентируясь в одном направлении, обтекают вкрапленники), реже ортофировая (изометричные и короткостолбчатые зерна калиевого полевого шпата) структуры и флюидальная текстура.



Рис. 10.20. Трахит (Сольфатара, Неаполь, Италия).

Фенокристаллы представлены санидином, ортоклазом, роговой обманкой и авгитом, основная масса сложена санидиновыми пластинками и стеклом. Трахитовая структура. Из работы (Hatch et al., 1972).

В зависимости от состава цветных минералов различаются биотитовые, роогобманковые, пироксеновые и смешанные разновидности.

Палеотипные аналоги трахитов - трахитовые порфиры содержат ортоклаз, микроклин, альбитизированный плагиоклаз, частично замещенные цветные минералы и разложенное стекло.

Из-за высокой вязкости расплава трахиты редко формируют потоки и пирокластические образования, чаще встречаются экструзии. Нередки также дайковые тела.

Трахиты часто ассоциируют с базальтами или фонолитами, совместно с которыми встречаются на островах Тихого, Индийского и Атлантического океанов. Широко известны трахиты в Армении, Приморье, Крыму. На Кольском п-ве они залегают в пределах средних частей разрезов раннепротерозойских Печенгской и Имандра-Варзугской структур, где ассоциируют с трахибазальтами.

10.3.3. Щелочные породы среднего состава

Щелочные породы среднего состава распространены ограничено. Среди них выделяются плутонические (щелочные сиениты и нефелиновые сиениты) и вулканические (щелочные трахиты, фонолиты и лейцитофиры) образования.

Плутонические породы

Наиболее распространенными являются щелочные сиениты, среди которых выделяются калиевые и натриевые типы.

Щелочные сиениты не имеют в своем составе фельдшпатоидов. Они обладают средне- и крупнозернистой, гипидиоморфнозернистой структурой, массивной или трахитоидной текстурой. Они сложены калиевым полевым шпатом, альбитом, щелочным амфиболом или пироксенами, биотитом. Содержание щелочных полевых шпатов достигает 80-85%. В калиевых щелочных сиенитах цветной минерал представлен биотитом и роговой обманкой, а в натриевых - пироксенами (эгирином, эгирин-авгитом) и амфиболами (рибекитом, арфведсонитом). В качестве второстепенных минералов может присутствовать титаноавгит, нефелин, оливин, гранат.

Среди щелочных сиенитов выделяются *нордмаркиты* (кварцевые щелочные сиениты), *пуласкиты* (щелочные сиениты с титанистым лепидомеланом, эгирином-авгитом, эгирином, баркевикитом, арфведсонитом и эккерманитом), *лаурвикиты* (с иризирующими полевыми шпатами) и *умптекиты* (щелочные сиениты с арфведсонитом и эгирином). Выходы лаурвикита, являющегося декоративным камнем, залегают в окрестностях г.Осло Норвегии (рис. 10.21).



Рис. 10.21. *Лаурвикит* или *ларвикит* (Ларвик, Норвегия).

Порода сложена титано-авгитом (крап), лепидомеланом (полосатый), оливином (высокий рельеф), нефелином, анортотлазом (со спайностью) и титаномагнетитом. Апатит в виде призматических зерен. Из работы (Hatch et al., 1972).

Щелочные сиениты слагают самостоятельные массивы в форме лаколитов или образуют сложно построенные плутоны совместно с нефелиновыми сиенитами, щелочными гранитами или щелочными габбро.

Нефелиновые сиениты содержат в своем составе фельдшпатоиды и обладают крупнозернистым строением. Главные минералы представлены калиевым полевым шпатом и альбитом, составляющими 60-70%, нефелином (10-30%), щелочными пироксенами и амфиболами, высокожелезистым биотитом (10-25%); акцессорные минералы: апатит, титанит, циркон, магнетит, ильменит, флюорит, эвдиалит и тантало-цирконо-силикаты; вторичные минералы: содалит, канкринит, цеолиты, натриевая слюда.

Количество нефелина в них варьирует в широком пределах. Полевые шпаты представлены альбитом, микроклином, ортоклазом и микропертитом, количественные соотношения, между которыми сильно варьирует. Пироксены представлены эгирином, реже титаноавгитом, амфиболы - арфведсонитом, а биотит - лепидомеланом.

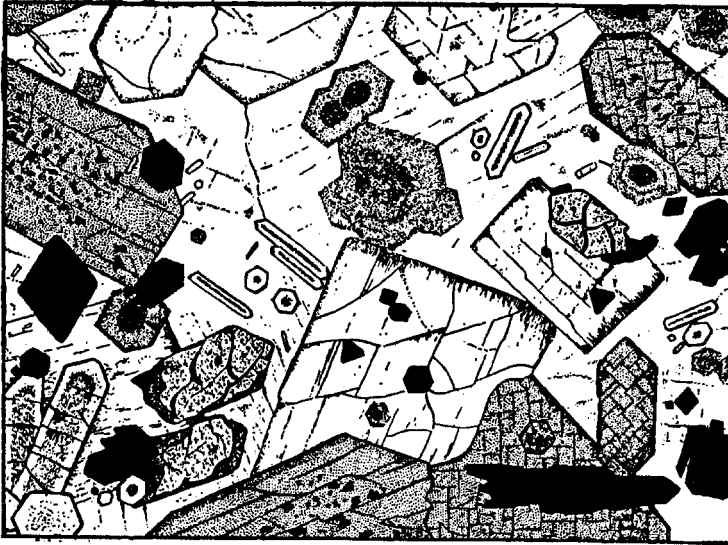


Рис. 10.22. Гаюин-оливиновый малиньит (Оденвальд).

Идиоморфные кристаллы оливина (с высоким рельефом), эгирина (крап), нефелина (таблицы) и замутненного зонального нозеан-гаюина (ромбоидальные, крап) пойкилитически включены в ортоклаз. Мелкие кристаллы апатита содержат в центре магнетит. Из работы (Hatch et al., 1972).

Разновидностями нефелиновых сиенитов являются *луявриты* (содержат до 45-50% нефелина), *миаскиты* (слюдяные разновидности, для которых установлено равное содержание калиевого полевого шпата и альбита, до 5-10% лепидомелана), *мариуполиты* (полевой шпат представлен только альбитом, содержание которого составляет 50-70%), и *фойяиты* (пониженное содержание щелочных амфиболов и пироксена, резкое преобладание калиевого полевого шпата над альбитом). Переходной разновидностью между нефелиновым сиенитом и шонкинитом является малиньит, который встречается в провинции Онтарио Канады (рис. 10.22).

Он содержит 30-60% темноцветных минералов (эгиринов-авгит и биотит) при равновесном соотношении ортоклаза и нефелина.

Нефелиновые сиениты часто образуют небольшие самостоятельные тела в виде штоков, лакколлитов или лополитов. Они также ассоциируют со щелочными гранитами или нефелиновыми сиенитами. В пределах Кольского п-ва они слагают значительную часть Хибинского и Ловозерского плутонов, вмещающих крупные месторождения апатит-нефелиновых руд.

Генезис

Относительно генезиса нефелиновых сиенитов предложено несколько гипотез, основанных на природных наблюдениях и экспериментальных работах.

Ассимиляционная гипотеза, разработанная Р.Дэли, С.Шэндом и рядом других исследователей, является наиболее ранней. Согласно данной гипотезе, щелочные расплавы возникают из базальтовых или гранитных магм в результате их десиликации (обеднения кремнеземом) при взаимодействии с карбонатными вмещающими породами. При ассимиляции карбонатных пород происходит образование в магме метасиликатов кальция и магния, последующее удаление которых приводит к обеднению кремнеземом и кристаллизации нефелина вместо полевого шпата.

Гипотеза газового переноса щелочей, предложенная К.Смитом, предполагает, что при медленной кристаллизации больших объемов базальтовых магм выделяются летучие, которые поднимаются по разломам в верхнюю часть земной коры. Летучие переносят наиболее легкоплавкие элементы, что приводит к формированию тел щелочных пород.

Гипотеза кристаллизационной дифференциации, разработанная Н.Боуэном для базальтовой магмы, ранее применялась и для объяснения происхождения щелочных пород. Согласно Н.Боуэну, при кристаллизации базальтовой магмы состав остаточной жидкости может иметь не только гранитный состав, но и сиенитовый (трахитовый), если будет удален избыток кремнезема. При кристаллизации лейцита из такой жидкости и его отделении каким-то образом от жидкости, в дальнейшем он превратится в смесь нефелина и калиевого полевого шпата, что приводит к образованию нефелинсодержащих пород. По-видимому, как частный случай, такие превращения могут осуществляться в природе, но на их основе трудно объяснить формирование крупных плутонов нефелиновых сиенитов.

Жильные породы

Асхитовые жильные породы представлены тингуаитами и нефелинсиенитовыми порфирами. *Тингуаиты* - это мелкозернистые или афанитовые породы, сложенные нефелином, иголочками эгирина с примесью щелочного амфибола и лепидомелана (рис. 10.23). Они широко развиты в пределах Хибинского плутона. *Нефелин-сиенитовые порфиры* отличаются от тингуаитов полнокристаллическими структурами.

Диасхитовая группа представлена *нефелиновыми пегматитами, нефелин-сиенитовыми аплитами и лампрофирами*.

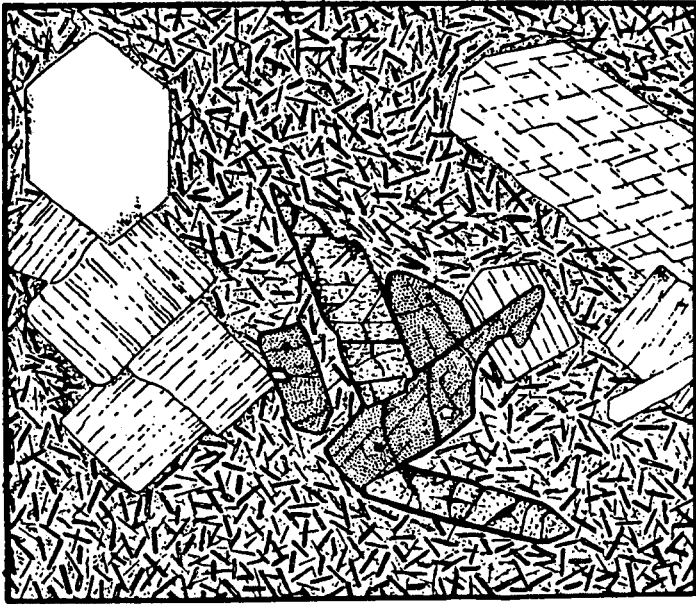


Рис. 10.23. Порфировый эгириновый фонолит или тингуаит (Бразилия).

Фенокристаллы представлены нефелином (базальная спайность по 3-ему пинакoidу), санидином, эгирином (тонкий край) и титанитом (грубый край). В основной массе преобладают микролиты эгирина. Из работы (Hatch et al., 1972).

Вулканические породы

Вулканические породы данной группы очень редки. Это преимущественно аналоги фельдшпатоидных сиенитов, среди которых выделяются фонолиты и лейцитофиры.

Фонолиты большей частью имеют порфировое, реже афировое строение. Они сложены санидином, нефелином, пироксенами (диопсид, эгирин), щелочными амфиболами и аксессуарными минералами. Различают нефелиновые фонолиты с фонолитовой структурой (идiomорфные кристаллы нефелина преобладают над санидином) и трахитоидные с трахитовой структурой с микролитами санидина, а также лейцитовые фонолиты, вкрапленники которых сложены лейцитом, санидином и нефелином).

Лейцитофиры отличаются от лейцитовых фонолитов присутствием во вкрапленниках только лейцита (рис. 10.24).

Фонолиты и лейцитофиры встречаются на островах Тихого, Атлантического и Индийского океана, островных дугах и в пределах рифтовых зон континентов (Восточная Африка). Они образуют купола и лавовые потоки, а также дайки с характерной тонкоплитчатой отдельностью.

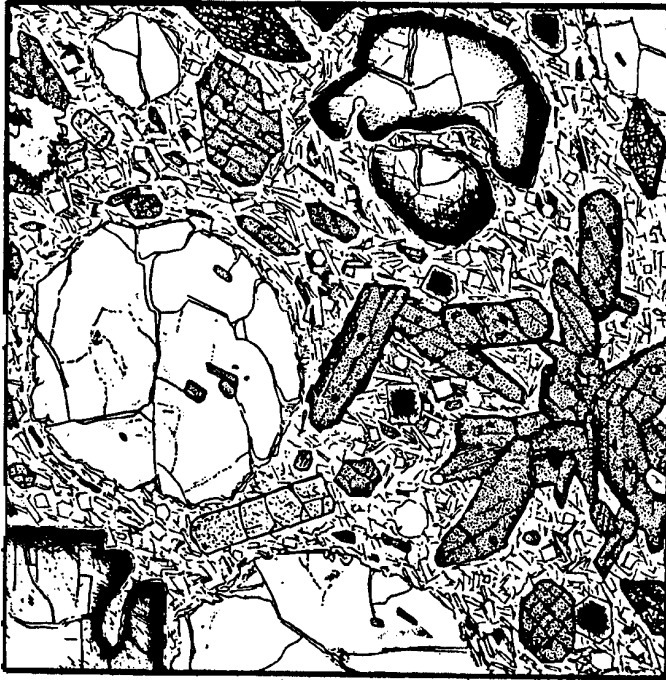


Рис. 10.24. Нозеановый лейцитифир (Эйфель).

Фенокристаллы лейцита и нозеана часто окаймлены оторочками эгирина. В основной массе - идиоморфные кристаллики нефелина и зерна санидина. Из работы (Hatch et al., 1972).

10.4. ГРУППА КИСЛЫХ ПОРОД

Группа пород кислого состава очень разнообразная по своему составу и условиям залегания. Среди них резко преобладают плутонические образования, которые объединяются общим термином гранитоиды. Их вулканическими аналогами являются риолиты и дациты. Роль гранитоидов в пределах земной коры очень велика. Они резко доминируют во многих докембрийских щитах и очень часто слагают значительные участки коры в более молодых областях.

Гранитоиды - это зернистые, существенно полевошпатовые породы, содержащие кварц как один из главных минералов. В гранитах его количество достигает 25-55%, а в гранодиоритах - 15-25%. Содержание темноцветных минералов варьирует от 5% в гранитах до 15-20% в гранодиоритах.

Разделение гранитоидов по минеральному составу производится на основании содержания кварца, соотношения калиевого полевого шпата и плагиоклаза, состава плагиоклаза (содержания в нем анортита), состава и количества темноцветных минералов.

Содержание SiO_2 в гранитоидах превышает 65%, они содержат повышенное количество щелочей (6.5-9%), пониженное CaO (0.5-4,5%) и железа (2-6%), и незначительное MgO (<2%). Отдельные разновидности четко различаются по содержанию кремнезема, кальция и щелочей.

Среди пород рассматриваемой группы достаточно условно выделяются породы нормальной щелочности (граниты, гранодиориты, риолиты и дациты), повышенной щелочности (граносиениты, рапакиви-граниты и трахириолиты) и щелочные (щелочные граниты, пантеллериты и комендиты).

10.4.1. Кислые породы нормальной щелочности

Среди пород данной группы, помимо гранитов, гранодиоритов и риолитов, выделяются плагиограниты, трондъемиты и другие разновидности.

Плутонические породы

Для гранитоидов нормальной щелочности установлена четкая взаимосвязь состава минеральных фаз: при увеличении содержания кварца уменьшается содержание анортита в плагиоклазе и уменьшается количест-

во темноцветных минералов, а в составе последних возрастает роль биотита.

По содержанию кварца выделяются собственно граниты (25-55%) и гранодиориты (15-25%). В гранитах преобладает плагиоклаз с 10-15% анортита, а в гранодиоритах - плагиоклаз с 20-30% анортита. По соотношению полевых шпатов различаются плагиограниты с пониженным количеством калиевого полевого шпата (<5%) и аляскиты, существенно калиевые, обедненные плагиоклазом (<10%) и темноцветными минералами.

Граниты имеют различную зернистость (мелко-, средне-, крупно- и грубозернистые), равномерную или порфировидную структуры и разнообразные текстуры (однородные или массивные, гнейсовидные, шаровые). Они сложены калиевым полевым шпатом (преобладает 35-40%), кварцем (25-35%), плагиоклазом (20-25%), биотитом (5-10%), роговой обманкой, пироксенами и, редко, железистым оливином (фаялитом) (рис. 10.25). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, монацитом, магнетитом, титанитом и рутилом.

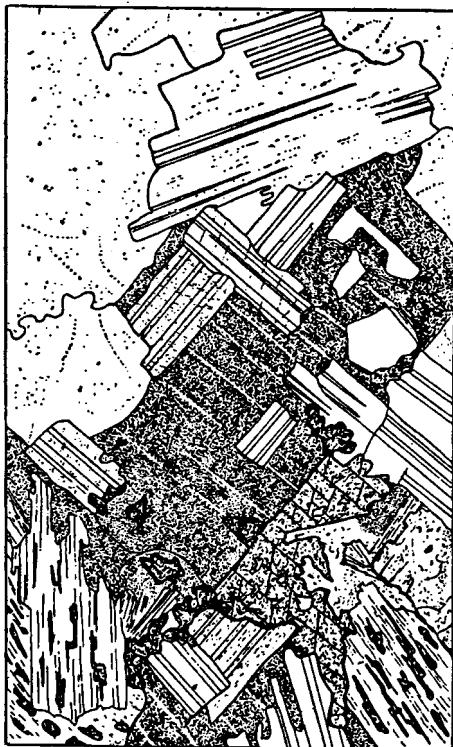


Рис. 10.25. Выветрелый гранит (Корнуэлл, Англия).

Порода сложена сильно каолинизированным ортоклазом (кран), относительно свежим альбитом, часто закономерно срастающимся с ортоклазом, слюдой включениями флюорита и кварцем, представленным в виде неправильных зерен и включений-ихтиоглиптов в ортоклазе. В верхней правой части расположено зерно топаза. Из работы (Hatch et al., 1972).

Плагиоклаз образует таблитчатые идиоморфные зерна, часто зональные, отвечающие по составу олигоклазу (№ 10-15). Калиевые полевые шпаты представлены микроклином и ортоклазом, для которых характерным являются пертиты распада. Состав их вкрапленников и зерен в основ-

ной массе близкий. Кварц развит в виде ксеноморфных, реже идиоморфных зерен с волнистым погасанием. Биотит представлен высокожелезистой разновидностью и образует неправильно пластинчатые зерна.

Для гранитов наиболее распространенной является гранитная структура, обусловленная идиоморфизмом полевых шпатов и ксеноморфизмом кварца. Реже встречается гипидиоморфнозернистая (относительный идиоморфизм калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца) и аплитовая (кварц более идиоморфный) структуры. При одновременной кристаллизации кварца и полевых шпатов образуется пегматитовая структура. Очень часто встречается мирмекитовая структура - появление вростков кварца в плагиоклазе на границе его с калиевым полевым шпатом (рис. 7.1). Относительно редко встречаются орбикулярные и шаровые граниты (рис. 10.26).

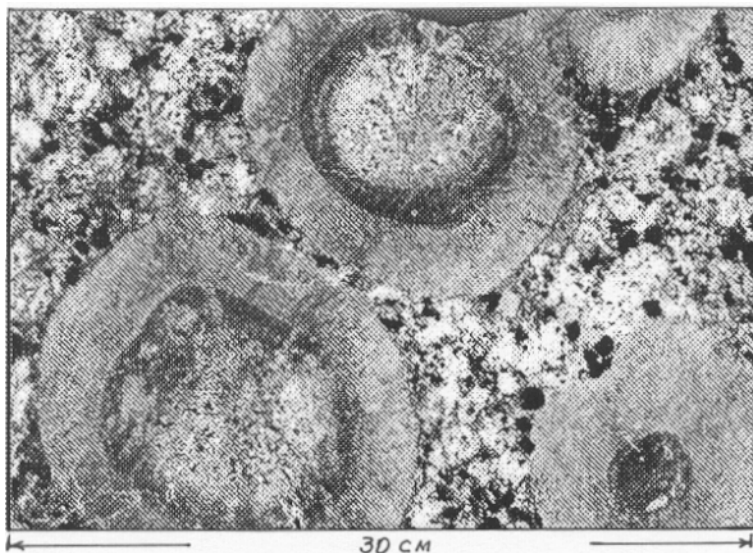


Рис. 10.26. Шаровой (орбикулярный) гранит (Кемиярви, Финляндии).

Внешняя зона шаров представлена микроклином с включениями кварца, средняя зона – плагиоклазом, ядро и основная масса сложена микроклином, плагиоклазом, кварцем (10%), амфиболом, биотитом и магнетитом.

По составу темноцветных минералов различаются биотитовые, биотит-роговообманковые, мусковитовые, двуслюдяные, турмалиновые, гиперстеновые. Лейкократовые граниты с низким содержанием плагиоклаза называют аляскитами, а граниты без калиевого полевого шпата относят к плагиогранитам.

Гиперстеновые граниты или *чарнокиты* встречаются в докембрийских областях. В их составе присутствует голубой кварц (около 40%), калиевый полевой шпат - микроклин и микроклин-пертит (около 50%), пониженное содержание плагиоклаза - олигоклаза или андезина (6%) и темноцветные минералы - железистый ортопироксен, роговая обманка, биотит, реже ди-

опсид. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, титанитом, титанитом, гранатом, магнетитом.

Гиперстеновые граниты очень часто ассоциируют с породами гранулитовой фации, приближаясь к ним по минеральным парагенезисам. Это дает основание предполагать метаморфический генезис таких гранитов.

Аляскиты - это лейкократовые породы, в составе которых преобладает калиевый полевой шпат - ортоклаз, микроклин или микропертит. Плагиоклаз представлен олигоклазом. Для них характерна гранитная или микропегматитовая структуры.

Плагиограниты - полнокристаллические различной зернистости породы с гипидиоморфнозернистой или гранитной структурой. Они содержат кварц (30-40%), плагиоклаз (>40%), калиевый полевой шпат (<5%), биотит и роговую обманку. Плагиоклаз представлен олигоклазом или, реже, андезином. Калиевый полевой шпат в них - ортоклаз, микроклин или микропертит. Акцессорные минералы - магнетит, апатит, циркон, титанит.

Гранодиориты - средне- и крупнозернистые, иногда порфировидные породы, которые отличаются от гранитов меланократовостью и меньшим содержанием кварца. В них содержится темно-серый кварц (15-25%), калиевый полевой шпат (0-20%), плагиоклаз, биотит и роговая обманка. Разности, бедные калиевым полевым шпатом, носят название *трондьемитов*.

Плагиоклаз в гранодиоритах отвечает по составу олигоклаз-андезину или андезину (20-40%An). Он часто образует зональные вкрапленники идиоморфной формы. Калиевый полевой шпат, представленный ортоклазом, пертитовым ортоклазом и микроклином, большей частью слагает ксеноморфные зерна. Крупные его зерна часто содержат включения плагиоклаза. Из темноцветных минералов преобладает темно-зеленая роговая обманка, нередко окруженная биотитом. Изредка в гранодиоритах присутствует диопсид и гиперстен самостоятельно или в ассоциации с роговой обманкой и биотитом. В последнем случае они часто включены в роговую обманку.

Гранодиориты имеют преимущественно гипидиоморфнозернистую структуру и разнообразные текстуры - однородные и неоднородные (такситовые), неориентированные и ориентированные (план-параллельные), массивные и гнейсовидные.

Вторичные изменения в гранитах и гранодиоритах выражаются в сосюритизации плагиоклаза, хлоритизации биотита, роговой обманки и пироксена. Выветривание гранитов приводит к замещению полевых шпатов

глинистыми минералами и опалом. Граниты могут подвергаться метасоматическим изменениям с образованием грейзенов.

По условиям залегания, форме и размерам плутонические тела кислого состава могут быть разделены на следующие группы: 1) гранитоиды, залегающие в форме мигматит-плутонов и занимающие огромные площади среди глубокометаморфизованных пород на докембрийских щитах; 2) гранитоиды, образующие батолиты, приуроченные к складчатым областям; 3) гранитоиды, слагающие дайки, штоки и лакколлиты, приуроченные к разломам и развитые в складчатых, реже платформенных областях; 4) гранитоиды, входящие совместно с другими породами в состав сложных интрузий, в том числе многофазного строения.

Граниты являются членами габбро-плагиогранитных, габброгранитных, диорит-плагиогранитных, габбро-сиенитовых и других серий.

С гранитоидами нормального ряда связаны месторождения многих полезных ископаемых: меди, олова, молибдена, вольфрама, золота, урана. К пегматитам приурочены месторождения редких металлов, драгоценных камней, слюды, берилла и сподумена.

Жильные и дайковые породы

Жильные и дайковые афировые породы представлены *микрогранитами, микрогранодиоритами* (рис. 10.27), *микроплагиогранитами* или *жильными гранитами и гранодиоритами*.

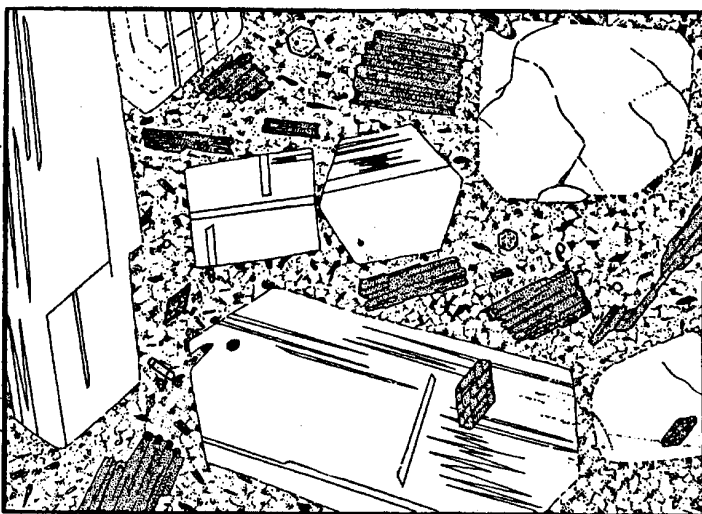


Рис. 10.27. Порфировидный микрогранит (Британская Колумбия).

Фенокристаллы кварца, зонального плагиоклаза, роговой обманки и биотита погружены в основную массу, сложенную теми же минералами. Из работы (Hatch et al., 1972).

Помимо их, выделяются *аплиты* (микрозернистые) и *пегматиты* (крупно- и гигантозернистые), имеющие лейкократовый облик (рис. 10.28).

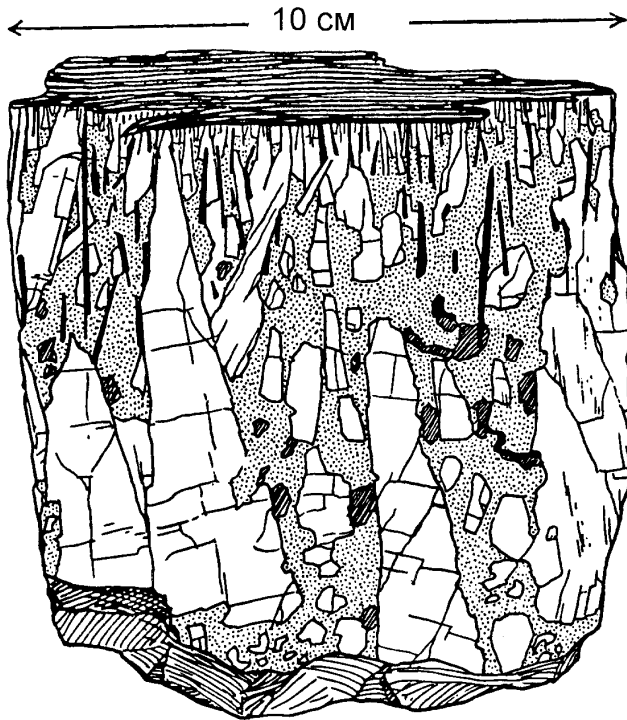


Рис. 10.28. Блок-диаграмма гранитного пегматита (Корнуэл, Англия).

Кристаллы пертита (незакрашенные), кварца (крап), турмалина (черный игольчатый) и биотита (штриховка) расположены перпендикулярно к кровле тела. Из работы (Hatch et al., 1972).

Среди гранитных пегматитов, в зависимости от глубин формирования и состава, выделяются несколько типов (в порядке уменьшения глубины формирования): керамический, слюдоносный (мускавитовый), редкометалльно-слюдоносно-керамический, редкометалльный, редкометалльно-редкоземельный (амазонитовый) и хрусталеносный (Гордиенко (1996).

Вулканические породы

Кислые вулканические породы обычно содержат существенное количество стекла. Встречаются даже разновидности, сложенные только стеклом. Поэтому основное подразделение данных пород производится по химическому составу, главным образом по SiO_2 : выделяются риолиты (>73%), дациты (в среднем 66%) и промежуточные разновидности - риодациты.

До конца 60-ых годов XX века из-за высокого содержания SiO_2 господствовало представление о крайне высокой вязкости расплавов кислого состава. В последующем было установлено, что кислые породы могут иметь различную вязкость в зависимости от содержания и состава летучих, что обуславливает не только различия в физических свойствах, но в петрографическом облике.

Выделяют две группы: первая сформировалась из вязкой малоподвижной магмы, а вторая, преобладающая, из весьма подвижной.

Как установлено экспериментальными работами Д.С.Коржинского, П.Вилли и О.Таттла, А.А.Маракушева и других исследователей, среди флюидов, входящих в состав магм, выделяются *магмофильные* (P_2O_5 , HF, Li_2O , B_2O_3), которые значительно понижают температуру кристаллизации расплава и неохотно от него отделяются, и *магмофобные* (CO_2 , NH_3 , SO_3), стремящиеся при понижении температуры покинуть расплав. Вода занимает промежуточное между ними положение. Повышенные содержания магмофобных летучих в расплаве приводит к быстрому их отделению при извержении, что сопровождается взрывом. И в результате расплав становится высоко вязким.

Магмофильные флюиды, долгое время удерживающиеся в расплаве, обуславливают его подвижность, повышая способность к ликвационному расщеплению.

Высоковязкие вулканы кислого состава

Кайнотипные разновидности представлены риолитами и дацитами, а палеотипные - риолитовыми и дацитовыми порфирами. Последние развиты более широко из-за редкости современных извержений кислого расплава и большой неустойчивостью кислых стекол. Стекловатые вулканические породы подразделяются на обсидианы, перлиты и пехштейны, которые различаются, прежде всего, содержанием воды: соответственно <1, 2.5-6, 6-10%.

Риолиты (устаревший термин липарит) - представляют собою порфировые, реже афировые породы черного, бурого и темно-серого цвета с раковистым изломом. Ранее аналогичные породы носили название липаритов. Обычно количество порфировых вкрапленников невелико - не более 5-15% от массы породы. Они распределены неравномерно и приурочены к отдельным микрослойкам. Реже они образуютglomerовидные или гомеогенные сростки. Главные минералы - кварц, плагиоклаз, санидин; второстепенные - биотит; аксессуарные - апатит, циркон, реже титаномagnetит и magnetит.

Кварц слагает вкрапленники достаточно крупного размера округлой или изометричной формы, часто корродированные. Плагиоклаз представлен во вкрапленниках в виде таблитчатых широких однородных, реже зо-

нальных зерен. В нем содержится 25-35% анортита, он часто полисинтетически сдвойникован. Плагиоклазовые микролиты основной массы имеют несколько более кислый состав. Санидин образует также широкие таблицы с хорошо выраженной спайностью и простыми двойниками. Биотит встречается только в виде редких вкрапленников и часто опациitized.

Основная масса риолитов содержит значительное количество стекла (витрофировая структура). Однако большей частью в стекле содержится то или иное количество микролитов плагиоклаза, сферолитов (сферолитовая структура) или, реже, кристаллитов. Размеры сферолитов варьируют от миллиметров до нескольких сантиметров. Часто риолиты имеют фельзитовую структуру. Текстура их массивная, полосчатая, флюидальная, реже миндалекаменная.

Дациты отличаются от риолитов минеральным составом при значительной близости их структурно-текстурных особенностей. Главные минералы представлены плагиоклазом и кварцем, второстепенные - роговой обманкой и авгитом, аксессуарные - апатитом, титанитом и магнетитом. Кварц в дацитах, как и в риолитах, образует изометричные вкрапленники. Плагиоклаз встречается в виде таблитчатых вкрапленников (№ 40-45, реже до 50) и лейст (более кислого состава) в основной массе. Амфибол встречается достаточно редко и большей частью он опациitized. Авгит, если присутствует, образует единичные фенокристаллы.

Кайнотипные вулканические породы развиты редко и чаще встречаются в областях молодого вулканизма. Палеотипные породы из-за изменений теряют стеклянный блеск и раковистый излом. Калиевой полевой шпат в них пелитизируется, плагиоклаз мутнеет и делается непрозрачным, он часто переходит в смесь альбита, серицита и эпидота. В данных породах никогда не сохраняется санидин, который преобразуется в ортоклаз, реже микроклин. При распаде вулканического стекла вначале развивается тонкий агрегат кварца и полевого шпата, и возникают вторичные относительно крупные сферолиты, лучи которых могут рассекают первичную полосчатость или флюидальность.

Рассмотренные плутонические и вулканические кислые породы различаются не только отсутствием или присутствием вулканического стекла, но и минеральным составом, степенью упорядоченности и порядком кристаллизации. Так санидин, обычный минерал кислых вулканитов, не встречается в плутонитах. Биотит и роговая обманка, постоянно присутствующие в гранитоидах, достаточно редко встречаются в вулканитах. Состав

плагиоклаза в гранитах обычно отвечает № 10-20, тогда как в риолитах он не опускается ниже № 25, а в дацитах повышается до № 40-50. Существуют различия в составе калиевых полевых шпатов и биотита, а также в содержании акцессорных минералов. Минералы вулканических пород имеют меньшую степень упорядоченности. Различия в порядке кристаллизации можно продемонстрировать на примере кварца: в вулканитах он выделяется первым, а в гранитоидах - чаще последним.

Помимо кислых вулканитов лавовой природы широко развиты вулкано-обломочные образования - лавовые брекчии и туфы.

Лавовые брекчии образуются при передвижении вязкой полужастывшей лавы по земной поверхности, взламывании верхних или нижних частей потоков уже частично затвердевшей лавы и цементацией их расплавом.

Туфы и вулканические брекчии формируются в результате взрывной деятельности при отделении магмофобных летучих соединений. Часто общий объем пирокластического материала превышает объем лав. Наряду с пепловыми частицами образуются бомбы, которые могут отлагаться в виде бомбовых горизонтов, цементом которых служит пирокластический материал сходного состава. Одним из отличий пирокластов от лав является обломочный характер кварца.

С пирокластическими породами кислого состава очень часто ассоциируют породы вулкано-осадочного происхождения - *туффиты* и *туфогенные песчаники*, формирующиеся при транспортировке тефры по земной поверхности с образованием слоистости.

Поступление кислых вулканитов на земную поверхность происходит через вулканы центрального типа. В связи с высокой вязкостью, лавовые потоки распространены ограничено, они отличаются большой мощностью (до 100-150 м) при незначительной протяженности (не более первых км). Лавовые потоки большей частью имеют однородное строение, реже верхние и нижние части сложены перлитом или обсидианом, а центральная - риолитом. Часто можно наблюдать чередование флюидально-полосчатых разновидностей с массивными сферолитовыми лавами и лавовыми брекчиями.

Среди вулканитов кислого состава достаточно часто встречаются экзотрузии, имеющие форму куполов, усеченных пирамид и игл высотой до 50-300 м. Купола часто окружены шлейфом агломератовых брекчий, возникших в результате растрескивания вязкой магмы в момент роста куполов.

Пласты пирокластических пород из-за неустойчивости пеплового материала и повышенной кислотности грунтовых вод легко литифицируются и превращаются в монолитную породу - туф.

В наземных условиях по мере удаления от центров извержений относительно мощные, быстро выклинивающиеся линзы грубообломочных туфов сменяются более протяженными пластами тонкообломочных туфов, для которых характерна остроугольная форма пеплового материала и отсутствие его сортировки. В подводных условиях наблюдается переход от грубообломочных к мелкообломочным туфам, затем к туффитам и туфогенным песчаникам, в строении разрезов которых наблюдается цикличность, ритмичность и различная степень сортированности материала.

Среди субвулканических образований выделяются дайки, штоки и межпластовые тела, напоминающие лакколиты, а также некки и жерловины.

Низковязкие вулканы кислого состава

Породы данной группы распространены значительно шире, чем кислые породы вязких магм. В некоторых районах объемы их достигают несколько сотен километров.

Содержание SiO_2 в них колеблется от 63 до 75%. В наиболее кислых разновидностях содержание щелочей и кали-натриевого отношения близко к вулканикам вязких магм. Породы с более низкими содержаниями кремнезема уже ближе не к дацитам, а кварцевым латитам.

Генезис пород данной группы остается до настоящего времени дискуссионным. П.Маршал в 1935 году обозначил их общим термином *игнимбрит* или спекшиеся туфы. В пользу их пирокластического происхождения свидетельствовали значительные ареалы развития и предположение о высокой вязкости кислых магм, что препятствовало их растеканию. Однако начиная с 60-ых годов, в результате наблюдений извержений из действующих вулканов, наиболее популярной стало представление о формировании их в результате извержения флюидонасыщенной магмы в виде горячих облаков.

Кайнотипные игнимбриты обладают черным, иногда красно-бурым или темно-серым обликом. Для них характерно наличие лепешек стекла (фьяммы) с растрепанными или расщепленными краями, залегающими согласно флюидалности (рис. 10.29). Размер фьямме может достигать 2-4 см

в поперечнике. Они отличаются от скрепляющей их массы по цвету и текстурным особенностям.

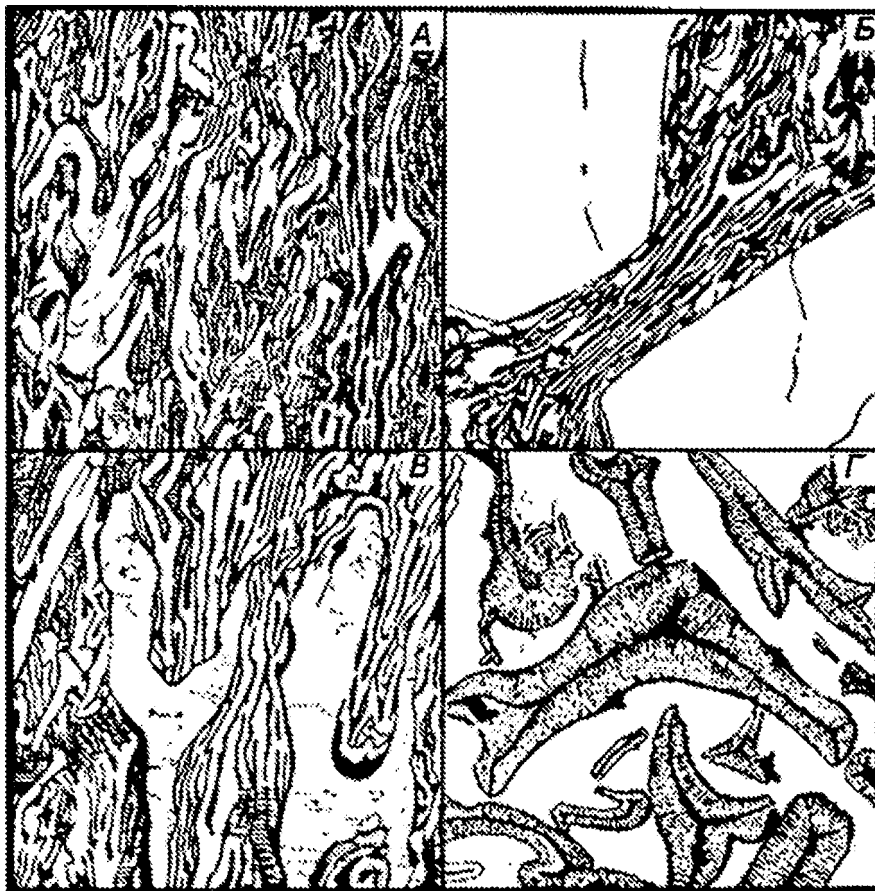


Рис. 10.29. Микрорисовки игнимбритов из штата Орегон (А), Йеллоустонского национального парка (Б), штата Айдахо (В) и гор Валлис, Нью-Мексико (Г).

А и В: обломки пемзы с толстыми стенками погружены в связующую массу обломков стекла с тонкими стенками и более сложной формы. Б: обломки пемзы зажаты между крупными зернами кварца. Г: частично девитрофицированный игнимбрит с отдельными обломками стекла, раскристаллизованными в сростки кристобалита и санидина. Из работы (Hatch et al., 1972).

Для игнимбритов характерно присутствие большого количества фенокристаллов (до 35-40% в породах риолитового состава и до 50% дацитового состава), имеющих остроугольную форму. Данная форма возникла в результате их растрескивания, а не распыления в воздухе. Вкрапленники имеют многоэтапную историю образования. Фенокристаллы в риолитах представлены кварцем, плагиоклазом (№ 40-45), калиевым полевым шпа-

том, биотитом, магнетитом и, реже клинопироксеном; в дацитах - плагиоклазом, биотитом, клинопироксеном, гиперстеном и магнетитом. Основная стекловатая масса игнимбригов не содержит микролиты и сферолиты. Типичны флюидалные или пепловые текстуры. Устанавливается различие в составе вулканических стекол, участвующих в строении одной и той же породы, что свидетельствует в пользу ликвационной их природы.

Покровы игнимбригов обладают не только большими объемами, но и зачастую слагают огромные площади. В связи с большой подвижностью они способны выравнять рельеф. Выделение отдельных единиц в полях игнимбригов затруднительно. Большей частью наблюдается неупорядоченное чередование разновидностей с пепловидной и флюидалной текстурой, между которыми существуют постепенные переходы. В нижней части отдельных потоков можно выделить породы пепловидного строения, которые сменяются вверх по разрезу породами с флюидалной текстурой, а затем вновь пепловидными разновидностями, что объясняется различным режимом отделения магмофобных и магмофильных флюидов из различных порций расплава. Наряду с покровами, развиты и субвулканические межпластовые тела типа силлов, а также дайки.

Особенностью игнимбригов является приуроченность их к вулканическим поясам, в которых они являются членами вулкано-плутонических ассоциаций. Извержение игнимбригов сопровождается образованием кальдер и вулкано-тектонических депрессий.

Вулканические породы кислого состава применяются в качестве строительного и облицовочного материала. Особенно широко используются игнимбригоподобные породы, например, в Армении. Пемза также издавна используется в качестве абразивного материала. Перлиты благодаря способности к вспучиванию применяются как изоляционный и абсорбентный материал.

С вулкано-плутоническими ассоциациями связаны месторождения благородных, редких и радиоактивных металлов.

Генезис

Вопросы генезиса плутонических образований кислого состава (гранитоидов) долгое время являлись предметом дискуссий, что было обусловлено наличием признаков, указывающих, с одной стороны, на ультраметаморфическое или метасоматическое их происхождение (постепенные переходы от гранитоидов к вмещающим породам, широкое развитие порфи-

робластеза, переходы от полей мигматитов к массивным гранитам и др.), а с другой стороны, на магматический генезис, что находило свое подтверждение в результатах экспериментальных работ.

Американские петрологи Н.Боуэн и О.Таттл (Tuttle, Bowen, 1958) установили, что при кристаллизации синтетической системы *Ab-Or-Q* при повышении P_{H_2O} от 50 МПа до 1 ГПа происходит смещение котектической линии, разделяющей поля устойчивости кварца и полевых шпатов в сторону последних. И при P_{H_2O} 360 МПа система становится эвтектической, т.е. кварц и полевые шпаты кристаллизуются совместно. По мере дальнейшего увеличения P_{H_2O} эвтектическая точка сдвигается в сторону *Ab* (до 56% при давлении $P_{H_2O} = 1$ ГПа). При нанесении анализов природных образцов гранитоидов и кислых вулканитов на эту же диаграмму были выявлены два температурных трога, первый из которых располагается на линии *Q* - (*Ab-Or*) (соответствует гранитам), а второй - на линии *Ab-Or* (соответствует сиенитам). Эти данные рассматриваются как доказательство существования гранитных магм.

Экспериментальные исследования по плавлению природных образцов подтвердили возможность образования гранитов в результате процессе палингенеза (Winkler, Platen, 1958; Платен, 1967; Рингвуд, Грин, 1968 и др.). Например, полное или частичное плавление осадочных пород происходит при температуре 620-950°C при содержании H_2O от 0.5 до 9%. Повышение содержания H_2O понижает температуру и увеличивает степень плавления. При геотермическом градиенте 30 град/км полное плавление в условиях насыщенности водой (около 9%) произойдет на глубине около 20 км и при температуре 635°C. При меньшем содержании воды плавление произойдет на меньшей глубине. Существенное снижение температуры плавления связано также с влиянием HF , Li_2O , P_2O_5 и ряда других летучих компонентов. К палингенным образованиям относят, например, диорит-плагиогранитную формацию, широко развитую на докембрийских щитах, включая Балтийский.

Н.Г.Судовиков (1964) для объяснения происхождения гранитов больших глубин применил теорию метасоматоза. Аргументами послужили такие факты, как отсутствие резких контактов между гранитами и вмещающими породами, их согласное залегание, широкое развитие во вмещающих породах порфиробластов калиевого полевого шпата и другие.

Д.С.Коржинский считал, что граниты не могут иметь метасоматический генезис, так как при интенсивном метасоматозе должна образоваться

мономинеральная порода. Он выдвинул гипотезу образования гранитов путем магматического замещения с участием «свозьмагматических» растворов. «Свозьмагматические» растворы вначале вызывают региональный метаморфизм горных пород, а затем их расплавление. Проходя далее через магму, они обуславливают формирование пневматолитовых и гидротермальных растворов.

Небольшая часть гранитного расплава может образоваться в результате дифференциации мантийных магм основного состава. Подобная концепция первоначально была выдвинута на основании анализа экспериментальных данных для двух-, трех- и четырехкомпонентных силикатных систем. Принципиальная возможность образования остаточных расплавов гранитного состава в ходе кристаллизации толеит-базальтовых магм была получена при изучении лавового озера Алаэ на острове Гавайи в ходе его застывания (Wright, Peck, 1978). После выделения первоначально оливина, затем клинопироксена, клинопироксена с плагиоклазом, и на конечной стадии титаномagnetита, образовалось интерстициальное стекло кислого состава, содержащее до 75% SiO₂. Оно также содержит 5.5% K₂O, что отвечает низкокалиевому плагиограниту. Однако образование подобного стекла достигается только в закрытой системе при очень высоких степенях кристаллизации базальтовых магм, поэтому количество гранитного остатка должно быть невелико.

На основе геохимических данных Чапелл и Уайт (1974) все гранитоидные породы разделили на два типа: *I*- и *S*-типы. В основу разделения был положен источник расплава – соответственно изверженные (*igneous*) или осадочные (*sedimentary*) породы. Позднее Уайт (1979) предложил выделять *M*-тип гранитоидов, которые образуются путем плавления субдуцирующейся океанической коры и нижележащей верхней мантии, а Лойселл и Ванс (1979) – *A*-тип. Под литерой *A* подразумевались такие характеристики, как *anhydrous* (безводная) или *anorogenic* (внедрение в условиях расширения). По мнению Лойселла и Ванса *A*-тип гранитоидов формируется вдоль рифтовых зон в пределах стабильных континентальных блоков. Этому типу гранитоидов соответствуют так называемые внутриплитные (WPG – *within-plate granites*) гранитоиды, выделенные Пирсом (Pearce et al., 1984) для континентальных рифтовых зон, кратонов и океанических островов.

Для *A*-типа гранитоидов характерным являются высокие отношения FeO_{общ}/MgO, K₂O/Na₂O, повышенные концентрации PЗЭ, Zr, Nb и Ta, и

низкие - CaO, Al₂O₃, Sc, Ba, Sr и Eu. По химическому составу они образуют ряд граносиениты - граниты, а по содержанию щелочей выделяются агпайтовые и умеренно глиноземистые разновидности. Некоторые исследователи в состав *A*-гранитоидных комплексов включают и щелочные недосыщенные породы, представленные щелочными сиенитами и нефелиновыми сиенитами.

Геологическая природа *A*-гранитов является наиболее спорной, хотя процессы, приводящие к их образованию, играют большую роль в формировании земной коры. Для этого класса гранитоидов, внедряющихся в обстановке растяжения, существует несколько разных моделей их генезиса, согласно которым их формирование происходило в результате дифференциация базальтовых магм (а), коровой контаминация мантийных расплавов (б), плавления коровых гранулитов или предварительно дегидратированных метатоналитов-грано-диоритов (в), или плавления корового вещества под воздействием мантийных флюидов (г).

Эби (1990) разделил *A*-граниты на две подгруппы: *A*₁ и *A*₂. Граниты первой подгруппы характеризуется пониженными отношениями Y/Nb и Yb/Ta и представляют собой дифференциаты базальтовых магм, имеющих источник, сходный с базальтами океанических островов (*OIB*). Граниты второй группы характеризуются повышенными отношениями Y/Nb и Yb/Ta, формируясь в основном в постколлизиионных обстановках, и имеют смешанный корово-мантийный источник.

10.4.2. Кислые породы повышенной щелочности

К кислым породам повышенной щелочности относятся плутонические (граносиениты, рапакиви-граниты) и вулканические (трахириолиты), которые имеют относительно небольшое распространение.

Для кислых пород повышенной щелочности устанавливается пониженное содержание SiO₂ (от 45 до 49%) при повышенном содержании щелочей (4% и выше) и титана (до 2%), а также фосфора.

Плутонические породы

Характерным для плутонических пород, помимо относительно пониженного содержания кварца (15-25%), является низкое содержание анортита в полевых шпатах.

Граносиениты - мелко-, средне- и крупнозернистые породы, сложенные плагиоклазом (олигоклаз-андезин), калиевым полевым шпатом (микроклин, ортоклаз), кварцем, а также роговой обманкой, биотитом, реже клинопироксеном.

Граносиениты встречаются в краевых частях гранитных массивов или входят в состав габбро-граносиенит-гранитной серии. С некоторыми из них связаны контактово-метасоматические месторождения железа и меди.

Рапакиви - это крупно- и грубозернистые породы с характерными крупными (от 2-3 до 12 см) овоидными вкрапленниками калиевого полевого шпата, окруженного олигоклазом или альбитом. Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом или ортоклаз-пертитом, реже микроклином. Плагиоклаз может образовывать несколько генераций. Основная масса сложена калиевым полевым шпатом (ортоклаз или микроклин), темным кварцем, биотитом, роговой обманкой, редко железистым оливином. Акцессорные минералы представлены апатитом, флюоритом, монацитом, цирконом, магнетитом, титаномагнетитом. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, реже микропегматитовая, текстура массивная, реже ориентированная.

Рапакиви отличаются от гранитоидов и граносиенитов очень высокой железистостью фемических минералов, высоким содержанием калия (до 6,5%), пониженным натрия (около 2.5%) и низким магния.

Массивы рапакиви имеют большие размеры (до несколько тысяч км²) и развиты на платформах, где они формируются на небольших глубинах (до 3-5 км). Наиболее известными являются Выборгский и Салминский массивы в южной части Балтийского щита, Коростеньский на Украине и Бердяушский на Урале.

Вулканические породы

Кайнотипные породы (трахириолиты) встречаются очень редко. Гораздо чаще встречаются палеотипные аналоги - трахириолитовые порфиры, которые слагают обширные территории в орогенных областях.

Трахириолиты - это порфировые породы, содержащие крупные фенокристаллы калиевых полевых шпатов, реже плагиоклаза и биотита. В отличие от риолитов, они не содержат порфировые выделения кварца, но близки к ним по составу и структуре основной массы. В палеотипных поро-

дах калиевый полевой шпат замещен шахматным альбитом и пелитовыми частицами, плагиоклаз альбитизируется и серицитизируется, а стекло основной массы замещается кварц-полевошпатовым агрегатом.

10.4.3. Щелочные породы кислого состава

Щелочные породы кислого состава распространены ограничено.

Плутонические породы

Породы данной группы носят общее название щелочных гранитов. По минеральному составу от вышеописанных гранитоидов они отличаются наличием щелочных фемических минералов и отсутствием плагиоклаза, а по химическим особенностям - более высоким содержанием щелочей (>9%) и железа, и пониженным количеством кальция. Они сложены на 65% щелочным калиевым полевым шпатом (альбитом, микроклином, микропертитом), на 30% кварцем и на 5-10% эгирином, арфведсонитом и биотитом (рис. 10.30). Акцессорные минералы представлены астрофиллитом, лампрофиллитом, цирконом, апатитом, флюоритом и магнетитом. Щелочные граниты имеют преимущественно аллотриоморфнозернистую структуру, гнейсовидную или однородную текстуру.

По составу фемического минерала выделяются пироксеновые, амфиболовые или пироксен-амфиболовые разновидности.

Щелочные граниты являются наиболее характерными для фанерозоя и, в значительно меньшей мере, встречаются в докембрийских областях. Наибольшие объемы щелочно-гранитных магм образуются в областях тектоно-магматической активизации, которые имеют различную природу. Так в пределах консолидированных областей тектоно-магматическая активизация происходит на смежных с подвижными поясами территориях и в этом случае щелочно-гранитный магматизм проявляется на поздних стадиях активизации, завершая становление сиенитовых комплексов (Саяно-Тувинская и Монголо-Забайкальская провинции, области герцинской активизации Испании и Португалии, каледонские активизированные области Северной Америки). Размещение интрузий контролируется глубинными разломами, они имеют небольшие размеры (чаще несколько десятков км) и относятся к трещинному типу.

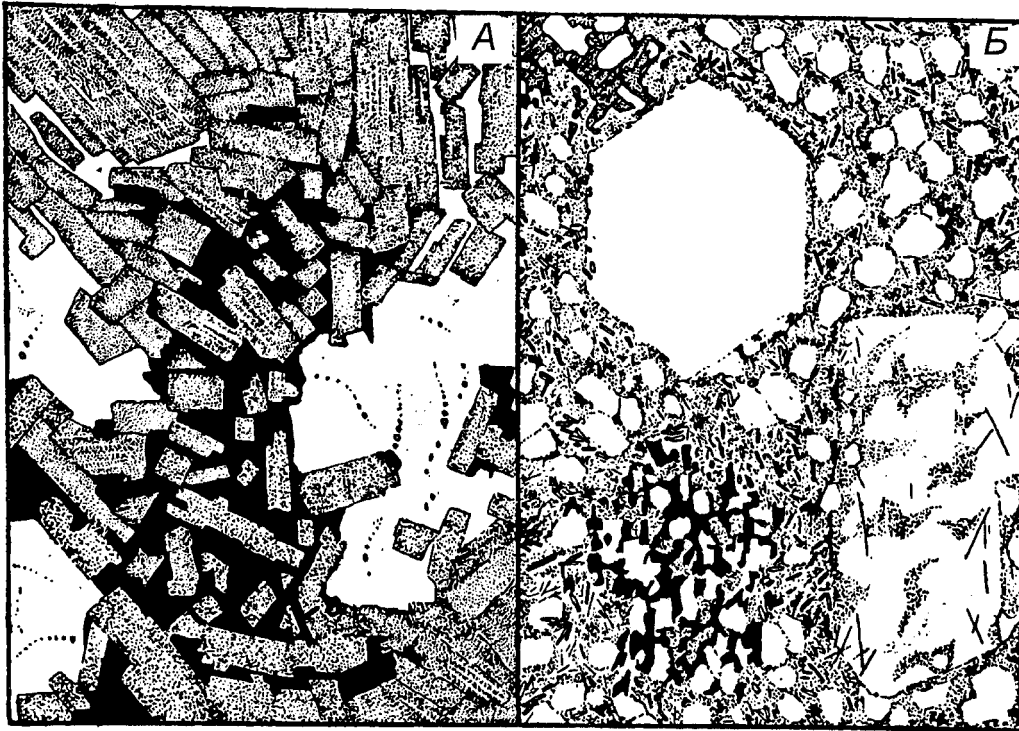


Рис. 10.30. Рибекитовый (А) и рибекит-акмитовый (Б) микрогранит (Шотландия).

А – щелочной полевой шпат (крап) сцементирован кварцем и рибекит (черный). Б – феннокристаллы β -кварца и щелочного полевого шпата погружены в основную массу с игольчатыми кристаллами акмита и агрегатами рибекита.

В пределах областей с автономной тектоно-магматической активизацией (палеорифтовые системы грабена Осло, Тянь-Шаня и Северной Монголии), а так же в областях типа “горячих точек” (молодые граниты Нигерии, северо-восток США и Восточная Австралия) массивы щелочных гранитов имеют штокообразную форму, иногда кольцевое строение. Размеры их выхода на поверхность более значительные (до 1000 км - массив Топсайл). Щелочные граниты ассоциируют с продуктами базальтоидного магматизма и являются их дифференциатами, так как в областях типа “горячих точек” подъем основных магм к поверхности затруднен. Это обеспечивает протекание процессов глубоко продвинутой дифференциации и корового анатексиса с образованием субщелочных и плюмазитовых гранитов.

В пределах современных внутриконтинентальных рифтов (система Восточно-Африканских рифтов) и океанических островов (Кергелен, Воз-

несения и Азорские) магматизм характеризуется бимодальным характером и проявление щелочно-гранитных магм объясняется процессами дифференциации щелочных базальтов (Davies, Macdonald, 1987; Macdonald et al, 1987; Giret, 1990). При этом установлена зависимость - чем меньше степень раскрытия рифта, тем больше доля кислых пород.

Щелочногранитный магматизм в докембрии по масштабам своего проявления резко уступает фанерозойскому. К наиболее крупным относятся позднепротерозойские комплексы Гардарской щелочной провинции в Южной Гренландии и на п-ве Лабрадор с временем формирования 1200-1300 млн. лет, позднепротерозойский комплекс Рондония в Бразилии и некоторые массивы на Алданском и Индийском щитах. Тектоническая реконструкция условий образования докембрийских массивов затруднена из-за многостадийной истории и метаморфического преобразования. Лишь для рифейских комплексов можно с достаточной долей уверенности сопоставлять геодинамическую обстановку. Так щелочногранитные породы Гардарской провинции образуются в условиях рифтогенной структуры, а комплекс Рондония - в условиях “горячей точки”, то есть по своим геолого-петрологическим характеристикам они будут соответствовать ассоциациям областей автономной активизации. Реконструкция тектонической позиции наиболее древних щелочных гранитов является весьма проблематичной.

Щелочные граниты на Кольском п-ве образуют средние по размерам массивы, залегающие в пределах Кейвской и Понойской структур, с которыми связаны рудопроявления циркона и редких земель. До недавнего времени они относились раннепротерозойскому комплексу с Pb-Pb возрастом 2400-2450 млн. лет. В настоящее время на основе цирконометрии возраст щелочных гранитов определен кольскими геологами как позднеархейский (2760 млн. лет), что выдвигает их в число наиболее древних щелочных пород на Балтийском щите.

Генезис

Предложено множество гипотез генезиса щелочных гранитов. Были выдвинуты предположения, что щелочно-гранитный расплав формировался в результате глубокой дифференциации базальтовых и щелочно-базальтовых магм, как первый продукт дифференциации нефелин-сиенитовой магмы, при анатектическом плавлении уникального щелочного

корового материала, при плавлении коры под воздействием мантийных флюидов, в результате частичного плавления фельзитового гранулита, вернее его остатка после выплавления *I*-гранита или пород тоналит-гранодиоритового состава.

Проблема происхождения щелочных гранитов может быть решена на основе изучения их источника, который интерпретируется в большинстве случаев как мантийный. Доказательством этого являются прямые находки продуктов дифференциации среди базальт-комендитовых серий современных вулканических островов и внутриконтинентальных рифтов, а также низкие первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703-0.705$. Происхождение щелочных гранитов с повышенными первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ может быть связано с процессами мантийного метасоматоза или продолжительной эволюцией расплава на магматической стадии.

Вулканические породы

Породы данной группы очень редки. По содержанию SiO_2 они разделяются на комендиты (в среднем 73.5%) и пантеллериты (около 70%).

Комендиты обычно имеют порфировое строение. Фенокристаллы представлены санидином, кварцем, реже фаялитом, геденбергитом, эгирином, арфведсонитом или рибекитом. Структура основной массы витрофировая, иногда сферолитовая (рис. 10.31).

Пантеллериты имеют во вкрапленниках анортоклаз, реже кварц, фаялит, арфведсонит или рибекит. Основная масса стекловатая или содержит большое количество микролитов тех же минералов.

Щелочные вулканы залегают в виде лав или туфов. Они известны в пределах рифтов Восточной Африки, а также на океанических островах (Пасхи, Азорские, Исландия).

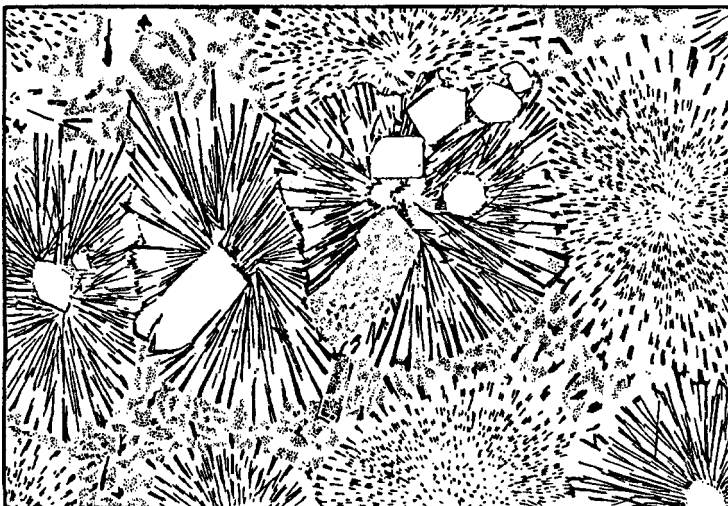


Рис. 10.31. Сферолитовый рибекитовый риолит (Северная Нигерия).

10.5. ГРУППА ЛАМПРОФИРОВ И ЛАМПРОИТОВ

Лампрофиры являются комплексной группой пород, которая имеет определенное минералогическое сходство с лампроитами и некоторыми кимберлитами. Они трудно поддаются классификации из-за разнообразия модального и химического состава.

Лампрофиры - это порфировые мезократовые до меланократовых, ультраосновные породы с фенокристаллами темноцветных минералов. Последние постоянно представлены слюдой (биотитом, флогопитом) и/или роговой обманкой, а также клинопироксеном (авгитом, титаноавгитом), оливином, реже мелилитом. Все светлые компоненты (полевые шпаты или фельдшпатоиды) заключены в основной массе. В структурном отношении для лампрофиров характерным является идиоморфизм фемических минералов и присутствие в фенокристаллах исключительно одних фемических компонентов. Лампрофиры очень часто являются сильно измененными породами и содержат большое количество вторичных минералов.

По модальному составу среди лампрофиров выделены три семейства: полевошпатовые (минетта, вогезит, керсантит и спессартит), фельдшпатоидные или фойдитовые (камptonит, санаит, мончикит, фурчит, таннбушит) и мелилитовые (польценит, альнеит?). Из них наиболее распространенными являются спессартиты, керсантиты, вогезиты и минетты. Спессартиты и керсантиты по своему происхождению связаны с диоритами и андезитами, тогда как вогезиты и минетты - с сиенитами и трахитами.

Лампроиты - это высококалиевые и высокомагнезиальные породы, которые часто содержат ксенокристаллы оливина, пироксена, граната, хромшпинелида и алмаза, а также ксенолиты мантийного происхождения (Лампроиты, 1991). В них находят такие необычные минеральные фазы, как титанистый феррофлогопит, железистый ортоклаз, высокожелезистый лейцит и санидин. Лампроиты всегда характеризуются значительными вариациями химического состава, однако их отличает высокое отношение $K_2O/Na_2O > 3$ и $K_2O/Al_2O_3 > 1$, и умеренное содержание SiO_2 (38-55%). Содержание остальных компонентов варьирует в следующих пределах: 1-5% TiO_2 , 4-10% Al_2O_3 , 2-10% $FeO_{общ.}$, 15-30% MgO , 2-10% CaO , 0.2-1.5% Na_2O , 3-10% K_2O , 0.5-2% P_2O_5 .

Согласно рациональной классификации (Mitchell, 1985) различают шесть видов лампроитов по преобладанию одного из главных первичных минералов - лейцита, амфибола (чаще К-рихтерита), флогопита, клинопироксена (диопсида), оливина или санидина. О.А.Богатиков и др. (Лампроиты, 1991) выделяют лампроитовую серию, которую подразделяют на три семейства: ультраосновного, основного и среднего состава.

Для определения конкретной породы необходимо указывать название главного породообразующего минерала.

С лампроитами связаны промышленные месторождения алмазов в Западной Австралии (районы Аргайл, Кимберли и Вандаги), детально изученные А.Джейксом, Дж.Луисом и К.Смитом (Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии, 1989).

Раздел 11. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

11.1. ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ О МЕТАМОРФИЗМЕ

Метаморфизмом называется преобразование осадочных, магматических и ранее метаморфизованных пород в твердом состоянии под воздействием температуры, литостатического давления и глубинных флюидов. Их характерной особенностью является полнокристаллическое строение, наличие специфичных минеральных парагенезисов и большое разнообразие вновь приобретенных структурно-текстурных особенностей.

Термин 'метаморфизм' был впервые введен в геологическую литературу в 1820 году А.Бюе, а термин 'метаморфические породы' стал популярным после издания в Ч. Лайелем 1833 году книги «Основы геологии». Ч.Лайель считал, что причиной метаморфизма является тепло Земли и водная среда.

Эли де Бомон (1846) ввел термин пара- и ортопороды соответственно для метаморфизованных осадочных и магматических пород. Русский ученый П.Усов (1848) выделил метаморфические породы в самостоятельный класс и предложил их минералогическую классификацию. Он же составил первую карту метаморфических пород. А.Добре (1860) были выделены три типа метаморфизма: контактовый, региональный и структурный (или динамометаморфизм). Им же были обоснованы главные факторы метаморфизма - температура и давление, и установлена большая роль воды. Источником воды он считал первичные осадочные и магматические породы.

Ф.Бекке (1903) ввел представление о кристаллобластических структурах и назвал рост кристаллов в условиях процессов метаморфизма бластезом. Учение о метаморфических фациях было разработано У. Грубенманном (1904) и значительно дополнено П.Ниггли (1924). У.Грубенманн, рассматривая метаморфизм как функцию глубинности, выделил эпи-, мезо- и катазону. Эпизона характеризуется низкими и умеренными температурами (до 300°C) и давлениями. В ее пределах формируются филлиты, зеленые сланцы и альбитовые гнейсы, содержащие обычно водосодержащие минералы: серицит, хлорит, хлоритоид, тальк, серпентин, актинолит, глаукофан и др. Мезозона отличается более высокими температурами (до 500°C) и давлениями. В ней образуются амфиболиты, слюдяные сланцы, в строении которых принимают участие биотит, мусковит, ставролит, кианит, обыкновенная роговая обманка и средний плагиоклаз.

Для катазоны характерны высокие температуры ($>550^{\circ}\text{C}$) и давления. Здесь образуются силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы, кристаллические сланцы, гранулиты и эклогиты. Типичными минералами являются калиевый полевой шпат, силлиманит, физма.

Предложенная У.Грубенманном и П.Ниггли классификация метаморфических пород была основана на химическом составе и глубине метаморфизма. Она сыграла заметную роль в разработке учения о метаморфизме. Однако одним из главных недостатков было предположение о постоянстве температур и давления в пределах зон. В природе же тепло и давление распределены крайне неравномерно и поэтому метаморфические породы одного и того же состава могут образовываться при предположении о постоянстве температур и давления в пределах зон. В природе же тепло и давление распределены крайне неравномерно и поэтому метаморфические породы одного и того же состава могут образовываться на разных глубинах. В эту классификацию не укладывались также породы контактового метаморфизма. В.Гольдшмит (1911) в результате изучения роговиков в районе г. Осло установил, что они образовались при очень высоких температурах (до 1200°C), но низких (< 100 МПа) давлениях.

Известно, что мощность осадков на платформах достигает нескольких километров, однако сколь-нибудь значительных метаморфических процессов в них не наблюдается; в ряде районов на одной и той же глубине и часто в одном разрезе можно встретить метаморфические породы различных степеней метаморфизма. Поэтому П. Ниггли стал рассматривать метаморфические породы только в отношении температуры их образования. Это привело к тому, что им в одну группу были объединены высокотемпературные роговики, возникшие при контактовом метаморфизме, и регионально-метаморфизованные породы.

В начале XX века большой вклад в учение о региональном метаморфизме внесли работы финского петролога П.Эскола, который считал, что главными факторами регионального метаморфизма являются температура и давление. П.Эскола с 1908 по 1914 годы проводил изучение метаморфических пород в районе Ориярви (Финляндия) и выделил в них равновесные минеральные парагенезисы. На основе сопоставления результатов изучения пород Ориярви и Осло им была разработана концепция метаморфических фаций. Согласно этой концепции различные ассоциации минералов в метаморфических породах возникают в зависимости от факторов физико-химического равновесия, при изменении этих факторов возникают новые равновесные ассоциации. Выделения фаций основывалось на выделении индекс-минералов, устойчивых в определенных термодинамических условиях.

П.Эскола выделил пять, а в последующем девять фаций: цеолитовая и санидиновая (фации низкого давления), зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая и пироксен-роговиковая (умеренного давления), глаукофановых сланцев, эклогитовая и гранулитовая (высокого давления). Эта принципиальная схема сохранена во всех петрографических работах, посвященных региональному метаморфизму. Однако фациальная схема П.Эскола была построена на основе качественной диаграммы Р-Т и не отображала изменений устойчивости минералов переменного состава, представляющих собою твердые растворы.

Для графического отображения комплекса минералов, встречающихся в пределах фаций, П.Эскола использовал парагенетические диаграммы, имеющие вид равностороннего треугольника. Для построения диаграммы необходимо химический состав пород пересчитать на молекулярные количества, а затем рассчитать долю трех групп: A, S, F , где $A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$, $C = CaO$, $F = MgO + MnO + FeO$, сумма которых равна 100%. В вершинах треугольника размещают группы A, S и F , а на его ребрах и внутри наносят точки, соответствующие составам минералов, установленных в изучаемой породе. Точки соединяются линиями или коннодами и таким образом в пределах малых треугольников будут находиться устойчивые парагенезисы.

Большое значение имеет выделение фаций регионального и контактового метаморфизма американскими петрологами Ф.Тернером и Дж.Ферхугеном (1961). Для регионального метаморфизма ими были выделены следующие фации: цеолитовая, зеленых сланцев, глаукофановых сланцев, альмандин-амфиболитовая, гранулитовая и эклогитовая.

Наиболее четко роль фактора давления впервые была оценена в работах японского геолога А.Миаширо (1961) при сопоставлении метаморфических пород Японии и Шотландии, сформированных соответственно в период герцинского и каледонского орогенеза. На этих примерах им было показана зависимость набора фаций от господствующего давления. А.Миаширо выделил три стандартных типа (или серии) фаций (перечисленных в порядке увеличения давления): андалузит-силлиманитовый, дистен-силлиманитовый и жадеит-глаукофановый, между которыми имеются переходные типы.

В результате экспериментальных и теоретических работ Т.Барта (1952), Г.Рамберга (1952), А.Миаширо (1961), Г.Винклера (1965), Д.С.Коржинского (1957), Ф.Тернера и Дж.Ферхугена (1961), А.А.Маракушева (1958, 1965), В.С.Соболева (1966, 1970), Л.Л.Перчука (1964, 1970), Н.Л.Добрецова (1970, 1972, 1974), В.А.Глебовицкого (1973) и других была создана количественная

основа для определения границ устойчивости минеральных парагенезисов, а также разработаны методы термо- и барометрии для метаморфических пород.

11.2. ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ МЕТАМОРФИЗМА

Главными факторами, определяющими процессы метаморфизма, в настоящее время большинством петрологов считаются температура, давление, состав и концентрация циркулирующих растворов и флюидов. Рассмотрим каждый из этих факторов в отдельности.

Температура - один из главных факторов метаморфизма, так как она ускоряет химические реакции, способствует процессам перекристаллизации, увеличивает пористость пород, что в свою очередь увеличивает проницаемость для флюидов. Любая реакция при метаморфизме идет либо с поглощением тепла, либо с его выделением.

Одним из источников тепла в земной коре являются магматические массы, формирующиеся на различных глубинах. Магматические массы также несут с собой растворы и летучие компоненты, необходимые для метаморфических процессов. Условно выделяются три главных источника тепла, связанных с магматизмом: 1) магмы на глубине; 2) излившиеся магмы на поверхности Земли, вызывающие локальный метаморфизм в виде термального воздействия вмещающих пород; и 3) постмагматические растворы в жидкой и флюидной фазе. Крупным источником тепла в земной коре является также теплота недр, которая с глубиной увеличивается в среднем на 3°C на каждые 100 м погружения. Величина ($30^{\circ}\text{C}/\text{км}$) называется геотермическим градиентом. Различные участки земной коры обладают различным геотермическим градиентом: наиболее высок он в сейсмически подвижных областях и наиболее низкий - на платформах.

Давление. Выделяется три вида давления на горные породы: литостатическое (P_s), флюидное (P_f) и боковое (или стресс).

Литостатическое давление (P_s) обусловлено давлением нагрузки вышележащих толщ горных пород, оно увеличивается с глубиной и связано с ней прямой пропорциональной зависимостью. Литостатическое давление и температуры являются независимыми параметрами, поэтому в одном и том же разрезе по горизонтали можно наблюдать чередование метаморфических пород различной степени изменения.

Флюидное давление (P_F) складывается из суммы парциальных давлений всех флюидов, участвующих в процессах метаморфизма:

$$P_F = P_{H_2O} + P_{H_2} + P_{CO_2} + P_{CO} + \dots, \text{ т.е. } P_F > P_{H_2O}.$$

Инфильтрационное продвижение флюидов возможно при условии, когда литостатическое давление превышает флюидное. В случае равенства обоих давлений может осуществляться только диффузионная миграция вещества.

Боковое давление (или *стресс*) связано со складкообразовательными движениями и поэтому присуще лишь верхним зонам земной коры. Ранее оно считалось одним из главных факторов метаморфизма. Однако исследованиями Д.С.Коржинского было установлено, что стресс не влияет на минеральный состав ассоциаций, определяющих ту или иную степень метаморфизма, и поэтому он не является главным фактором минеральных равновесий. В то же время его роль в качестве катализатора метаморфических процессов велика, так как деформация, кливаж и катаклаз пород значительно увеличивают проницаемость пород для флюидов.

Флюиды участвуют практически во всех метаморфических реакциях. Состав их сложен и меняется в зависимости от условий метаморфических процессов. Даже небольшие по объему интрузивные тела, содержащие повышенное количество летучих компонентов, способны сильно изменить вмещающие породы, с превращением их в роговики или другие метаморфические породы.

Наиболее важными компонентами являются H_2O , CO_2 , CH_4 , H_2S и др. Главную роль при метаморфизме играют флюиды, имеющие глубинный или подкоровый источник, в то время как вода и другие летучие соединения, выделяющиеся из пород под воздействием температуры, оказывают значительно меньшее влияние.

Летучие компоненты выполняют двоякую роль - в качестве непосредственных участников метаморфических реакций и как переносчики тепла. Флюиды на больших глубинах находятся в восстановительной форме, перемещаясь же к поверхности, они окисляются, благодаря чему выделяется большое количество тепла. Глубинные флюиды в результате процесса инфильтрации проникают в зоны метаморфизма по межзерновым пространствам. Смачивание водой поверхности кристаллов увеличивает проницаемость пород, поэтому участие воды способствует процессу инфильтрации. Эффект смачивания усиливается при растворении в воде кислот и щелочей. С повышением температуры увеличивается пористость пород и объем межзернового пространства, что вызывает повышение про-

нищаемости пород для флюидов. Этому же способствует увеличение степени тектонических деформаций.

Участие флюидов в метаморфических процессах способствует процессам перекристаллизации пород. Степень перекристаллизации во многом зависит от окисленности флюидов. Флюиды разделяются на кислотные - H_2S , CO_2 , Cl_2 , F_2 , щелочные - KOH , NaOH , $\text{Ca}(\text{OH})_2$ и нейтральные. Обычно процессы метаморфизма проходят при участии нейтральных флюидов, реже, в локальных зонах, под воздействием щелочных или кислотных. Особенно агрессивными являются летучие компоненты, участвующие в метасоматических процессах.

Метаморфизм сопровождается гидратацией или дегидратацией, карбонатизацией или декарбонатизацией, окислением или восстановлением. Большая часть метаморфических реакций с поглощением летучих идет с понижением температуры, с повышением температуры газовая фаза удаляется из системы. При низких температурах образуются минералы, обогащенные летучими компонентами. Поэтому при регрессивном характере метаморфизма всегда образуются водосодержащие минералы. Понижение температуры способствует также увеличению процессов окисления, поэтому в низкотемпературных ассоциациях широко развит гематит - Fe_2O_3 , содержащий Fe^{3+} . С повышением давления возрастает роль CO_2 и его поглощение.

11.3. ТИПЫ И ФАЦИИ МЕТАМОРФИЗМА

Метаморфические процессы всегда сопровождаются изменением минерального состава, объема и химического состава, которые носят непостоянный характер. Различают два вида метаморфических процессов: а) *изохимический метаморфизм*, который происходит без привноса дополнительных компонентов, но с изменением объема и б) *неизохимический метаморфизм* или метасоматоз, который протекает с привносом и выносом компонентов, но с постоянством объема. Например, в первом случае известняк превращается в мрамор, а во втором случае известняк преобразуется в кварцит. Метасоматоз - это процесс преобразования горных пород, происходящий путем замещения одних минералов другими, который сопровождается изменением химического состава пород и совершается с сохранением твердого состояния горных пород в целом. Метасоматические процессы обязательно протекают при участии гидротермальных жидких или надкритических растворов, которые привносят одни компоненты и выносят другие.

В большинстве случаев метаморфические процессы в земной коре происходят при повышении температуры и давления. Подобный тип носит название прогрессивного метаморфизма. Значительно реже метаморфические процессы носят регрессивный характер, т. е. ранее высокометаморфизованные породы претерпевают наложенные метаморфические изменения, проходящие при более низких температурах и давлениях. Регрессивные процессы метаморфизма носят название "диафторез".

Метаморфические процессы разделяются на *автометаморфизм* и *аллометаморфизм*. Под автоматоморфизм понимаются метаморфические процессы, которые происходят под влиянием собственных пневматолитогидротермальных растворов. К автоматоморфизму относятся такие вторичные процессы, как серицитизация кислых плагиоклазов и сосюритизация основных плагиоклазов, каолинизация калиевых полевых шпатов, амфиболизация (актинолитизация и уралитизация) моноклинных пироксенов и роговой обманки, хлоритизация биотита, ранняя серпентинизация оливина и ромбического пироксена, образование талька по этим же минералам.

Аллометаморфизм - это такие метаморфические процессы, которые происходят в горных породах под влиянием внешних факторов. Большинство метаморфических процессов, происходящих в земной коре, относятся к данному типу.

Аллометаморфические процессы в зависимости от ведущей роли того или иного фактора подразделяются на следующие типы:

1. **Региональный метаморфизм**, который охватывает огромные объемы земной коры. Главными его факторами являются температура (t), давление (p) и концентрация циркулирующих растворов (c). Этот тип метаморфизма наиболее широко распространен среди докембрийских образований земной коры, слагающих щиты.

2. **Инъекционный метаморфизм (или ультраметаморфизм)**. К этому типу метаморфизма относят сложные преобразования горных пород, которые происходят под влиянием метасоматоза, типа мигматизации и гранитизации, и осуществляются в глубинных частях земной коры. Формируются ультраметаморфические породы при существенном влиянии растворов. Факторами ультраметаморфизма являются высокая температура, значительная величина $P_{H_2O}/P_{общ.}$, а также привнос и вынос вещества.

3. **Контактовый метаморфизм.** Связан с внедрением интрузивных магматических масс и термальным преобразованием вмещающих пород, которые происходят при участии флюидов. Этот тип метаморфизма широко проявлен для гранитоидных интрузий, контактовые ореолы которых достигают наибольшей мощности и характеризуются интенсивными преобразованиями вмещающих пород. Контактовый метаморфизм также связан в воздействием магм основного и щелочного состава.

4. **Дислокационный метаморфизм (или динамо- и катакластический метаморфизм)** имеет в земной коре локальное распространение, будучи приуроченным к крупным разрывным нарушениям. Главным фактором этого метаморфизма является боковое давление (стресс).

5. **Постмагматический метаморфизм (или автометаморфизм)** происходит под влиянием гидротермальных жидких и надкритических растворов. По сути дела сюда относятся все метасоматические процессы постмагматической стадии, имеющие огромное значение для формирования различных типов полезных ископаемых.

Фации метаморфизма

Основная концепция метаморфических фаций впервые была сформулирована П.Эскола, которая затем была дополнена и детализирована многими поколениями исследователей. Основа концепции – это предположение, что при заданных параметрах температуры и общего давления горная порода определенного химического состава характеризуется определенным минеральным составом или минеральным парагенезисом. Породы различного состава, но метаморфизованные в некотором интервале температур и давлений, должны относиться к одной метаморфической фации. Каждая выделенная метаморфическая фация занимает на диаграмме РТ-условий определенное положение. Области или поля фаций ограничены на основе минеральных реакций.

Изучая минеральные парагенезисы и применяя диаграмму РТ-условий метаморфизма, можно приближенно оценить или реконструировать условия формирования исследуемых пород. Для определения более точных данных необходимо применение геотермометров и геобарометров.

На рис. 11.1 и 11.2 приведены схемы фаций метаморфизма и поля устойчивости основных минеральных парагенезисов по Н.Л.Добрецову (1970) и В.А.Глебовицкому (1973).

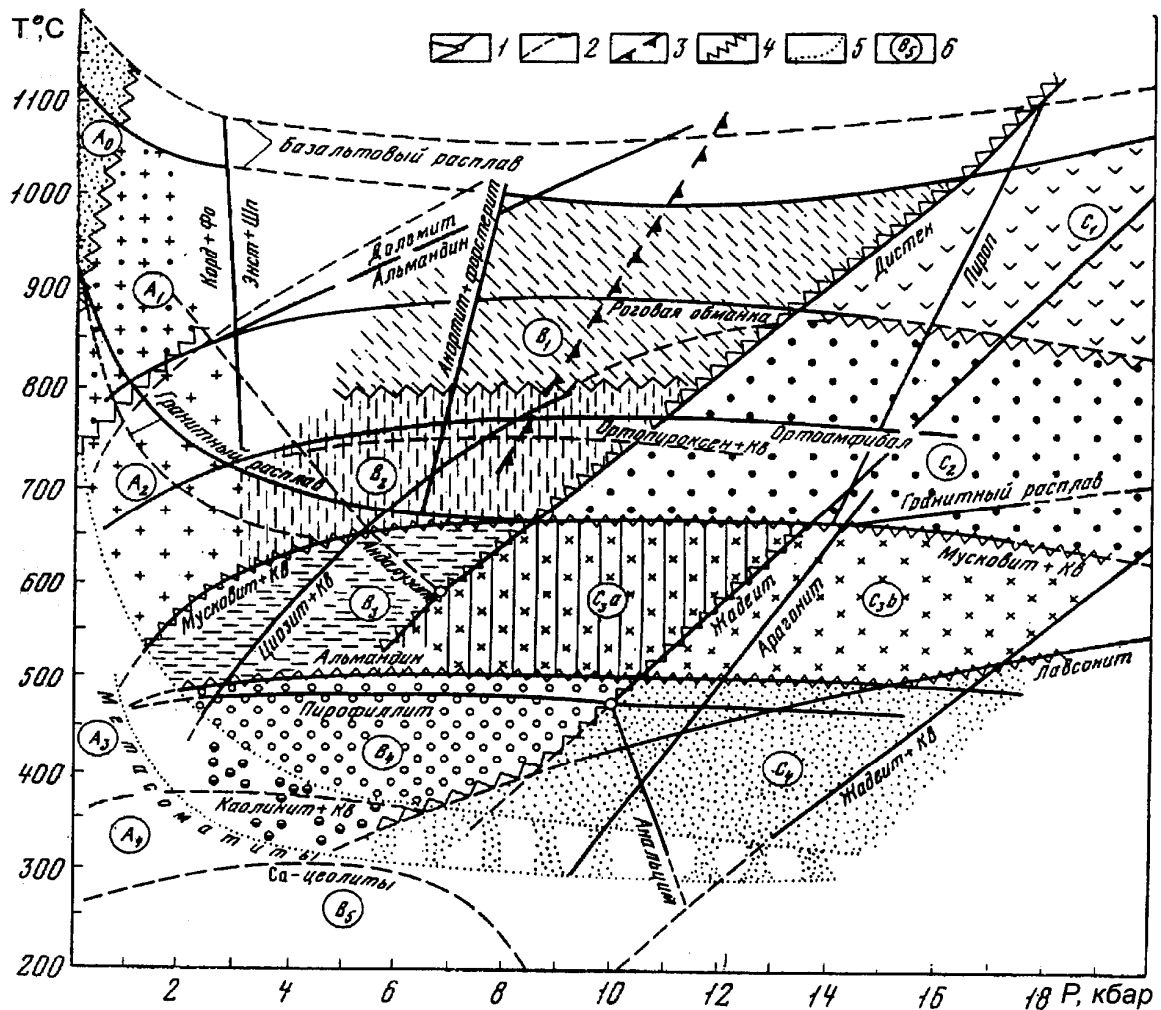


Рис. 11.1. Схема фаций метаморфизма по Н.Л.Добрецову.

1 – линия раздела P - T -полей устойчивости реперных минеральных фаз и их ассоциаций; 2 – линии, ограничивающие участки с недостаточно точной экспериментальной привязкой; 3 – начало массовой эклогитизации; 4 – границы фаций и субфаций; 5 – вероятные границы “сплошного” метаморфизма; 6 – фации: А – низких давлений (A_1 – спуррит-мервинитовая, A_2 – тироксен-роговиковая, A_2 – амфибол-роговиковая, A_3 – мусковит-роговиковая, A_4 – гидротермальная, связанная с контактовым метаморфизмом); В – умеренных давлений (B_1 – дупироксен-гнейсовая или гранулитовая, B_2 – силлиманит-биотит-гнейсовая или амфиболитовая, B_3 – ставролит-мусковит-сланцевая или эпидот-амфиболитовая, B_4 – зеленосланцевая, B_5 – пренит-пумпеллитовая); С – высоких давлений (C_1 – эклогитовая, C_2 – дистен-гнейсовая, C_3 – дистен-сланцевая, C_4 – жадеит-лавсонит-глаукофановая). Из работы (Тектонофизика Земли, 1978).

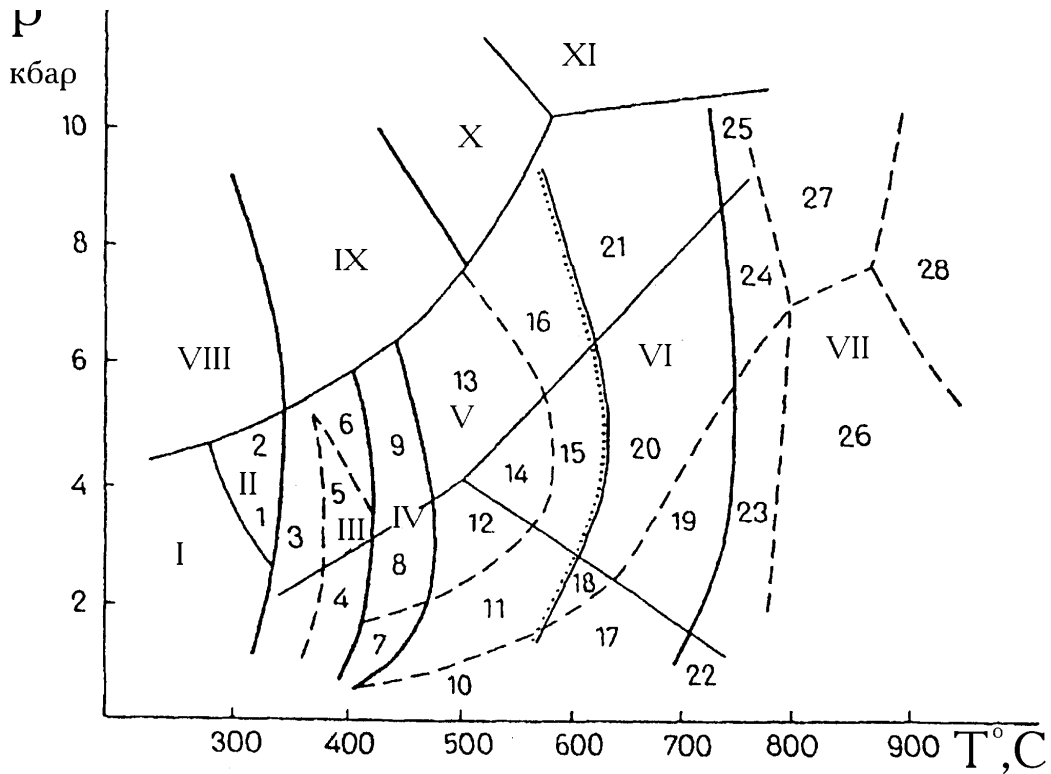


Рис. 11.2. Схема фаций метаморфизма по В.А.Глебовицкому (1973) с уточнениями В.П.Петрова (1999).

Фации метаморфизма (римские цифры): I – пренит-пумпеллитовая, II – пумпеллит-актинолитовая, III – зеленосланцевая, IV – эпидот-амфиболитовая, V – низкотемпературная амфиболитовая, VI – высокотемпературная амфиболитовая, VII – гранулитовая, VIII – лавсонит-глаукофан-кварцевая, IX – парагонит-циозит-кианитовая, X – кианит-кварцевая, XI – кианит-эклогитовая. Субфации (арабские цифры): 1 – безлавсонитовая, 2 – лавсонит-кварцевая, 3 – серицит-хлоритовая, 4 – андалузит-мусковит-хлоритовая, 5 – кианит-мусковит-хлоритовая, 6 – гранат-хлоритовая (без биотита), 7 – андалузит-кордиерит-хлоритовая, 8 – андалузит-ставролит-хлоритовая, 9 – кианит-ставролит-хлоритовая, 10 – андалузит-кордиерит-мусковитовая, 11 – андалузит-кордиерит-биотит-мусковитовая, 12 – ставролит-андалузит-биотит-мусковитовая, 13 – кианит-ставролит-биотит-мусковитовая, 14 – ставролит-силлиманит-мусковитовая, 15 – силлиманит-гранат-мусковитовая, 16 – гранат-кианит-биотит-мусковитовая, 17 – андалузит-кордиерит-ортоклазовая, 18 – андалузит-кордиерит-биотит-ортоклазовая, 19 – кордиерит-силлиманит-биотит-ортоклазовая, 20 – гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовая, 21 – гранат-кианит-биотит-ортоклазовая, 22 – андалузит-ортопироксен-ортоклазовая, 23 – гранат-ортопироксен-биотит-ортоклазовая, 24 – гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовая, 26 – гранат-кордиерит-ортопироксен-ортоклазовая (без биотита), 27 – ортопироксен-силлиманитовая, 28 – сапфирин-кварцевая. Тройная точка Al_2SiO_5 по Р.Нютону (Newton, 1966).

Основными метаморфическими фациями являются зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая и гранулитовая. Пренит-пумпеллиитовая и пумпеллиит-актинолитовая фации (или ранее выделяемая фация порфиринов) рассматриваются как переходные от глубокого диагенеза к собственно метаморфизму. Особую группу составляют глаукофановая, цоизит-кианит-кварцевая и дистен-эклогитовая фации, которые формируются в условиях высоких давлений и приурочены к специфическим геологическим структурам, например, к основанию зон субдукции или островных дуг.

В условиях *зеленосланцевой фации* формируются породы с минеральными парагенезисами, устойчивыми при наиболее низких температурах и давлениях. Низкотемпературная граница (около 270-300°C) определяется следующими минеральными равновесиями (в метабазах): исчезновение пумпеллиита и пренита, появление и широкое развитие хлорита, эпидота, актинолита и альбита. Высокотемпературная граница (около 380-440°C) определена на основе появления роговой обманки за счет актинолита, хлорита, эпидота и альбита.

Эпидот-амфиболитовая фация располагается в области РТ-диаграммы с интервалом температур от 400-440 до 500°C. Для нее характерным является появление и устойчивое развитие эпидота, роговой обманки, альбита или альбит-олигоклаза в породах, насыщенных кальцием (метабазиты). В породах, обедненных кальцием (метапелиты), высокотемпературная граница определяется по появлению парагенезиса ставролита, андалузита и кианита с биотитом или биотитом и мусковитом.

Амфиболитовая фация представляет собою область широкого развития высокоглиноземистой роговой обманки и плагиоклаза олигоклазандезинового состава. В породах, обогащенных кальцием, с ними могут ассоциировать моноклинный пироксен, гранат, бескальциевые ромбические и моноклинные амфиболы и, реже, минералы группы эпидота.

В породах, обедненных кальцием, установлены другие парагенезисы. Выделяются низкотемпературная (520-630°C) и высокотемпературная (630-700°C) области, которые подразделяются на 8 субфаций.

Низкотемпературная включает в себя кордиерит-андалузит-биотит-мусковитовую, ставролит-андалузит-биотит-мусковитовую, ставролит-дистен-биотит-мусковитовую, кордиерит-андалузит-мусковит-ортоклазовую, гранат-дистен-биотит-мусковитовую, а высокотемпературная – гранат-силлиманит-биотит-мусковитовую, гранат-дистен-биотит-ортоклазовую и гранат-силлиманит-биотит-ортоклазовую субфации.

Гранулитовая фация, являясь наиболее высокотемпературной (более 700-750°C), фиксируется по одновременному появлению в метабазах моноклинного и ромбического пироксенов, которые развиваются за счет роговой обманки и кварца. В отношении метapelитов выделяются относительно низкотемпературная и более высокотемпературная субфации. Для низкотемпературной субфации характерным является парагенезис граната, кордиерита и ортоклаза, для высокотемпературной субфации в условиях относительно низких и умеренных давлений – граната, ортопироксена, кордиерита и ортоклаза, а для высоких давлений – граната, ортопироксена и силлиманита.

Метаморфические фации разделены А.Миясиро (Miyashiro, 1961) и А.Миясиро и др. (1985) на три типа по признаку роли давления или термодинамических градиентов: андалузит-силлиманитовый (низких давлений) или высокоградиентный метаморфизм (более 130 град/кбар), кианитсиллиманитовый – умеренных давлений или пониженных градиентов (120-110 град/кбар), жадеит-глаукофановый – высоких давлений и низкоградиентный (менее 100 град/кбар).

11.4. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Вещественный состав метаморфических пород включает в себя химический и минеральный составы. Химический состав обусловлен составом исходного материала, из которого они образовались, а минеральный состав зависит от исходного состава, температуры и давления.

11.4.1. Химический состав

Химический состав метаморфических пород отражается теми же петрогенными компонентами, что и в ранее рассмотренных магматических интрузивных и вулканогенных образованиях.

Среди регионально-метаморфических пород принято выделять изохимические ряды. Они представляют собою ряды метаморфических пород, которые имеют одинаковый исходный состав, но отличаются интенсивностью процессов метаморфизма. Это находит свое отражение в неодинаковом минеральном составе при близости химического состава. Различия в химическом составе сводятся главным образом к отличиям в содержании H_2O и CO_2 .

Некоторые магматические и осадочные породы близки по химическому составу, поэтому при их изохимическом метаморфизме часто производные орто- и парапород неразличимы. Однако из-за различия в исходном минеральном составе в них возникают различные метаморфические парагенезисы. Например, за счет глинистого материала, который содержится в большинстве осадочных пород, при их метаморфизме возникают богатые глиноземом минералы - ставролит, кордиерит, гранат, хлоритоид, андалузит, силлиманит, кианит. В метаморфизованных же магматических породах такие минералы как андалузит, силлиманит и кианит не встречаются или очень редки.

Наиболее распространенные метаморфические породы разделяются на пять основных групп в зависимости от состава исходных пород:

1. Породы, образовавшиеся из пелитовых, обогащенных глиноземом осадков - глин, глинистых сланцев, аргиллитов.

2. Породы, образовавшиеся из кварцево-полевошпатовых и кварцевых пород - кислых магматических образований, песчаников и кремнистых осадков.

3. Породы, образовавшиеся из карбонатных отложений - известняков и доломитов, но нередко содержащих кварц и глинистые материалы.

4. Породы, образовавшиеся из основных и средних магматических образований, включая пирокластические и загрязненные мергелистые осадочные породы.

5. Магнезиальные породы, образовавшиеся за счет ультраосновных магматических и других образований, обогащенных магнием и железом.

11.4.2. Минеральный состав

В составе метаморфических пород присутствуют многие минералы магматических, а также осадочных пород. Одновременно с этим в них большую роль играют минералы, которые присущи только этим породам.

Типичными минералами метаморфических пород являются силикаты алюминия - андалузит, кианит и силлиманит. Все эти минералы обладают одинаковым химическим составом Al_2SiO_5 , но имеют различную упаковку ионов в кристаллической решетке.

Появление одного из них в метаморфических горных породах указывает на термодинамические условия метаморфизма.

Характерными для метаморфических пород являются также богатые железом водные силикаты - хлоритоид и ставролит, алюмосиликат магния и железа - кордиерит, минералы из группы граната, водные известково-глиноземистые силикаты группы эпидота - цоизит, клиноциозит, эпидот, ромбические амфиболы, слюдоподобные минералы - тальк, пиррофиллит, хлориты, а также волластонит, везувиан и др.

Из главных породообразующих минералов магматических пород наиболее широко в метаморфических породах распространены следующие:

из группы оливина форстерит, из группы ромбических пироксенов - гиперстен, из группы моноклинных пироксенов - диопсид, из группы моноклинных амфиболов - роговая обманка, из группы слюд - биотит, мусковит и флогопит, из группы калиевых полевых шпатов - микроклин, из группы плагиоклазов - альбит (значительно реже встречаются плагиоклазы среднего и основного состава). Одним из главных минералов метаморфических пород является кварц.

Часть породообразующих минералов магматических пород сохраняется в метаморфических породах - фельдшпатоиды (нефелин и лейцит), санидин, базальтическая роговая обманка, щелочные пироксены и амфиболы. Из минералов, характерных для осадочных пород, в метаморфических породах встречается каолинит, монтмориллонит, карбонаты и некоторые другие.

При описании метаморфических пород слагающие их минералы подразделяются по количественному принципу на главные и второстепенные. Как и в магматических породах, к группе главных относятся те, количество которых превышает 5%, все остальные минералы образуют группу второстепенных.

В метаморфических породах образование минералов происходит в твердой среде, препятствующей свободной кристаллизации. Тем не менее, минеральные парагенезисы в метаморфических породах представляют собою равновесные парагенезисы. Фактором такого химического равновесия является температура.

В зависимости от изменяющихся термодинамических условий кристаллизации возникают различные парагенезисы минералов. В соответствии с этим минералы метаморфических пород подразделяются по генезису на реликтовые, равновесные и минералы позднего диафтореза.

Реликтовые минералы - это такие, которые сохранились при метаморфизме от первичного состава исходных пород или сохранились в метаморфической породе при изменении термодинамических условий метаморфизма. В последнем случае они чаще являются более высокотемпературными. Устойчивыми реликтовыми минералами в метаморфических породах обычно являются акцессорные: апатит, циркон, рутил, титанит, турмалин, хромшпинелид и некоторые другие.

Равновесные минералы - это минералы, отвечающие определенным условиям метаморфизма, при котором сформировалась данная метаморфическая порода.

Минералы позднего диафтореза - это такие, которые замещают равновесные минералы метаморфических пород, но образуются значительно позже, после завершения метаморфического процесса. Таковы, например, серицит, замещающий плагиоклаз, или хлорит, образующийся по биотиту.

В сосуществующих минералах метаморфических пород наблюдаются закономерные изменения их состава под влиянием температур и давления. Например, происходит четкое перераспределение Mg и Fe между гранатом и кордиеритом, гранатом и пироксеном, гранатом и амфиболом, амфиболом и биотитом, биотитом и пироксеном, Al между плагиоклазом и пироксенами. Эти минералы имеют переменный состав, поэтому они обладают (за исключением плагиоклаза) большой устойчивостью при метаморфизме и поэтому встречаются не в одной, а в нескольких фациях метаморфизма.

11.4.3. Текстуры и структуры метаморфических пород

Текстура и структура метаморфических пород отражают условия их перекристаллизации.

Текстуры формируются за счет процессов метаморфизма или являются реликтовыми (унаследованными). Поскольку метаморфизм часто происходит в условиях бокового давления (стресса), то наиболее распространенными текстурами метаморфических пород являются директивные, т. е. ориентированные. Среди последних преобладает *сланцеватая* текстура, когда выделения всех минералов вытянуты в одном направлении. Очень часто метаморфические породы сланцеватой текстуры одновременно обладают также *полосчатой* или *линзовидно-полосчатой* текстурой. Полосчатость возникает благодаря метаморфической дифференциации вещества.

При микроскладчатости в метаморфических породах образуются мелкие плейки и возникает *плойчатая* текстура. В метаморфических породах часто встречается текстура, которая характеризуется линейной ориентировкой всех выделений минералов при общем массивном сложении. При наличии в метаморфических породах крупных выделений отдельных минералов или групповых скоплений минералов возникает *очковая* текстура. Она наиболее типична для пород, возникших в результате процессов щелочного метасоматоза, но встречается и в породах регионального метаморфизма. И, наконец, отдельные типы метаморфических пород обладают равномерным распределением всех составляющих их компонентов, т.е. имеют *массивную* текстуру. Для пород, возникающих при контактовом метаморфизме, наиболее типичны *узловатая* и *пятнистая* текстуры. В первом случае формируются узловатые скопления ряда минералов, во втором случае пятнистость обусловлена наличием крупных порфиробласт метаморфических минералов.

Структуры. Большинство структур метаморфических пород являются *бластовыми*, когда все минералы растут одновременно в твердом состоянии при наличии растворов. Кроме того, структуры делятся по абсолютным и относительным размерам минералов. В первом случае принята размерность, установленная для магматических пород. Мелкозернистые породы имеют величину зерен до 1 мм, среднезернистые от 1 до 5 мм и крупнозернистые свыше 5 мм. По относительным размерам минералов различают *гомеобластовую* (размер всех выделений одинаков) и *гетеробластовую* структуры (размер слагающих породу минералов различен). Если в метаморфических породах наблюдаются очень крупные выделения одного или нескольких минералов, то такая структура называется *порфиробластовой*, а крупные выделения порфиробластами.

По форме слагающих минералов в метаморфических породах выделяют *гранобластовую* структуру, когда минералы образуют зерна относительно одинакового размера, имеющие округлые или изрезанные контуры, и *лепидобластовую* структуру, которая характеризуется преобладанием листоватых минералов. Очень часто эти две структуры встречаются совместно и тогда общую структуру породы следует назвать как гранолепидобластовой или лепидогранобластовой в зависимости от того, какая форма преобладает (на втором месте стоит преобладающий компонент).

Если в метаморфической породе присутствуют минералы призматиче-

ческой или игольчатой формы, то такая структура носит название *нема-тобластовая*. Для метаморфических пород типичной является *пойкилобла-стовая* структура, когда мелкие зерна одного минерала включены в круп-ный порфиробласт другого минерала.

Часто возникает необходимость в одной метаморфической породе выделять несколько структур. Так, например, в гранат-слюдяном сланце с общей порфиробластовой структурой, обусловленной наличием крупных порфиробласт граната, следует различать структуру порфиробластов и основной ткани сланца. Порфиробласты часто обладают пойкилобластовой структурой, так как они содержат включения зерен кварца и листочков слюды, а основная ткань сланца имеет обычно лепидогранобластовую структуру.

Для метаморфических пород, образующихся при контактовом мета-морфизме, типична *роговиковая* структура. Последняя может быть охарак-теризована как микрогранолепидобластовая; наиболее важным ее отличи-ем является изометричный облик зерен и наличие взаимных включений одного минерала в другом. При наличии в роговиках порфиробластов, по-следние обладают *ситовидной* структурой, так как они содержат большое количество мелких округлых зерен других минералов.

В метаморфических породах могут сохраняться также *реликтовые* структуры. В этом случае к реликтовой структуре исходной породы при-бавляется приставка «бласто». Так, если в метаморфической породе со-хранилась реликтовая порфириновая структура исходной лавы, то структура будет бластопорфириновая. При сохранении в метаморфической породе ре-ликтовой диабазовой структуры, она будет называться бластодиабазовой, при наличии реликтовой обломочной структуры песчаников структура мета-морфической породы определяется как бластопсаммитовой.

11.4.4. Перекристаллизация

Все минералы метаморфических пород растут одновременно в твердой среде при наличии растворов. И большую роль при процессе перекристал-лизации пород играет сила кристаллизации, которая различна не только для каждого минерала, но, как показали экспериментальные исследования, и для отдельных кристаллографических направлений в кристалле. Авст-рийский ученый Ф.Бекке распределил все минералы регионально-метаморфизованных пород по убывающей силе кристаллизации или энер-

гии роста и тем самым определил так называемый кристаллобластический ряд. В сокращенном виде этот ряд выглядит следующим образом: акцессорные минералы → гранат → ставролит → кианит → пироксены → роговая обманка → слюды → кварц → плагиоклазы и калиевые полевые шпаты. В то же время имеется большое количество исключений из этого ряда. Во-первых, пироксены и амфиболы имеют значительно большую силу кристаллизации вдоль оси C , и поэтому у них всегда хорошо выражены грани призмы. Аналогичным свойством обладают и кристаллы слюд, хлоритоида, андалузита и ставролита, которые тоже имеют резко выраженные кристаллические грани, параллельные направлению удлинения или плоскости сплющивания.

Характерным примером минерала, обладающего различной силой кристаллизации по различным кристаллографическим направлениям, является хиастолит (разновидность андалузита, имеющая форму креста). Крест, сложенный углистым веществом в хиастолите, образуется благодаря тому, что грани ромбической призмы обладают большей энергией роста и поэтому все углистые включения вытягиваются вдоль ослабленных зон, образуя скопления в центре кристалла и в углах. Скопления углистого вещества в центре фиксируют начальную стадию роста кристалла хиастолита, когда он еще не обладал достаточной силой кристаллизации для сбрасывания не нужных для его образования углистых включений.

Наблюдения за расположением и величиной включений в порфиробластах минералов позволяют восстановить историю формирования и условия перекристаллизации метаморфических пород. Так порфиробласты минералов, обладающих большей силой кристаллизации, содержат включения основной ткани сланца, а так как все минералы в метаморфических породах растут одновременно, то в центре крупных порфиробласт наблюдается большое количество мелких включений основной ткани. По мере роста порфиробластов количество включений уменьшается, поскольку сила его роста увеличивается и он «сбрасывает» ненужный для его образования материал. Одновременно растет размер зерен основной ткани и поэтому величина включений к периферии порфиробластов несколько увеличивается. И, наконец, в краевых частях порфиробластов включения основной ткани вообще отсутствуют, что говорит о большой силе роста порфиробластов на конечных этапах перекристаллизации.

Установлено, что при росте в условиях бокового давления (стресса) порфиробласты испытывают вращательные движения, которые часто фикс-

сируются S-образной формой распределения в них включений основной ткани сланца. Такая структура роста порфиробластов получила название структуры «снежного кома». Иногда порфиробласты, испытывая резкие вращательные движения, одновременно изгибаются и образуют кристаллы коленчатой формы, развивающиеся в плейках сланцев.

Изучение взаимоотношений порфиробластов с основной тканью сланцев показывает, что в процессе роста порфиробласты как бы расталкивают основную ткань сланца, которая обтекает их, и в результате образуется сгущение полосок листоватых минералов. Одновременно вблизи порфиробластов, как бы под их защитой, создаются наиболее благоприятные условия для перекристаллизации основной ткани сланца и возникают так называемые «дворики растяжения», состоящие из более крупных выделений тех же минералов. «Дворики растяжения» часто возникают между двумя порфиробластами в участках, где они наиболее сближены.

Перекристаллизация горных пород большей частью происходит в условиях стресса. Влияние стресса на рост минералов в метаморфических горных породах было исследовано в 40-ых годах А. Харкером, который подразделил все минералы на две группы: *стресс-минералы* и *антистресс-минералы*. Стресс-минералами он предложил называть такие минералы, область устойчивости которых на диаграмме «давление - температура» увеличивается в условиях стресса. К антистресс-минералам он отнес минералы, поля устойчивости которых в аналогичных условиях уменьшаются.

Экспериментальные данные показали, что антистресс-минералы имеют механически неустойчивую решетку, не способную противостоять сильному стрессу. Что же касается стресс-минералов, то они обладают, вследствие надлежащей структуры решетки и высокой плотности упаковки ионов, устойчивостью под действием стресса, но нет доказательств того, что стресс был необходимым условием для их кристаллизации. Наиболее устойчивыми минералами при стрессе являются хлоритоид и кианит, а также слюды, хлориты, тальк.

Широко развитую сланцеватость нельзя рассматривать только как перекристаллизацию в условиях бокового сжатия. Стресс может предшествовать перекристаллизации и подготовить ткань пород к ориентированной перекристаллизации. В этом случае сланцеватость будет отраженной, что подтверждается неориентированным распределением порфиробластов минералов, обладающих большой способностью к кристаллизации при метаморфизме.

В процессе метаморфизма пород с послойным распределением минеральных компонентов обмен растворенными веществами между соприкасающимися горизонтами разного состава осуществляется с помощью диффузии различных компонентов во флюидах и с помощью миграции последних через литологические границы, что приводит к метаморфической дифференциации. Перераспределение вещества идет всегда в сторону обогащения устойчивыми составляющими. Например, при региональном метаморфизме слоистого осадка, состоящего из прослоев глины и песчанистой глины, на месте глинистых прослоев возникнут горизонты, сложенные слюдами, а прослой песчанистой глины, потеряв материал, идущий на образование слюд, будут иметь мономинеральный кварцевый состав. В результате образовавшиеся слюдяные сланцы будут обладать полосчатой текстурой с чередованием слюдяных и мономинеральных кварцевых горизонтов.

11.5. МЕТАПЕЛИТЫ

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОИЗВОДНЫЕ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

К метапелитам относятся метаморфизованные глинистые (пелитовые) и некоторые песчанистые (псаммитовые) осадочные породы. Глинистые породы состоят главным образом из каолинита, монтмориллонита, иллита и других глинистых минералов, органического вещества и различного количества тонких механических примесей. Среди песчаников встречаются разновидности, имеющие глинистый цемент базального типа.

Для пелитовых пород характерным является высокое содержание глинозема, преобладание калия над натрием и бедность кальцием. Эти компоненты образуются при низкотемпературных химических реакциях и поэтому быстро реагируют на повышение температуры и другие факторы метаморфизма. Ассоциация глинистых минералов с кварцем устойчива до 300°C, а затем появляются пирофиллит, гидрослюды и другие низкотемпературные минералы метаморфического генезиса. Повышение температуры приводит к дегидратации, уплотнению глинистых пород, дальнейшему развитию чешуйчатых минералов (хлорита, пирофиллита), появлению рутила и превращению органического вещества в графит.

Продукты регионального метаморфизма

На рис. 11.3А приведена схема фаций для метапелитов. При региональном метаморфизме низкой ступени первоначально образуются *глинистые сланцы*, а по мере усиления метаморфизма они переходят в *филлиты*, имеющие характерный шелковистый блеск на плоскостях сланцеватости. В составе филлитов находятся серицит, хлорит, кварц, альбит, иногда графит, турмалин и рудные минералы. Под названием серицитов в филлитах условно объединяют целый ряд трудно диагностируемых слюд: фенгитов (магнезиально-железистых), парагонитов (натриевых), а также собственно серицит-калиевых слюд. За счет пирофиллита при температуре менее 400°C образуется андалузит или при более высоком давлении кианит. Постепенно укрупняются чешуйки серицита и хлорита, увеличиваются размеры зерен кварца. Филлиты переходят в различные более крупнозернистые кварц-хлорит-серицитовые сланцы, иногда содержащие гранат железисто-марганцевого состава, андалузит или кианит. Филлиты и сланцы имеют гранолипидобластовые структуры. Минералы, слагающие сланцы метапелитового ряда, достаточно хорошо определяются макроскопически. В железистых разновидностях метапелитов низкой ступени развивается хлоритоид, устойчивый не только в филлитах, но и в породах, переходных к слюдяным сланцам.

При повышении температуры минералы, слагающие филлиты, становятся неустойчивыми, вместо них образуются биотит, мусковит, плагиоклаз альбит-олигоклазового состава и ставролит.

На средней ступени образуются *слюдяные*, обычно полиминеральные *сланцы*, состоящие из кварца, мусковита, биотита, плагиоклаза (не более 20%), андалузита (или кианита, что зависит от давления), граната альмандинового состава, ставролита в различных количественных соотношениях, иногда эпидота и актинолита.

По внешнему виду слюдяные сланцы - это средне- и крупнокристаллические породы с очень ясно выраженной сланцеватой текстурой, окрашенные в серебристо-белые, серовато-зеленые или темно-зеленые цвета. На плоскостях сланцеватости они обладают серебристым или золотистым блеском, обусловленным обилием мусковита или коричневого биотита с чешуйчатой структурой. Чешуйки графита или гематита придают слюдяным сланцам темную, иногда буроватую окраску.

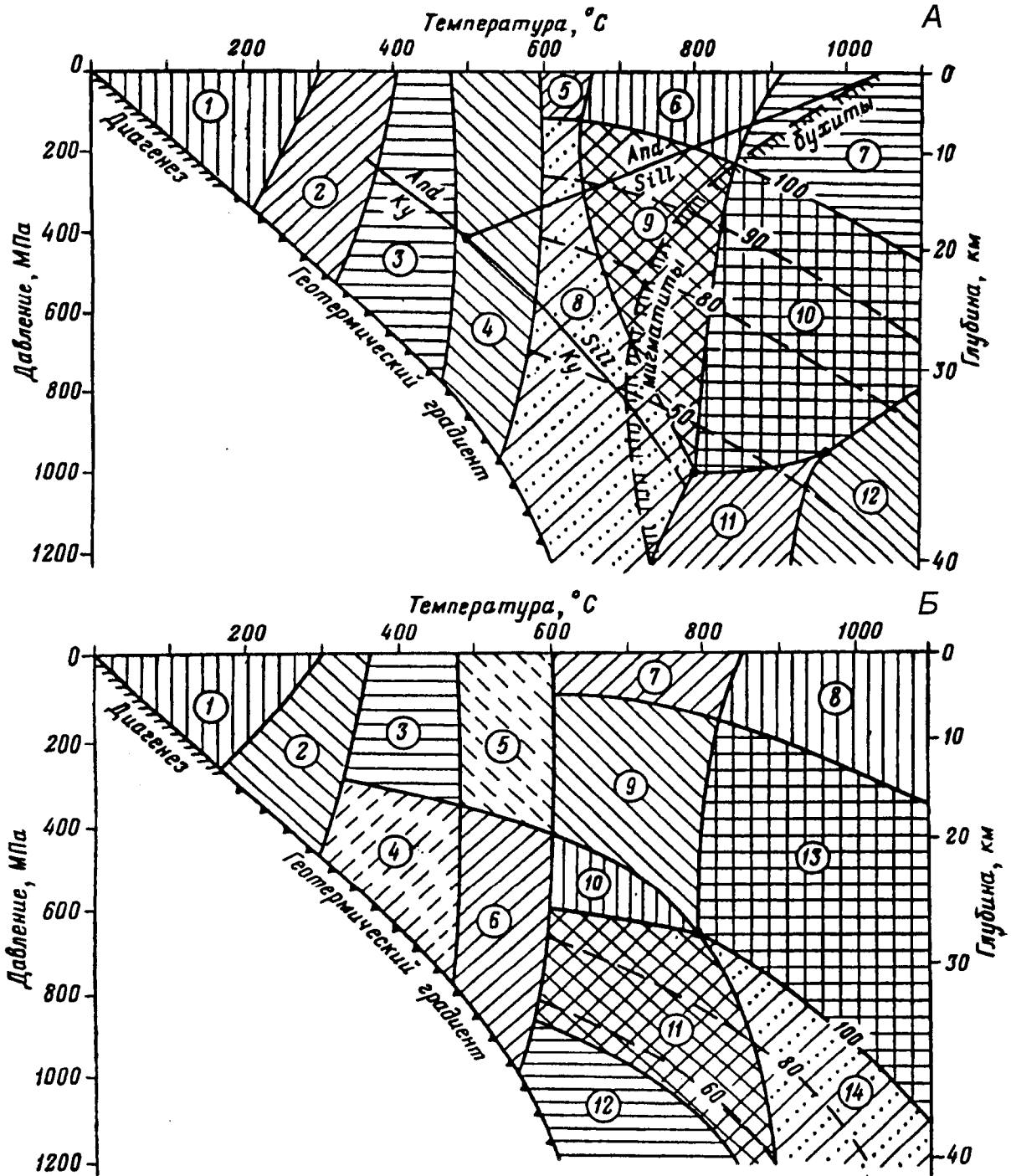


Рис. 11.3. Минеральные фации метapelитов (А) и metabазитов (Б).

А: фации 1 – глинистых сланцев; 2 – филлитов; 3 – хлорит-мусковитовых сланцев (андалузитовых и кианитовых); 4 – биотит-мусковитовых (двухслюдяных) сланцев и гнейсов (андалузитовых, силлиманитовых и кианитовых); 5-7 – роговиков (5 – биотитовых, 6 – андалузитовых, 7 – пироксен-кордиеритовых); 8 – андалузит-биотитовых, силлиманит-биотитовых и кианит-биотитовых гнейсов; 9 – андалузит-гранат-кордиеритовых и силлиманит-гранат-кордиеритовых гнейсов; 10 – гранат-кордиерит-ортопироксеновых гнейсов; 11 – силлиманит-ортопироксеновых гнейсов;

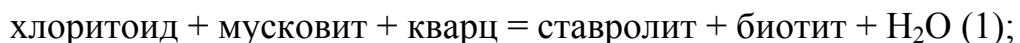
12 – кварц-сапфириновых гнейсов. Пунктирные изолинии – железистость (в пределах 50-100%) граната в гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсах.

Б: фации 1 – порфиритов и цеолитсодержащих пород; 2 – кальцит-хлоритовых и пренит-пумпеллитовых сланцев; 3 – зеленых эпидот-актинолит-хлоритовых сланцев; 4 – зеленых и голубых альмандиновых и спессартиновых сланцев; 5 – эпидотовых амфиболитов; 6 – гранат-эпидотовых амфиболитов; 7-8 – роговиков (7 – роговообманковые, 8 – пироксен-плаггиоклазовые, ларнитовые и спурритовые); 9 – амфиболитов; 10 – гранатовых амфиболитов; 11 – гранат-клинопироксеновых амфиболитов; 12 – эклогитов; 13 – двупироксен-плаггиоклазовых сланцев; 14 – гранат-двупироксен-плаггиоклазовых сланцев. Пунктирные изолинии – железистость (в пределах 60-100%) граната в гранат-двупироксен-плаггиоклазовых сланцах и клинопироксеновых амфиболитах.

Слюдяные сланцы могут быть равномерно-кристаллическими (или гомеобластовыми) или неравномерно-кристаллическими (гетеробластовыми) и, реже, порфиробластическими. На фоне основной ткани в этих породах хорошо выделяются более крупные кристаллы граната, ставролита, андалузита (или кианита).

При низких давлениях образуются андалузитовые слюдяные сланцы, а при высоких - кианитовые. Андалузитовые сланцы приурочены к малоглубинным (не более 8 км) образованиям, тогда как кианитовые сланцы характерны для более глубинных зон метаморфизма с гранат-кианитовым парагенезисом.

Образование ставролита за счет хлоритоида и хлорита в метапелитах происходит по следующим схемам:

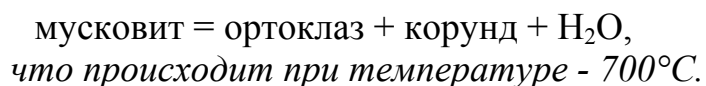


По данным экспериментальных работ подобные реакции происходят при $P = 400$ МПа и температуре 540°C . Если давление увеличить до 700 МПа, температура повысится до 565°C .

Среди слюдяных сланцев выделяются следующие разновидности в зависимости от количества главных минералов: двуслюдяные, мусковитовые, биотитовые, ставролит-гранат-слюдяные, слюдяно-кварцевые и др. При преобладании кварца и увеличении его количества до 50-60% породы переходят в слюдяные кварцито-сланцы.

Биотат, один из главных минералов в метапелитах, образуется при температуре около 350°C за счет хлорита и серицита, а, по мнению Г.Винклера (1969), также и за счет кварца, магнетита и рутила. Биотит, являясь минералом сложного состава и имея большое поле устойчивости, сохраняется при существенном повышении температуры, даже при переходе слюдяных сланцев в гнейсы. Мусковит с кварцем в слюдяных сланцах устойчив до температуры около 600°C, а затем ассоциация мусковит + кварц переходит в ортоклаз + силлиманит + H₂O (или при высоком давлении в ортоклаз + кианит + H₂O, при низком давлении в ортоклаз + андалузит + H₂O), в результате чего образуются гнейсы.

В редко встречающихся метапелитах без кварца, но с избытком глинозема (в бокситах), разложение мусковита осуществляется по схеме:



Слюдяные сланцы имеют широкое распространение в складчатых областях, в которых нередко наблюдаются переходы в сланцы низкой степени метаморфизма. Метаморфические породы в таких областях характеризуются зональным строением, и метапелиты представлены низко-, средне- и высокотемпературными парагенезисами (от глинистых сланцев, через филлиты, слюдяные сланцы до силлиманитовых гнейсов). С повышением степени метаморфизма слюдяные сланцы сменяются гнейсами.

Гнейсы - это средне- или крупнозернистые породы с полевым шпатом, кварцем и цветными минералами, примерно в равных соотношениях, имеющие гнейсовую текстуру. Они раскалываются на пластины или плитки толщиной от нескольких сантиметров до нескольких дециметров по слюдяным прослоям или параллельно удлинению слагающих их минералов. Метапелитовые гнейсы сложены биотитом, мусковитом, плагиоклазом, кварцем, гранатом, ставролитом, кианитом, силлиманитом или андалузитом (в зависимости от глубинности метаморфизма), калиевым полевым шпатом. При увеличении температуры (до 600°C) мусковит разлагается с образованием ортоклаза и силлиманита.

Внешний вид данных гнейсов зависит от минералов, входящих в их состав. Они также нередко содержат порфиробласты граната, выделяющиеся на фоне средне- или крупнозернистой основной ткани пород. Гнейсы имеют лепидогранобластовую, фибролепидогранобластовую или фиброгранобластовую микроструктуру.

Метапелитовые гнейсы всегда содержат, наряду с повышенным количеством слюд, такие высокоглиноземистые минералы, как силлиманит и/или кианит, что позволяет надежно относить их к парапородам (парагнейсам).

Биотит-силлиманитовые гнейсы встречаются совместно со слюдяными сланцами, образуя фациальные переходы от пород низких ступеней к высоким. Кианитовые сланцы широко развиты в пределах Кейвской структуры архейского возраста в восточной части Кольского п-ва.

С возрастанием температуры биотит-силлиманитовые гнейсы вытесняются ортоклаз-кордиерит-гранатовыми, гранат-ортопироксеновыми, кордиерит-гранатовыми и гранат-кордиерит-ортопироксеновыми гнейсами, а также ортопироксеновыми и кордиерит-ортопироксеновыми гранулитами. Это уже глубоко метаморфизованные породы, в которых устойчивыми парагенезисами являются гранат + кордиерит + ортопироксен + кварц или гранат + кордиерит + силлиманит + кварц. Кроме того, могут присутствовать плагиоклаз, калиевый полевой шпат, реже магнезиальный титансодержащий биотит.

По Г.Винклеру (1969) ромбический пироксен возникает при температурах 700-750°C и P_{H_2O} , значительно меньшем P_s : $P_{H_2O} \approx 50$ МПа при 700°C и около 100 МПа при 750°C, P_s колеблется от 700 до 100 МПа. Эти условия метаморфизма соответствуют гранулитовой фации П.Эскола.

Высокометаморфизованные гнейсовые породы имеют средне- или крупнозернистое сложение, гнейсовую или массивную текстуры (нередко двупироксеновые разновидности называют гранулитами).

Группа докембрийских кристаллических пород, для которых характерно наличие гиперстена, получила название чарнокитовой серии. По составу эти породы изменяются от основных до кислых. Первоначально чарнокитами были названы Т.Холландом (1900) кислые породы, а затем более поздние исследователи называли чарнокитами уже все породы этой серии. Часть чарнокитов имеет несомненно магматическое происхождение. Главными минералами пород чарнокитовой серии являются калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, гиперстен, биотит, гранат и кордиерит. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом и рутилом.

Продукты контактового метаморфизма

Продукты контактового метаморфизма

В условиях низких давлений пелитовые породы преобразуются в различные по температурам *роговики*. Ороговикование происходит вблизи интрузивных тел под влиянием тепла и флюидов, отдаваемых магмой во вмещающие ее породы. В непосредственном контакте образуются роговики, а с удалением от него роговики постепенно сменяются слюдяными сланцами и филлитами с пятнистыми скоплениями новообразованных минералов (углистого вещества, андалузита и кордиерита) или так называемыми пятнистыми и узловатыми сланцами.

Роговики, развивающиеся по пелитам, различаются по температурам образования: самые высокотемпературные представлены кордиерит-ортопироксеновыми, кордиерит-андалузит-гранатовыми, ортопироксен-ортоклаз-кордиеритовыми разновидностями, а низкотемпературные - биотит-андалузитовыми, биотит-кордиеритовыми и мусковит-андалузитовыми.

Высокотемпературные пелитовые роговики представляют собой массивные плотные очень тонкозернистые, обычно темно-окрашенные породы с макроскопически неразличимыми зёрнами минералов. Кордиерит, андалузит и гранат нередко образуют довольно крупные идиобласты, беспорядочно расположенные в роговиковой основной массе кварцполевошпатового состава. В основной массе иногда содержится углистое вещество, турмалин, апатит, рудный минерал, и, реже, биотит. Кордиерит в порфиробластах отличается секториальным двойникованием. Вместо андалузита нередко встречается силлиманит.

Биотит-кордиеритовые и биотит-андалузитовые роговики - это очень плотные и темноокрашенные породы, сложенные гранобластовой мозаикой зерен кварца, полевого шпата, биотита, андалузита или кордиерита. Андалузит, кордиерит и биотит часто образуют порфиробласты. Призматические порфиробласты хорошо ограненного андалузита (или хиастолита) содержат мелкие включения углистого вещества, вытянутые параллельно длинной оси кристаллов, и в срезах образуют крестообразную форму. Иногда в роговиках сохраняется реликтовая слоистая текстура, подчеркиваемая ориентированными полосчато-чередующимися новообразованными минералами - биотитом или скоплениями углистого вещества.

Мусковит-андалузитовые роговики - более светлые, серые или темносерые плотные, массивные породы, состоящие из кварца, альбита,

мусковита, андалузита, иногда биотита и эпидота, с примесью углистого вещества, турмалина, апатита, рудного минерала. Породы имеют роговиковую структуру, а в случае наличия скоплений андалузита - порфиробластовую.

Узловатые и пятнистые сланцы - это темно-серые или черные породы с достаточно хорошо различимыми более светло окрашенными узлами или пятнами андалузита и кордиерита, или более темными - биотита, углистого вещества и рудных минералов. От роговиков они отличаются неполной перекристаллизацией, присутствием светлой слюды, хлорита и наличием реликтовых структур исходных пород.

Обычно пелитовые породы обогащены кварцем. Значительно реже встречаются пелитовые породы, бедные кремнеземом, и представленные бокситами и латеритами. В процессе контактового метаморфизма такие породы превращаются в корундовые и шпинель-корундовые породы.

Ширина контактовых ореолов зависит от размеров интрузивного тела, состава внедрившейся магмы, теплопроводности окружающих пород, глубины формирования интрузии и наклона контактовой поверхности. В частности, в кровле тел такие процессы развиваются всегда более интенсивно, чем в подошве, что связано с тенденцией флюидов скапливаться в верхних частях интрузии. Крупные массивы способны вызывать большие изменения вмещающих пород, чем более мелкие. Ширина выхода на поверхность контакто-измененных пород больше при пологих контактах, чем при крутых; интенсивность переработки предварительно рассланцованных или катаклазированных пород всегда выше.

Отмечается четкая связь между составом интрузии, составом вмещающих пород и характером их изменений. Так с кислыми и щелочными магматическими породами контактовые ореолы имеют большую мощность при более интенсивном изменении вмещающих пород, чем в контактах с ультраосновными и основными. Это связано с большим количеством флюидов, содержащихся в кислых и щелочных магмах. Флюиды переносят тепло, способствуют реакциям перекристаллизации и нередко являются минерализаторами.

Обычно роговики наблюдаются вокруг интрузий, застывших в гипабиссальных условиях. На абиссальных же глубинах происходит более глубокая перекристаллизация вмещающих пород с образованием слюдяногранатовых гнейсов и послойным внедрением гранитного материала. При этом образуются зоны будинажа инъекционного метаморфизма и инъекционных гнейсов.

Контактные изменения вблизи излившихся пород обычно слабые и охватывают только узкие зоны в нижних частях лавовых потоков или ксенолиты, выброшенные расплавом при вулканических извержениях. Такие контактные проявления объединяются в *санидиновую фацию*. Условия проявления подобного метаморфизма - это высокие температуры и низкие давления. Критическими минералами этой фации являются санидин, силиманит, муллит, тридимит, кристобалит, кордиерит, периклаз (при избытке магния), шпинель, корунд, ларнит, спуррит и др. Высокая температура вулкаников вызывает разогревание вмещающих пород и их частичную перекристаллизацию, что иногда сопровождается плавлением и образованием стекла. Так, глинистые породы на контактах становятся плотными, приобретают занозистый роговиковый излом. В песчаниках в контакте с базальтами растрескиваются зерна кварца и в отдельных случаях происходит их оплавление. Такие остеклованные песчаники получили название *бухитов*. В них появляются новообразования тридимита, кристобалита, муллита, кордиерита, санидина и пироксена. Бухиты известны в контакте с базальтами трапповой формации: на Сибирской платформе и в Южной Африке (провинция Карру).

11.6. МЕТАБАЗИТЫ

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОИЗВОДНЫЕ ПОРОД ОСНОВНОГО И СРЕДНЕГО СОСТАВОВ, МЕТАТУФЫ И МЕТАОСАДКИ

В эту группу метаморфических пород объединены образования как орто-, так и парапород, имеющих близкий химический состав. Метабазиты развиваются за счет метаморфизма вулкаников основного (базальты) или среднего (андезибазальты) состава, а также габброидов и диоритов, метатуфы - за счет туффитов и туфогенных песчаников, а метаосадки - за счет граувакк и некоторых разновидностей глин. Метабазиты являются одними из наиболее распространенных метаморфических пород - совместно с метапелитами они составляют 80-90% этих образований. На рис. 11.3Б приведена схема фаций для метабазитов.

Характерным для метабазитов является присутствие элементов-примесей - Ni, Co, Ti, V и Si, которые присутствуют в значительно меньших количествах или полностью отсутствуют в парапородах. Помимо этого, в метабазитах отношение $Ca + 2Na + K/2Al$ меньше единицы, тогда как в парапородах это отношение часто больше единицы. В амфиболитах и

сланцах, развивающихся по пирокластам, степень перекристаллизации всегда немного выше, чем в породах, сформированных за счет лавовых потоков, даже в случаях, когда они переслаиваются в одном разрезе. Следует отметить, что минеральный состав всех метабазитов очень чувствителен к изменениям факторов метаморфизма, что заставило в свое время П.Эскола положить в основу определений отдельных фаций именно эти породы.

В составе метабазитов многие минералы обладают переменным составом. Это обуславливает большие поля их устойчивости, которые зависят от целого ряда факторов. Температурные границы между полями устойчивости отдельных минеральных ассоциаций проведены достаточно условно, к тому же они смещаются в зависимости от давления.

Продукты регионального метаморфизма в условиях средних литостатических давлений

Основные вулканиты, являющиеся преобладающими исходными породами этого изохимического ряда, содержат мало воды (преимущественно 0.3-0.5%; на низких ступенях метаморфизма происходит их гидратация). Породы с порфиритовой структурой преобразовываются в *порфиритоиды* - метаморфические породы самой низкой степени метаморфизма с бластопорфириковой структурой. Температура их формирования не превышает 300°C.

По минеральному составу они ничем не отличаются от порфиритов и состоят из альбита, хлорита, карбоната, кварца, небольшого количества серицита, иногда эпидота. В породах сохраняются очертания вкрапленников исходных пород с порфириковой структурой, однако вместо основной массы со структурами, характерными для вулканитов, в породе развивается очень тонкозернистая основная ткань с микролепидогранобластовой или микрофиброгранобластовой структурой и тонкосланцеватой текстурой; при этом никаких реликтов первичной структуры основной массы вулканической породы не сохраняется; иногда в породах можно видеть реликты миндалякаменной текстуры.

Вкрапленники основного плагиоклаза в порфиритоидах альбитизированы, а цветных минералов - хлоритизированы. По стеклу и микролитам основной массы развивается тонкозернистый агрегат хлорита, альбита, лейкоксена, кварца, карбоната, серицита, иногда эпидота. Количественные соотношения этих минералов зависят от состава исходной породы и для

более основных пород характерным являются повышенные содержания хлорита, карбоната и эпидота. Появление значительных количеств мелких зерен кварца в породах исходного базальтового состава, в которых содержание SiO_2 невелико и модалый кварц не наблюдается, связано с процессами хлоритизации, так как благодаря низкому содержанию SiO_2 в хлоритах при разложении базальтов кварц может выделяться в виде самостоятельного минерала. Появление карбоната связано с высвобождением анортитового компонента плагиоклаза при его альбитизации.

Низкотемпературные метаморфические породы метабазитового ряда отличаются большим количеством разновидностей, чем высокотемпературные. Это связано с более отчетливым влиянием P_s и P_{CO_2} , $P_{\text{H}_2\text{O}}$ на минеральные ассоциации в условиях низких температур. При низком P_s наиболее низкотемпературными являются процессы *цеолитизации* и формирования *пренит-пумпеллиитовых пород*. Процессы цеолитизации происходят на малых глубинах. Формирование пренит-пумпеллиитовых пород близко по температурам к условиям образования филлитов. При цеолитизации в базальтоидах еще сохраняются реликты первичных структур. Цеолит вначале развивается по основной массе. В породах, подвергшихся цеолитизации, обычно не обнаруживается предпочтительная ориентировка минералов, которая иногда заметна в породах пренит-пумпеллиитовой фации.

Образования цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций чаще встречаются среди толщ пород кайнозойского и мезозойского возрастов, чем среди более древних. Они также широко развиты в срединно-океанических хребтах. Широкое развитие процессов цеолитизации описано в Новой Зеландии, где им были подвергнуты туфогенные песчаники андезитового состава триасового возраста, мощность которых достигает более 8 км. Предполагается, что эти превращения происходили при 200-300°C и давлении в 200-300 МПа (2-3 кбар).

На Кольском п-ве породы пренит-пумпеллиитовой фации широко развиты в центральных частях раннепротерозойских Печенгской и Имандра-Варзугской структур, а в Карелии - в пределах Онежской мульды.

По наблюдениям А.Мияширо, в одних регионах неперекристаллизованные породы непосредственно переходят в зеленые сланцы, в других - между ними возникает цеолитовая фация, в третьих - неперекристаллизованные породы переходят в зону цеолитовой фации, которая сменяется пренит-пумпеллиитовой фацией, а затем уже фацией зеленых сланцев.

При повышении температуры до 300°C возникают *зеленые сланцы*. Типичными ассоциациями минералов этих пород являются альбит + кальцит + хлорит + кварц + актинолит + эпидот, в небольших количествах может присутствовать серицит, иногда тальк. Широкое развитие таких минералов, как хлорит, актинолит, эпидот, вызывает зеленую окраску пород, что нашло свое отражение в их наименовании. Соотношения минералов в породах могут быть различными. Если они развиваются по андезибазальтам, в них может быть больше альбита и они окрашены в более светлые тона, если же они являются производными базальтов - в них больше хлорита или эпидота и актинолита, породы преобретают цвет от темно-зеленого до яблочно-зеленого или грязно-серо-зеленого. В зеленых сланцах полностью утрачивается структура основной массы исходных вулканических пород и исчезают реликты вкрапленников, что делает затруднительным отличия между пара- и ортопородами. Зеленые сланцы обладают мелкозернистой и микролепидогранобластовой структурами. Текстура зеленых сланцев всегда ясно выраженная сланцеватая, иногда тонкослоистая и мелкоплойчатая.

При наиболее низких температурах формирования зеленых сланцев вначале возникают хлоритовые сланцы, которые являются одной из самых распространенных метаморфических пород. В них наиболее широко распространенными минералами являются хлорит, альбит, кварц и кальцит; при подчиненной роли остальных минералов. С повышением температуры в породах постепенно теряются H_2O и CO_2 . Когда она достигает 400°C, хлорит реагирует с кальцитом и возникают актинолит и эпидот. С уменьшением в породах количества хлорита одновременно уменьшается и содержание кварца, что приводит к образованию новой разновидности зеленых сланцев - альбит-эпидотовых сланцев с актинолитом. Сланцеватость в них выражена несколько менее резко, чем в хлоритовых сланцах, нередко они обладают шестоватым волокнистым строением. Структура таких пород фиброгранобластовая или при более крупных зернах актинолита - нематогранобластовая.

Метаморфические породы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций обычно не обнаруживают прямой связи с геологическим возрастом. Они известны как среди докембрийских образований, так и в породах палеозоя и мезозоя. Примером широкого развития зеленых сланцев может служить Урал. На Южном Урале метаморфизм развит несколько слабее, здесь по базитам развиваются главным образом порфиритоиды; по направлению к

северу метаморфические процессы усиливаются, и на Среднем Урале метабазиты представлены альбит-хлоритовыми сланцами с актинолитом, эпидотом, а в зонах повышенного метаморфизма появляются и эпидот-альбитовые амфиболиты. Другим примером широкого распространения зеленых сланцев может служить Печенгская структура, где они, залегая в ее центральной части, переходят в эпидотовые амфиболиты на периферии.

При достижении 450-500°C зеленые сланцы постепенно переходят в *эпидотовые амфиболиты*. К амфиболитам принято относить метаморфические породы, сложенные преимущественно плагиоклазом и амфиболом, однако породы, содержащие альбит и актинолит, носят название сланцев, а не амфиболитов. Следует иметь в виду, что породы, в которых амфибола содержится более 90%, также не считаются амфиболитами, а относятся к амфиболовым сланцам. Состав сосуществующих плагиоклазов и амфиболов изменяется по мере нарастания метаморфизма, благодаря чему по составу плагиоклаза и амфибола можно примерно судить о степени метаморфизма той или иной породы.

В зависимости от соотношения амфибола и плагиоклаза выделяются лейкократовые (10-30% амфибола), мезократовые (30-70%) и меланократовые (70-90%) амфиболиты. По содержанию кварца выделяются собственно амфиболиты (кварц <5%), кварцсодержащие (5-10% кварца) и кварцевые (10-20% кварца) амфиболиты. Если в породах содержание кварца превышает 20%, то их следует относить уже к амфиболовым плагиогнейсам. Прилагательное в наименовании амфиболитов отражает наличие таких обязательных для этих пород минералов, как эпидот, гранат, биотит и пироксен.

Эпидотовые амфиболиты отличаются голубовато-зеленовато-серыми окрасками, интенсивность которых зависит от соотношения минералов, их слагающих, и слабо сланцеватой или массивной текстуры. Зернистость породы несколько более грубая, чем в зеленых сланцах. Для эпидотовых амфиболитов характерна ассоциация эпидот + олигоклаз (№10-20) + кварц + голубовато-зеленая и бледно-зеленая роговые обманки. В парапородах нередко встречаются такие минералы, как биотит и мусковит, иногда ставролит. Хлорит полностью исчезает при достижении 450°C, одновременно с этим сокращается содержание кварца; сланцеватая текстура по мере исчезновения хлорита и актинолита становится менее совершенной, и сменяется массивной или полосчатой. Роговая обманка в этих породах часто обладает резко удлиненной призматической формой, поэтому большим рас-

пространением здесь пользуется нематогранобластовая структура. В качестве реликтовых структур иногда отмечается бластогаббровая или бластоофитовая.

При 600°C разлагается эпидот, изменяется состав плагиоклаза и амфибола, и образуются *амфиболиты*, в которых в качестве главных минералов содержится зеленовато-бурая роговая обманка и плагиоклаз среднего состава. Обычным минералом амфиболитов является титанит. Титан, необходимый для его построения, ранее входил в состав минералов исходных пород - пироксена, ильменита и титаномагнетита. В некоторых амфиболитах, в исходных породах которых содержались повышенные количества калия, встречается биотит, в подчиненных количествах отмечается кварц. В качестве акцессорного минерала типичным является апатит. В параамфиболитах иногда присутствуют дистен, силлиманит, кордиерит, наличие которых в породах позволяет отличать их от ортоамфиболитов.

Амфиболиты - это преимущественно равномернозернистые, среднезернистые породы с гомеогранобластовой структурой, с изометричными по форме и достаточно крупными зернами роговой обманки и плагиоклаза. Значительно реже роговая обманка имеет форму длиннопризматических зерен, ориентированных в одном направлении, что обуславливает нематобластовую структуру. Амфиболиты обладают массивной или полосчатой текстурой.

Амфиболиты являются широко распространенными метаморфическими породами в пределах архейских зеленокаменных поясов и раннепротерозойских зон докембрийских щитов, включая Балтийский, где они залегают совместно с гнейсами. Они также широко развиты в палеозойских и мезозойских подвижных поясах. В северной части Аппалачей было описано переслаивание пород метапелитового и metabазитового рядов. Среди metabазитов названного района, по мере нарастания степени метаморфизма, были выделены фация зеленых сланцев, эпидот-амфиболитовая фация, амфиболитовая и гранулитовая фации. Выделенным фациям амфиболитов соответствовали по степени метаморфизма фации метаморфических пород метапелитового ряда.

При дальнейшем нарастании метаморфизма формируются *пироксеновые амфиболиты*, в которых наряду с роговой обманкой появляется моноклинный пироксен (диопсид), или значительно реже, ромбический пироксен - гиперстен (на этой ступени метаморфизма оба этих пироксена совместно еще не встречаются). Для них характерен более основной состав пла-

гиоклаза (вплоть до лабрадора), одновременно меняется состав роговой обманки и ее цвет - она становится бурой, и исчезает титанит. Титан при этом поглощается роговой обманкой. Эти породы отличаются крупными размерами зерен. Породы имеют гомеогранобластовую структуру, массивную и полосчатую текстуру.

Таким образом, по мере увеличения ступени метаморфизма увеличивается процентное содержание кальция в плагиоклазах, он становится все более основным, в то время как в составе амфиболов нарастает количество натрия. Одновременно с изменением состава амфиболов меняется их окраска: бледно-зеленый актинолит сменяется сине-зеленой роговой обманкой, последняя - зеленой, а затем, бурой роговой обманкой. В связи с этим амфиболы разных окрасок используются при картировании метаморфических толщ в качестве индекс-минералов.

При дальнейшем повышении температуры (обычно превышающей 750-800°C) и давления происходит разложение амфибола, и за счет метабазитов образуются породы гранулитовой фации - *двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы* (или двупироксен-плагиоклазовые гранулиты). Разложение амфибола происходит по схеме: роговая обманка + кварц = ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз. Обычно это крупнозернистые темноокрашенные породы, часто полосчатого строения, состоящие существенно из основного плагиоклаза, иногда с антипертитовыми вростками калиевого полевого шпат, и глиноземистого ортопироксена, обладающего сильным плеохроизмом от зеленого до розового цвета. В породах может содержаться также диопсид.

По Г.Винклеру (1967) при образовании рассматриваемых кристаллических сланцев P_s должно резко превышать P_{H_2O} . В некоторых двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцах сохраняется роговая обманка, что связано с большим полем устойчивости роговых обманок из-за переменного их состава. Роговая обманка может сохраняться и при очень высоких температурах в случаях больших содержаний в ней магния и титана, что бывает, когда исходные породы отличались повышенными содержаниями этих компонентов. Давление H_2O было при образовании таких пород хотя и значительно меньшим, чем литостатическое, однако более высоким, чем в породах, не содержащих роговой обманки.

Большинство образований гранулитовой фации залегает среди глубоко эродированных гнейсовых толщ. Они встречаются в пределах щитов или в поднятых блоках докембрийского фундамента. Такие породы слагают Ла-

пландский гранулитовый пояс, протягивающийся от Кандалакшского залива Кольского п-ва до Финской Лапландии. Реже гранулиты встречаются в более молодых фанерозойских областях, например, в Родопских горах Болгарии.

Продукты регионального метаморфизма в условиях повышенного литостатического давления

К наиболее низкотемпературным образованиям повышенных давлений обычно относятся *глаукофановые сланцы*, представляющие собою тонкозернистые породы голубовато-зеленого или серого цвета с ясно выраженной сланцеватостью. Они имеют ограниченное распространение.

Глаукофановые сланцы сложены глаукофаном, хлоритом, актинолитом, эпидотом, пумпеллиитом, лавсонитом, альмандином, карбонатом, иногда кварцем и мусковитом. В некоторых разновидностях обнаруживается щелочной амфибол или пироксен. Встречаются и породы, переходные к зеленым сланцам, которые относятся к альбит-хлорит-глаукофановым сланцам.

Глаукофановые сланцы развиваются преимущественно за счет вулканитов основного состава, реже пелитов. Иногда они переходят через хлорит-альбитовые сланцы в спилиты. При сравнении средних химических составов базальтоидов и глаукофановых сланцев обнаруживаются значительные различия между ними. Так в базальтоидах обычное содержание Na_2O составляет 2-3%, а CaO - от 12 до 16%, в глаукофановых сланцах соответственно - 4-6 и 4-8%. Таким образом, глаукофановые сланцы являются продуктами аллохимического метаморфизма, их образование сопровождается привнесением натрия, выносом кальция и калия. Источником натрия в глаукофановых сланцах, по-видимому, служили флюиды, поступавшие с больших глубин по разломам. Ф.Тернер и Дж.Ферхуген (1960) предполагали, что они образовались при температуре 300-400°C, относительно высоком литостатическом и повышенном водном давлении.

Глаукофановые сланцы часто пространственно ассоциируют с так называемыми альпинотипными ультрабазитами ранних стадий развития подвижных поясов. Зоны глаукофанового метаморфизма в пределах области развития офиолитов контролируются глубинными разломами, вдоль которых глаукофановые сланцы располагаются полосами, чередуясь с зелеными сланцами, в которые они иногда и переходят. Например, на Урале вы-

ходы этих пород протягиваются цепочкой вдоль Главного разлома Урала.

К наиболее высокотемпературным образованиям повышенных давлений относят *гранатовые амфиболиты, гранат-пироксеновые амфиболиты и гранатовые двупироксеновые сланцы*, а также специфичные породы - *эклогиты*. Для всех пород первой группы (амфиболитов и сланцев) типичной является ассоциация гранат + диопсид + ортопироксен + роговая обманка + плагиоклаз + магнетит + кварц. Некоторые минералы в перечисленных разновидностях пород могут отсутствовать, однако нередко обнаруживается и совместное нахождение всех этих минералов, и тогда отличия между породами сводятся к количественным соотношениям тех или других минералов. Пироксены и роговая обманка иногда образуют совместно с гранатом линзы и гнезда. Породы обладают гранобластовой структурой, в них часто наблюдается идиоморфизм пироксена относительно граната, плагиоклаза и роговой обманки. Реже встречаются порфиробластовые структуры с крупными идиобластами граната, ясно выделяющимися на фоне основной ткани среднезернистого сложения. Текстуры пород массивные, часто полосчатые, обусловленные чередованием более светлых и более темных полос.

Гранатовые амфиболиты, сложенные парагенезисом роговая обманка + плагиоклаз + гранат + кварц, обладают широким полем устойчивости по температуре, встречаясь вплоть до 800°C, затем они вытесняются двупироксеновыми кристаллическими сланцами. Необходимо отметить, что появление граната в породах метабазитового ряда связано с большими литостатическими давлениями, а соответственно и с большими глубинами, чем в метаморфических породах метапелитового ряда. В метабазитах гранат отмечается лишь в породах, подвергшихся давлению, близкому 700 МПа. Железистость гранатов и содержание в них кальция в общем выше, чем в породах метапелитового ряда. Присутствие граната в породах тесно связано не только с высоким литостатическим давлением, но и в значительной степени зависит от состава исходной породы. Нередко удается наблюдать, как в одном и том же обнажении гранат присутствует в одних метабазитах и отсутствует в переслаивающихся с ними других. Считают, что благоприятным для формирования граната при прочих равных условиях является высокое отношение двухвалентного железа к магнию, повышенное содержание марганца и пониженное кальция в исходных породах.

Состав граната и сосуществующих с ним цветных минералов по мере нарастания метаморфизма изменяется. Так ранний гранат, который прак-

тически появляется уже в эпидотовых амфиболитах, обычно отвечает алмандину с железистостью 95. В породах, подвергшихся давлению около 1 ГПа, железистость гранатов достигает порядка 60. Такие образования встречаются на докембрийских щитах, эродированных на глубину около 30 км, более глубинные образования на земной поверхности эрозией не вскрыты, в связи, с чем составы минералов и пород на этих глубинах являются гипотетическими. На распределение железа и магния между гранатом и пироксеном влияет также и температура. Рассмотренные зависимости могут сильно осложняться за счет изменения составов минералов в части других компонентов.

Гранатовые амфиболиты, гранат-пироксеновые амфиболиты и гранатовые дупироксеновые кристаллические сланцы широко распространены в областях древних щитов, в том числе Балтийского. В пределах Кольского п-ва они широко развиты в Центрально-Кольском и Беломорском блоках, а также Лапландском гранулитовом поясе.

Эклогиты - это достаточно редко встречающиеся породы. Они сложены главным образом двумя минералами - гранатом и клинопироксеном. Для эклогитов установлены особые условия формирования - большие глубины, что приводит к отличным от других пород химическому и минеральному составам граната и пироксена. Гранат имеет красный или красноватый цвет и представлен минералом алмандин-пиропового (Fe-Mg-Al) ряда. Клинопироксен, будучи окрашенным, в яблочно-зеленый цвет, отличается наличием в нем жадеитового компонента $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ омфацитового типа.

Формула омфацита: $(\text{Ca}, \text{Na}) (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}) [\text{SiO}_2\text{O}_6]$.

Кроме этих главных минералов в эклогитах почти всегда содержится рутил, часто кварц, иногда оливин, ромбический пироксен, магнетит и апатит. В некоторых эклогитах мантийного генезиса в качестве акцессорных минералов встречается графит и алмаз.

Эклогиты представляют собой массивные породы с большим удельным весом (3.3-3.6 г/см³), в то время как в эквивалентных по химическому составу габброидах - 2.9-3.1 г/см³. Обычно это средне- или крупнозернистые породы буровато-светло-зеленого цвета. Они имеют гранобластовую, часто порфиробластовую структуру за счет крупных идиобластовых выделений граната; омфацит в некоторых случаях обладает линейной ориентировкой. Ранее считалось, что эклогиты формировались при высоких давлениях и очень высоких температурах. Однако на основе экспериментальных иссле-

ледований установлено, что эклогиты формируются в широком диапазоне температур, начиная от 500°C и выше.

Выявлены три типа эклогитов, различающихся по условиям образования, минеральному составу и составу минералов: 1) включения в кимберлитах, базальтах и ультраосновных породах; 2) слои и линзы в гранулитовых комплексах; 3) слои, линзы и включения в альпинотипных метаморфических образованиях (глаукофановых сланцах и др.).

Эклогиты первой группы имеют, вероятнее всего, мантийное происхождение. Они формировались на глубинах порядка 150 км. Эклогиты второй группы образуются в нижних частях земной коры, а третьей группы - на относительно малых глубинах. При этом железистость гранатов возрастает в направлении от первой группы к третьей, одновременно в гранатах нарастает и количество гроссуляр-андрадитового (Ca-Al-Fe) компонента. В состав эклогитов первой и второй групп входит ортопироксен и оливин. В условиях очень высоких давления появляется кианит, который образуется за счет распада неустойчивого в этих условиях плагиоклаза основного состава. При этом кальций идет на построение граната, натрий входит в состав омфацита, а за счет глинозема и кремнезема образуется кианит. В случае нехватки в химическом составе кремнезема кристаллизуется не кианит, а корунд. В эклогитах третьей группы часто присутствуют первичные для метаморфических пород глаукофан и эпидот.

Эклогиты, попадая в другие физико-химические условия, легко поддаются регрессивному метаморфизму. В этих случаях образуется глаукофан, который развивается по трещинкам в гранате или формирует его внешнюю зону, иногда появляется эпидот и хлорит. В некоторых случаях, эклогиты из-за диафтореза преобразуются в глаукофан-хлоритоид-гранат-эпидотмусковитовые сланцы.

Эклогиты являются редкими породами, они никогда не слагают крупные тела. Эклогиты первой и второй групп встречаются в виде мелких линзовидных тел длиной 2-2.5 км, расположенных в виде цепочки. Такие тела известны в районе Норд-фьорд в Норвегии. В Кокчетавском блоке (Казахстан) мелкие тела эклогитов имеют площадное развитие. Эклогиты первой группы особенно детально изучены в алмазоносных кимберлитовых трубках Южной Африки и Якутии, где они слагают ксенолиты, вынесенные, по представлениям геологов, из верхней мантии. Известны эклогитовые включения в базальтоидах кратера Солт-Лейк на Гавайских островах и в

районе Делегит в Австралии. Эти эклогиты, по-видимому, формировались на несколько меньших глубинах в условиях гранулитовой фации. Эклогиты, образующие включения в перидотитах, описаны в Норвегии, Японии, на Полярном Урале и Чукотке. Эти породы, по некоторым данным, формируются в областях повышенного давления гранулитовой фации. Эклогиты третьей группы, подчиненные поясам глаукофановых сланцев, обнаружены в ряде глубоко эродированных структур, в том числе в Новой Каледонии и Калифорнии. В последние годы эклогиты докембрийского возраста были обнаружены в пределах Беломорского пояса Карелии.

Продукты регионального метаморфизма в условиях низких литостатических давлений

В условиях низких давлений метаморфические преобразования пород метабазитового ряда происходят лишь при довольно высоких температурах, превышающих 500°C. Обычно такие изменения связаны с локальным метаморфизмом - формированием экзоконтактовых ореолов вокруг интрузивных массивов. Преобразование пород происходит под воздействием летучих компонентов магматического расплава, высоких температур и небольших давлений.

Наиболее высокотемпературные образования малых давлений представлены обычно *двупироксен-плаггиоклазовыми роговиками*, которые отличаются от соответствующих им по температурам двупироксенплаггиоклазовых кристаллических сланцев наличием роговиковых структур. Близость минерального состава к породам группы габбро и некоторое сходство во внешнем облике таких роговиков требуют для распознавания этих пород внимательного изучения структур. Необходимо отметить, что даже при достижении максимально возможных для метаморфизма температур (превышающих 1000°C) метабазиты из-за их тугоплавкости не плавятся, поэтому породы типа бухитов по основным породам образуются крайне редко. Менее высокотемпературными роговиками являются *пироксен-амфибол-плаггиоклазовые роговики*, содержащие диопсид или ортопироксен.

Наиболее широко распространенными роговиками по метабазитам являются *амфибол-плаггиоклазовые роговики*, состоящие главным образом из роговой обманки и плаггиоклаза. В этих случаях при изменениях базальтов или долеритов происходит уралитизация пироксенов, которые замещаются бледно-зеленой роговой обманкой. Если в метабазитах сохраняются очер-

тания вкрапленников полевых шпатов или цветных минералов, структура их может быть отнесена к бластопорфировой при роговиковой структуре основной ткани. В этих породах еще заметны реликты миндалекаменной текстуры. Такого рода контактовые ореолы описаны, например, вокруг диоритового массива Комри в Шотландии, где внешняя зона сложена амфиболовыми роговиками, а внутренняя зона относится к фации пироксеновых роговиков. Значительно реже, чем амфибол-плагиоклазовые роговики, выделяются *эпидот-амфибол-плагиоклазовые роговики* из-за близости их по облику и составу к соответствующим амфиболитам регионального метаморфизма.

Более высокотемпературный роговик относительно менее высокотемпературного становится более равномерным, мелким и плотным. Роговики, температуры образования которых ниже, часто дают гетеробластовые структуры, иногда порфиробластовые и ситовидные или бластопорфировые.

В типичных контактовых ореолах, сложенных роговиками, зона зеленых сланцев наблюдается очень редко. По наблюдениям А.Мияширо, снаружи от зоны амфиболовых роговиков иногда развивается зона метабазитов, сложенных актинолитом и основным плагиоклазом. Актинолит имеет слабо-зеленоватую окраску, плагиоклаз отвечает по составу лабрадору или андезин-лабрадору. Такие образования наблюдаются в Японии в массивах Иритоно и районе Арасу, а также в Сьерра-Неваде, США. Подобные породы при региональном метаморфизме не образуются и, по мнению А. Миаширо, их формирование возможно лишь при низком P_{CO_2} .

10.7. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОИЗВОДНЫЕ КВАРЦ-ПОЛЕВОШПАТОВЫХ И КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

Исходными породами для данных метаморфических образований могут быть как вулканиты кислого состава и гранитоиды, так и песчаники. По химическому составу они относительно близки к глинистым осадкам, отличаясь от них повышенным содержанием кремнезема - 70-75% против 60% в пелитовых породах, и пониженными содержаниями глинозема. Близость химических составов приводит к большому сходству метаморфических пород этих рядов, особенно образовавшихся на средних и высоких ступенях метаморфизма. Так среди них широким распространением пользуются двуслюдяные сланцы и гнейсы. В то же время из-за повышенного содержа-

ния кремнезема производные кварц-полевошпатовых пород правильнее называть кварцито-сланцами и кварцито-гнейсами. Содержание кварца в таких породах достигает 40-75%. Породы же низких ступеней метаморфизма, хотя и сложены теми же минералами, что и метапелиты, четко отличаются от них по внешнему облику. Это обусловлено более грубозернистым и неоднородным строением кварц-полевошпатовых пород, чем глинистых осадков, и поэтому в них значительно дольше сохраняются реликты первичных структур.

На низких ступенях метаморфизма за счет вулканических пород кислого состава развиваются *порфиroidы*, отличительной особенностью которых является бластопорфировая структура с микролепидогранобластовой структурой основной ткани. В минеральном составе порфиroidов устанавливается кварц, альбит, эпидот, хлорит и серицит, соотношения между которыми зависят, прежде всего, от химического состава исходных пород. Содержание слюдяных минералов в них значительно ниже, чем в филлитах.

Реликты вкрапленников в порфиroidах представлены зернами кварца и альбита, реже разложенными цветными минералами. Основная ткань имеет очень тонкозернистое строение и обладает сланцеватостью, которая обтекает реликты вкрапленников. Последние по мере нарастания метаморфизма также ориентируются по сланцеватости. В дальнейшем вкрапленники дробятся и развальцовываются, и постепенно сливаются с основной тканью, что обуславливает переход в соответствующий сланец или кварцито-сланец.

Среди гнейсов выделяют *лептиты* - разновидность, которая развивается за счет кислых вулканитов (дацитов или риолитов). Эти породы обладают тонкозернистым строением, светлым цветом и состоят преимущественно из кварца и полевых шпатов, слюды в них находятся в подчиненных количествах, иногда встречается роговая обманка. Отличительной особенностью этой разновидности гнейсов является отсутствие или очень низкое содержание граната.

Полнокристаллические разновидности магматических пород кислого состава - гранитоиды и гранодиориты - в значительно меньшей степени подвергаются метаморфическим преобразованиям. В зависимости от исходного состава среди них выделяются разгнейсованные граниты и гранодиориты, по мере нарастания метаморфизма - гнейсо-граниты и гнейсогранодиориты, а затем - гранито-гнейсы и гранодиорито-гнейсы.

Кварц-полевошпатовые песчаники с глинистым цементом преобразовываются в *кварц-альбит-серицитовые сланцы*. Они отличаются от

филлитов бластопсаммитовой структурой; структура основной ткани в них микролепидогранобластовая, текстура сланцеватая. Присутствие глинистого материала в цементе приводит к появлению при повышении интенсивности метаморфизма ставролита, граната и глиноземистых минералов (андалузита, силлиманита и кианита), однако в меньших количествах, чем в метапелитах. Начиная со средних ступеней метаморфизма, бластопсаммитовые структуры уже не сохраняются. В случае близости состава цемента к мергелю, по нему развиваются минералы, характерные для метабазитов соответствующих ступеней метаморфизма.

За счет первично-кремнистых осадочных пород, разнообразных яшм и кварцевых песчаников с опаловым цементом формируются *кварциты*. В случае чисто кремнистого состава исходных пород на всех ступенях метаморфизма образуются кварциты, представляющие собою светлые породы, обладающие на низших ступенях метаморфизма сланцеватой, а на средних и высших - массивной текстурами. Кварциты с ясно выраженной сланцеватостью часто называют кварцитовыми сланцами. Кварциты обладают гранобластовой структурой с зубчатыми очертаниями плотно прилегающих друг к другу зерен. Размерность зерен кварца в кварцитах связана преимущественно с интенсивностью метаморфизма. Так на низших ступенях метаморфизма кварциты обладают мелкозернистой и гетерогранобластовой структурами, а на средних и высших ступенях - средне-, крупнозернистой и гомеогранобластовой структурами. Величина и размерность зерен в кварцитах, в особенности при метаморфизме низкой ступени, отражают размерность зерен в исходных породах. За счет кварцевых песчаников могут сохраниться зерна кварца (песчинок), наличие которых обуславливает бластопсаммитовую структуру. В кварцитах средних ступеней метаморфизма такие структуры уже обычно не фиксируются.

Из-за примеси глинистого или карбонатного материала в исходных породах очень редко образуются чистые кварциты и значительно более частыми являются кварциты, содержащие наряду с кварцем минералы, образовавшиеся за счет примеси глинистого или карбонатного материала в исходных породах. Такими минералами могут быть слюды, кианит, силлиманит или андалузит, гранаты, ставролит, графит, хлорит, пироксены и другие минералы. По присутствию тех или иных минералов среди кварцитов выделяются хлоритовые, слюдяные, силлиманитовые и другие разновидности. Наличие

этих минералов позволяет судить о соответствующих условиях метаморфизма.

Очень важной разновидностью рассматриваемых пород являются *железистые кварциты*, состоящие из агрегата зерен кварца со сложноизвилистыми очертаниями, пластинчатых скоплений гематита и зерен магнетита. Эти тонкополосчатые породы местами переходят в железистые сланцы, в которых кварц полностью вытесняется рудными минералами, и в этом случае мы имеем дело с рудой. Железисто-сланцевые сланцы называются итабаритами, а железистые кварциты - джеспилитами.

На контактах с интрузивными телами за счет кварц-полевошпатовых песчаников и кислых вулканических пород формируются *роговики*, которые образуются при низких давлениях и достаточно высоких температурах. Они обладают светлой окраской, лишены сланцеватости и имеют микрогранобластовую структуру. В их составе находятся зерна кварца, полевых шпатов, чешуйки биотита и мусковита. Чисто кварцевые песчаники превращаются в этих условиях метаморфизма в контактовые кварциты.

10.8. МЕТАКАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОИЗВОДНЫЕ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

При метаморфизме за счет известняков и доломитов образуются карбонатные метаморфические породы. Исходные известняки могут быть как чистыми (кальцитовыми или кальцит-доломитовыми), так и загрязненными глинистым и/или песчаным материалом, и поэтому мы имеем дело с породами различного минерального состава. В процессе регионального метаморфизма монокарбонатных пород образуются простые мраморы (кальцитовые, доломитовые и кальцит-доломитовые). Загрязненные же известняки (особенно кальцит-доломитовые) преобразовываются в силикатные мраморы или известковистые сланцы, в которых наряду с карбонатами содержатся силикатные минералы.

Мраморы - это мелко- или крупнозернистые кристаллические породы с гранобластовой или идиобластовой структурой и массивной текстурой, умеренной прочностью. Они имеют самый разнообразный цвет - от белого, розовато-белого до красновато-бурого, кирпично-красного. Устанавливается множество оттенков серого цвета - от светло-серого до очень темно-серого, почти черного. Их цвет в значительной степени зависит от примеси

органического вещества и гидроокислов железа.

В кальцитовом мраморе зерна обычно характеризуются извилистыми границами, а в доломитовом мраморе чаще встречается идиобластовая форма кристаллов. В случаях совместного нахождения обоих минералов доломит всегда идиобластичен. Породы такого простого состава мало изменяются в условиях различных ступеней метаморфизма. На низких ступенях метаморфизма из-за частого рассланцевания мраморов зерна кальцита нередко имеют параллельную ориентировку. В условиях низкой и средней ступеней мраморам свойственна гетеробластовая структура. Постепенно зерна укрупняются и приобретают равные размеры. На высоких ступенях метаморфизма мраморы имеют крупнокристаллическую гомеогранобластовую структуру.

Мраморы используются как скульптурный и декоративный облицовочный материал. Месторождения таких мраморов находятся в Приладожье и Прионежье (Карелия), на Урале, Алтае и Украине, в Средней Азии, Армении и Грузии; а также в Северной Италии, Греции, Франции (Пиренеи) и США.

Известковистые сланцы отличаются мелко- или среднекристаллической структурой и сланцеватой текстурой. Они имеют также различный цвет: от светло-серого до темного, почти черного, иногда зеленоватый или буровато-красный оттенки. На низких ступенях метаморфизма из-за наличия глинисто-песчанистого материала происходят реакции между карбонатами и глиноземистыми минералами и появляются новые устойчивые парагенезисы минералов: хлорит + кальцит + кварц, доломит + кварц, кальцит + тремолит + кварц, к которым примешиваются альбит, бесцветная слюда, титанит, иногда гранат и эпидот. Породы имеют гранобластовую и гранолепидобластовую структуру. Кальцит без доломита с кварцем устойчив до температуры около 600°C, после чего кальцит реагирует с кварцем с образованием волластонита, и поэтому кварц-кальцитовые мраморы переходят в волластонит-кальцитовые или силикатные мраморы. При очень высоких давлениях CO₂ кварц-кальцитовые мраморы устойчивы до еще более высоких температур. Такие породы широко распространены в докембрийских глубинных гиперстеновых и силлиманитовых гнейсах Алданского и Украинского щитов.

По мере увеличения степени метаморфизма в силикатных мраморах появляются более высокотемпературные парагенезисы минералов: кальцит + диопсид + тремолитовые, кальцит + диопсид + гроссуляр + кварц, реже

образуются флогопит, магнетит или плагиоклаз. Самыми высокотемпературными являются форстерит-доломит-диопсидовые, кальцит-форстеритовые и волластонит-кальцитовые мраморы, содержащие шпинель, гранат, плагиоклаз, магнетит и кварц. Высокотемпературные силикатные мраморы обладают, как правило, крупнозернистой и гранобластовой структурами, и массивной текстурой.

При контактовом метаморфизме, в условиях низких давлений за счет карбонатных пород образуются мраморы и известково-силикатные роговики. *Контактные мраморы* мало отличаются от регионально-метаморфических, они также обладают мелко- или среднезернистой и гранобластовой структурами, и массивной текстурой.

Известково-силикатные роговики различаются парагенезисами минералов в зависимости от температуры их образования и характера примесей в известняках. К низкотемпературным относятся ассоциации: кальцит + тремолит + кварц, кальцит + тальк + кварц, кальцит + доломит + тремолит. По мере возрастания температур появляются парагенезисы: доломит + тремолит + диопсид, доломит + форстерит + кальцит, форстерит + диопсид + кальцит + кварц. Породы обладают гранобластовой структурой, массивной однородной или пятнистой текстурой.

Во внутренних частях контактовых ореолов формируются *известковистые роговики* бурого или зеленого цвета, сложенные гроссуляром, диопсидом, волластонитом и кальцитом. За счет кремнистых доломитов, содержащих примесь глинозема, образуются антофиллит-кордиеритовые роговики - крупнозернистые породы с гетерогранобластовой или гомеогранобластовой структурами и массивной однородной или пятнистой структурами. Известково-силикатные роговики сходны по минеральному составу со скарнами, от которых их отличает отсутствие зональности, характерной для всех метасоматических образований, а также отсутствие существенных скоплений рудных минералов.

11.8. МЕТАУЛЬТРАБАЗИТЫ

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОИЗВОДНЫЕ УЛЬТРАБАЗИТОВ

За счет магматических пород ультраосновного состава формируются разнообразные по структуре и составу метаморфические породы. При условиях, близких условиям формирования зеленых сланцев, образуются

наиболее чаще встречаемые *серпентиновые* и *серпентин-бруситовые сланцы*. Поскольку серпентинизация развивается преимущественно в восстановительных условиях, железо, которое содержалось в исходных породах, входит в состав серпентина и брусита, поэтому в относительно высокотемпературных серпентинитах нет самостоятельных минералов железа, и такие породы немагнитные. При более же низких температурах в этих породах кристаллизуется вторичный магнетит, что позволяет судить о примерных температурах их формирования.

По магматическим породам ультраосновного состава развиваются также *тремолитовые, актинолит-тальковые, тальк-хлоритовые, тальк-антигоритовые* и *актинолит-хлорит-тальковые сланцы*, имеющие лепидобластовую или нематолепидобластовую структуры и сланцеватую текстуру.

Серпентиниты и тальковые серпентиниты обычно развиваются за счет малоглубинных образований, тогда как более широко развитые баститовые серпентиниты (породы, в которых энстатит замещен псевдоморфозами серпентина - баститом) образуются в более глубоких условиях. Последние наиболее распространены в офиолитовых поясах и складчатых областях.

На средней ступени регионального метаморфизма появляются рогово-обманковые массивные породы или сланцы с гранобластовой или грано-нематобластовой структурой. На высокой ступени метаморфизма образуются оливин-пироксеновые и пироксеновые породы, весьма похожие на несерпентинизированные исходные породы ультраосновного состава. Им свойственны гранобластовые структуры и массивные текстуры.

В условиях контактового метаморфизма за счет серпентинитов первоначально образуются низкотемпературные *антофиллитовые роговики*, а затем более высокотемпературные *оливин-ортопироксен-клинохлоритовые* и *оливиновые роговики*.

11.10. МИГМАТИТЫ

Мигматиты - макроскопически неоднородные породы, состоящие из двух петрографически отличимых частей: палеосомы (реликты материнской осадочной, магматической или метаморфической породы) и неосомы (новообразованная часть породы). Неосома может быть разделена на лей-

косому, обогащенную более светлыми составляющими, и меланосому, состоящую, главным образом, из темноцветных минералов. Мигматиты - это специфические породы средней, реже высокой степени метаморфизма, образованные на глубинах порядка 4-10 км в результате частичного плавления и метасоматического замещения гнейсов, кристаллических сланцев или амфиболитов.

В зависимости от структурно-текстурных особенностей выделяются послойные мигматиты, в которых материал субстрата и инъекций располагается параллельно, линзовидные, ветвистые, сетчатые, плейчатые (пти-мигматиты) и другие мигматиты, название которых связано с морфологией гранитных инъекций. Все разновидности мигматитов по отношению инъецирующего материала с субстратом могут быть разделены на две крупные группы: *артериты*, в которых инъекции гранитоидного состава четко обособлены от субстрата, и *небулиты*, в которых нет четких границ между ними; и в последнем случае частично сохраняются текстурные особенности и минеральный состав субстрата. По минеральному составу инъецируемого материала различают плагиомигматиты, в которых плагиоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом (последний встречается главным образом лишь в виде антипертитовых вростков в плагиоклазе), и ортоклазовые или микроклиновые мигматиты, состав которых близок к лейкократовым гранитам. В зависимости от цветного минерала выделяют биотитовые, роговообманковые и гиперстеновые мигматиты.

Мигматиты долгое время считались продуктами ультраметаморфизма. Предполагалось, что они возникают при достижении максимальных температур путем простого выплавления гранитного расплава из гнейсовых толщ. Поскольку инъекции гранитного расплава всегда кислее, чем исходные гнейсы или амфиболиты, состав субстрата должен бы при этом становиться более основным. С этим связана гипотеза базификации нижней части земной коры. Однако в результате детальных исследований было установлено, что состав субстрата является более кислым, чем исходные гнейсы, к тому же он содержит больше K_2O , Na_2O и SiO_2 , но меньше CaO и MgO . Из этого следует, что образование мигматитов связано с аллохимическим метаморфизмом. Дебазификация исходных пород при формировании мигматитов особенно ясно обнаруживается, когда субстратом являются амфиболиты.

По представлениям Д.С.Коржинского, мигматиты являются результатом процесса магматического замещения, главную роль в котором играют

флюиды. Флюиды одновременно изменяют и породы субстрата, в которых развиваются такие минералы, как биотит, кварц; одновременно происходит формирование антипертитовых вростков калиевого полевого шпата в плагиоклазе. Так как гранитная магма образуется при температурах 650-700°C при условии достаточного давления окисленных флюидов, предполагается, что формирование мигматитов происходит при температурах более низких, чем температуры гранулитовой фации, а именно в условиях амфиболитовой фации. Процессы прогрессивного метаморфизма обычно сопровождаются восстановленными флюидами, регрессивного - окисленными. Поэтому образование мигматитов в большинстве случаев связывают с условиями формирования амфиболитовой фации регрессивного метаморфизма.

11.11. МЕТАСОМАТОЗ

ПРОДУКТЫ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО МЕТАМОРФИЗМА

Под воздействием агрессивных растворов и летучих компонентов образуются метасоматические горные породы. При этом происходит существенное изменение минерального и химического составов, а также структур пород с сохранением твердого состояния. Метасоматоз - это метаморфизм с изменением химического состава, с привнесом и выносом вещества без изменения объема.

Метасоматоз развивается локально в различных геологических обстановках при небольшом давлении на малых, реже средних глубинах. Агрессивные флюиды с течением времени теряют кислотные или щелочные свойства и становятся нейтральными. Поэтому масштабы метасоматоза ограничены. Мощности метасоматических пород обычно составляют от долей метра до несколько метров, редко они достигают первых десятков метров. Более значительные по мощности (до сотен метров и нескольких километров) зоны метасоматических пород наблюдаются в районах развития мигматит-плутонов, впереди фронта гранитизации или магматического замещения, а также в областях активного вулканизма при формировании вторичных кварцитов и пропилитов. Метасоматические породы широко распространены в зонах автосоматоза и контактового метаморфизма на границах интрузивных тел.

По Д.С.Коржинскому следует различать инфильтрационный и диффузионный механизмы процессов метасоматоза. В первом случае раство-

ренные компоненты переносятся раствором, циркулирующим по трещинам и межзерновым пространствам, что приводит к одностороннему переносу компонентов растворами. При диффузионном же метасоматозе привнос и вынос вещества осуществляются диффузионным путем, перемещение компонентов происходит благодаря различию их концентраций в поровых растворах, при этом часто развиваются биметасоматические процессы. В природе инфильтрационный способ метасоматоза проявляется шире, чем диффузионный. Растворы циркулируют вдоль разрывных нарушений, зон повышенной трещиноватости и по отдельным трещинам. По направлению к трещинам происходит нарастание интенсивности метасоматоза.

Большое значение для локализации метасоматических пород имеют контакты различных по химическому составу и механическим свойствам пород. Например, кислотные растворы, идущие по трещинам в алюмосиликатных и карбонатных породах, дадут маломощные околотрещинные изменения в алюмосиликатных и сплошное преобразование в результате скарнообразования в карбонатных породах.

Д.С.Коржинский, используя законы фильтрации и диффузии, разработал теорию метасоматической зональности. В основу этой теории им были положены следующие допущения:

а) существование в породах тонкой и равномерной системы пор; б) постоянство объема при метасоматическом замещении; в) постоянство температуры в пределах метасоматических колонок и г) достижение химического равновесия в каждой точке колонки (скорость реакций раствора с породой выше, чем скорость просачивания раствора при инфильтрации или скорость диффузии).

Характерная черта метасоматических образований - это зональность. По мере возрастания интенсивности процессов метасоматоза число минералов в каждой следующей зоне (в направлении оси колонки) уменьшается на один, вплоть до образования мономинеральных пород в осевой зоне колонки.

С процессами метасоматоза очень тесно связано оруденение. Метасоматические породы обычно приурочены к рудным телам, часто образуя внешнюю зону. Рудные тела по времени образования могут быть синхронными, иногда непосредственно следуя за метасоматическими образованиями, или накладываются на них.

Среди метасоматических пород по генетическому признаку выделяются классы метасоматитов, связанные с гранитным, основным; щелочным и

ультраосновным щелочным магматизмом.

Д.С.Коржинским разработана также концепция кислотно-основного взаимодействия (или кислотности - щелочности). Согласно ей, из очага остывающего магматического расплава поднимается поток восходящих растворов, которые находятся в надкритическом состоянии и имеют первоначально щелочной состав. Растворы взаимодействуют с породами застывшей апикальной части интрузии, а также вмещающими образованиями. Постепенно в растворах повышается кислотность, достигается максимум, а затем она снижается. Эта стадия прохождения через породы кислых растворов обозначена как «волна кислотности».

Таким образом, в соответствии с классификацией процессов по Д.С.Коржинскому следует выделять: 1) породы ранней щелочной стадии; 2) породы кислотной стадии (стадии кислотного выщелачивания); и 3) породы поздней щелочной стадии.

Ранняя щелочная стадия (или стадия пониженной кислотности) является наиболее высокотемпературной - температуры 500-750°C. Часть метасоматических процессов этой стадии относится к магматической (например, формирование магнезиальных скарнов), а другая часть - к послемагматической (образование известковистых скарнов).

Кислотная стадия проявляется в условиях средних температур - 600-400°C. Она характеризуется общим выщелачиванием и выносом всех оснований, что компенсируется осаждением кварца. Кислотная стадия связана с послемагматическим процессом. На этой стадии формируются грейзены, вторичные кварциты и пропилиты.

Кислотная стадия сменяется поздней щелочной, наиболее низкотемпературной - 400-100°C. В результате нейтрализации растворов происходит осаждение карбонатов и образование березитов и лиственитов.

11.11.1. *Метасоматические породы ранней щелочной стадии*

К ранней щелочной стадии, помимо микроклинизации, альбитизации и магнезиального метасоматоза, относят образование скарнов.

Скарны формируются на контактах карбонатных и алюмосиликатных пород под воздействием растворов, пришедших в зону контакта. Они развиваются преимущественно на малых и средних глубинах в контактовых ореолах интрузивных тел кислого состава с известняками.

В зависимости от проникновения растворов метасоматоз может быть *контактовофильтрационным и биметасоматическим*. Иногда эти процессы происходят одновременно, но в целом преобладает инфильтрационный механизм образования скарнов.

Скарнами называются породы, сложенные известково-магнезиально-железистыми силикатами и алюмосиликатами: клинопироксенами диопсид-геденбергитового ряда, гранатами гроссуляр-андрадитового ряда (Ca-Al-Fe), волластонитом, везувианом, магнезиальным оливином, флогопитом и шпинелью. Контактново-реакционные породы, содержащие в составе полевые шпаты, скаполиты, эпидот, называют околоскарновыми породами.

Скарны имеют крупнозернистое строение и гетерогранобластовую, иногда фибро- и нематобластовую структуры, пятнистые или полосчатые текстуры.

Скарны по алюмосиликатным породам называются эндоскарнами, а по карбонатным - экзоскарнами. По минеральному составу выделяются магнезиальные и известковистые скарны.

Магнезиальные скарны образуются в контактах доломитов и магнезитов с магматическими породами преимущественно гранитных интрузий. Магнезиальные скарны образуются в две стадии: более высокотемпературную магматическую и послемагматическую. Внедрение гранитного расплава сопровождается выносом во вмещающие карбонатные породы кремнезема, что сопровождается замещением доломита форстеритом и диопсидом. Если из интрузива выносятся и глинозем (или его примесь была в карбонатах), то в скарнах может кристаллизоваться шпинель.

Для подобных скарнов установлены следующие метасоматические зоны:

1) пироксен-плаггиоклазовые породы (или околоскарновые породы); 2) пироксеновый скарн (типичный скарн со шпинелью): пироксен + шпинель + кальцит; 3) форстерит-пироксеновый скарн: форстерит + пироксен + шпинель + кальцит; 4) форстеритовый скарн: форстерит + шпинель + кальцит; 5) зона минерализованных мраморов (или кальцифиры): кальцит + форстерит + шпинель + пироксен.

В магнезиальных скарнах послемагматической стадии добавляется флогопит. Снижение температуры приводит к гидратации, и вся шпинель во всех зонах замещается флогопитом. Нередко в эту стадию происходит замещение и самой интрузивной породы, в результате чего образуются эн-

доскарны. С послемагматической стадией магнезиальных скарнов связано образование месторождений железа, бора и флогопитов. Флогопитовые месторождения известны на Алданском щите, в Канаде и на о. Шри-Ланка.

Известковые скарны образуются в контактах интрузивных тел с известняками в послемагматическую стадию или накладываются на магнезиальные скарны. Главными минералами известковых скарнов являются клинопироксен диопсид-геденбергитового ряда и гранат гроссуляр-андрадитового ряда. Эти минеральные парагенезисы появляются в результате прохождения растворов, вызывающих биметасоматоз. При этом кальций выносятся из карбонатных пород, а кремнезем и глинозем - из алюмосиликатных.

Один из наиболее характерных типов зональности известковых скарнов на контакте алюмосиликатной породы и известняка имеет следующую последовательность:

1) пироксен-плагиоклазовая околоскарновая порода; 2) пироксен-гранато-вый эндоскарн; 3) гранатовый эндоскарн; 4) пироксеновый экзоскарн; и 5) волластонитовый экзоскарн.

Биметасоматические скарны дают плащеобразные отторочки сложной морфологии мощностью до первых десятков метров, повторяющие все особенности морфологии контактов алюмосиликатных и карбонатных пород. Наиболее распространенными являются инфильтрационные тела жилюобразной и трубообразной формы мощностью до 10-20 м и протяженностью до сотен метров.

Скарны являются средой, которая, нейтрализуя кислые растворы, благоприятствует осаждению рудных компонентов. Известны скарновые месторождения вольфрама, молибдена, меди, железа, полиметаллов, золота, а также флогопита, бора, мышьяка и других элементов. Такие месторождения находятся в Приморье и Забайкалье, на Урале и Алдане, в Средней Азии, Югославии, Южной Австралии, США и Канаде.

11.11.2. Метасоматические породы кислотной стадии

Породы кислотного выщелачивания образуются на контактах магматических и вмещающих пород различного состава под влиянием растворов, содержащих HCl , HF , H_2S и другие кислотные компоненты. Среди них различаются высокотемпературные (кварц-микроклиновые) и среднетем-

пературные (грейзены, вторичные кварциты, пропилиты) метасоматиты.

Кварц-полевошпатовый метасоматоз связан как с гранитоидными, так и щелочными породами. Этот процесс проявляется в апикальных и приконтактных частях интрузивных тел, преимущественно по кислым породам (магматическим, осадочным или метаморфическим).

Грейзены - это наиболее типичные метасоматические образования среднетемпературной кислотной стадии. Это кварц-мусковитовые, кварц-топазовые, существенно кварцевые породы, иногда содержащие турмалин, флюорит, касситерит, вольфрамит и другие рудные минералы. Грейзенизация представляет собою пневматолито-гидротермальный процесс, который осуществляется в кислой среде.

Грейзены формируются в контактах ультракислых гранитов с кварцево-полевошпатовыми и глиноземистыми породами - песчаниками, гнейсами, сланцами и кварцитами. При грейзенизации частично или полностью выносятся щелочи, щелочные земли, иногда глинозем, и привносятся F, S, P, Cl, As, CO₂, NH₃, соединения Sn, W, Mo, Fe, Pb, Li, Be и другие элементы.

Различают грейзены и грейзенизированные породы. Грейзены обладают лепидогранобластовой или гранобластовой структурами и имеют крупнозернистое сложение, массивные, иногда пористые и даже кавернозные текстуры. В грейзенизированных породах сохраняются реликтовые структуры исходных пород (бластогранитная, бластопсаммитовая и др.) со следами замещения первичных минералов таким минералами, как мусковит, топаз и флюорит.

В.А.Жариков выделяет следующую зональность для грейзенов, развивающихся по гранитам:

1) неизменный гранит с парагенезисом кварц + калиевый полевой шпат + оликоглаз + биотит + магнетит; 2) двуслюдяной гранит: кварц + калиевый полевой шпат + альбит + мусковит + биотит; 3) мусковитовый гранит: кварц + калиевый полевой шпат + альбит + мусковит; 4) кварц + калиевый полевой шпат + мусковит; 5) кварц + мусковит или кварц + топаз; и 6) кварц.

К своеобразным процессам грейзенизации относится привнос бора и фтора, в результате чего формируются породы, обогащенные аксинитом - $(Ca, Fe^{2+}, Mn)_3Al_2(BO_3)[Si_4O_{12}](OH)$, а также датолитом, людвигитом и другими минералами, содержащими бор.

По условиям залегания грейзены разделяются на типы околожильные и сплошные. В первом случае грейзенизация приурочена к зальбандам жил, во втором - развивается на участках, разбитых серией параллельных трещин, и имеет штоково-гнездовый или штокверковый характер развития. Мощность зон грейзенизации околожильного типа невелика и редко достигает 20 м. Сплошной тип грейзенизации отличается более мощным развитием. Глубина зон грейзенизации составляет 200-300 м, наибольшая глубина (1200 м) установлена в Корнуолле.

Грейзены и грейзенизированные породы представляют большой промышленный интерес. Среди рудных грейзеновых месторождений выделяют два главных типа: а) несulfидный тип вольфрамо-касситеритового оруденения; б) sulfидный тип, с которым связаны месторождения sulfидов Fe, Cu, As, Sn, Bi, Mo, Zn, Pb и других элементов. На долю первых приходится 63%, на долю вторых - 37%.

Вольфрам-касситеритовые месторождения залегают в Средней Азии и Казахстане, sulfидные месторождения с железом, медью, оловом, молибденом, цинком, свинцом, мышьяком и другими металлами известны в Средней Азии, Казахстане, Англии, Германии и Бирме.

Вторичные кварциты - специфические метасоматиты, занимающие площади до десятков квадратных километров в областях активной вулканической деятельности. Они впервые были названы и описаны в 1891 году на Урале Е.С.Федоровым и В.В.Никитиным, и подробно изучены Н.И.Наковником (1954) в Казахстане. Вторичные кварциты формируются в условиях малоглубинного, иногда приповерхностного кислотного выщелачивания за счет, главным образом, кислых и средних вулканических пород, реже они развиваются по интрузивным или осадочным породам. Они являются продуктом гидротермально-метасоматического процесса и представляют собою своеобразные породы, сложенные минеральным парагенезисом, который не встречается в других метаморфических породах.

Вторичные кварциты имеют светлую сероватую или почти белую окраску, мелкозернистую структуру и массивную однородную или пятнистую, нередко пористую текстуру. В них часто сохраняется реликтовая обломочная или порфирировая структура. Главными минералами, слагающими вторичные кварциты, являются кварц и серицит, реже присутствуют алузит - $K_2Al_6(OH)_4(SO_4)_4$, андалузит, диаспор, пирофиллит - $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$, корунд, а также рудные минералы: пирит, гематит, sulfиды меди, свинца, цинка, золота, серебра, ртути, сурьмы и мышьяка.

Н.И.Наковник выделил следующие разновидности вторичных кварцитов: серицитовые, андалузитовые, алунитовые, диаспоровые, корундовые и монокварцевые, которые располагаются закономерно. Непосредственно около зоны циркуляции растворов располагаются корундовые и андалузитовые кварциты, которые на периферии сменяются диаспоровыми, алунитовыми, каолинитовыми, пиррофиллитовыми и серицитовыми кварцитами.

Вторичные кварциты распространены очень широко. Они известны в Казахстане, Средней Азии и Закавказье, на Урале, Дальнем Востоке и Алтае, а также в Чехословакии, Венгрии, Румынии, Китае, Японии и Мексике.

С ними связаны месторождения глиноземистого сырья (алунита, корунда, каолинита) и серы, а также медные, золото-серебряные и сурьмяномышьяковые месторождения. Крупными месторождения является корундово-андалузитовое Семиз-Бугу и медно-колчеданное Коунрад в Казахстане.

Пропилиты образуются в процессе метасоматических изменений вулканогенных пород преимущественно андезитового, а также основного, реже кислого состава. Они окрашены в зеленые цвета различных оттенков, имеют мелкозернистую, нередко реликтовую структуру и сложены эпидотом, альбитом, уралитом, хлоритом, серицитом, карбонатами и цеолитами, иногда присутствуют кварц, адуляр, пренит и пирит. От зеленокаменноизмененных пород пропилиты отличаются наличием адуляра и сульфидов в ассоциации с карбонатами. Пропилиты развиваются самостоятельно или сопровождают вторичные кварциты. В последнем случае они отделяют вторичные кварциты от неизменных пород.

С пропилитами связаны месторождения золота, серебра, свинца, цинка, меди, сурьмы, ртути и других металлов на Урале, в Средней Азии, Казахстане, Карпатах, США, Японии и Индонезии.

11.11.3. Метасоматические породы поздней щелочной стадии

Под воздействием нейтрализованных растворов на породы различного состава вдоль трещин, зон расланцевания и контактов даек развиваются низкотемпературные метасоматические процессы, которые приводят к формированию березитов и листовенитов.

Березиты - это светлые мелкозернистые породы, состоящие из кварца, серицита, карбоната анкеритового ряда - $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$, пирита, реже хлорита и альбита. Они образуются по кислым породам, подвергшимся воздействию растворов, богатых CO_2 и S.

Процесс березитизации является широко распространенным типом околотрещинного метасоматоза. По В.А.Жарикову в березитизированных породах около кварцевых жил выделяется следующая зональность:

1) березитизированный гранит-порфир: кварц + ортоклаз + серицит + альбит + хлорит + кальцит + пирит; 2) кварц + серицит + альбит + хлорит + кальцит + пирит; 3) кварц + серицит + альбит + анкерит + пирит; 4) кварц + серицит + анкерит + пирит; 5) кварц + серицит + пирит; 6) кварц + серицит; 7) кварц.

С березитами связаны месторождения золота. Наиболее известным из них является Березовское месторождение на Урале, впервые описанное в 1842 году Г.Розе.

Листвиниты образуются при изменении ультраосновных, реже основных и карбонатных пород под воздействием растворов, обогащенных CO_2 . Они состоят из кварца, карбоната брейнеритового типа - MgCO_3 , хромовой слюдки - фуксита и пирита. Встречается также хлорит, тальк, серпентин и хромит (последние три минерала - явно реликтовые от серпентинитов, подвергавшихся листвинизации). Внешняя окраска их может быть светлой желтовато-зеленоватой. Часто за счет разложения карбонатов появляются гидроокислы железа, придающие листвинитам бурые оттенки. Листвиниты обладают массивной, иногда кавернозной текстурами и гетеробластовой, мелко- и среднезернистой структурами. Характерная их форма проявления - это околотрещинные зональные изменения мощностью до 1.5 м. С листвинитами связаны месторождения золота и полиметаллов.

11.12. КАТАКЛАЗИТЫ

ПРОДУКТЫ КАТАКЛАСТИЧЕСКОГО МЕТАМОРФИЗМА

В результате дислокаций при низких температурах и низком литостатистическом давлении, под воздействием стресса образуются катакластические породы, в которых новые минеральные парагенезисы имеют подчиненную роль. Появляющиеся при этих процессах породы благодаря своим механическим свойствам являются крайне благоприятной средой для проникновения флюидов, и поэтому часто служат исходными для многих метаморфических пород локального метаморфизма. Иногда они настолько тесно связаны, что могут быть разделены лишь условно. В зонах развития катаклаза метаморфические процессы проходят значительно интенсивнее,

чем в массивных породах. В метаморфических породах очень часто устанавливаются следы катаклаза, которые предшествуют метаморфизму.

Катакластические породы подразделяются на брекчии, катаклазиты, милониты и псевдотахилиты.

Брекчии, образующиеся за счет брекчирования пород, состоят из остроугольных обломков разной величины, скрепленных мелкодробленой массой, появляющейся при более мелком дроблении той же породы. Подобные структуры называются брекчиевидными, а породы брекчиевидными гранитами, гнейсами и т.д.

Катаклазиты отличаются от брекчий меньшими размерами обломков. В них наблюдается дробление хрупких минералов, образование двойников скольжения, изогнутость таких пластичных минералов, как слюды. В обломках еще сохраняется облик исходных пород, в связи с чем различают катаклазиты габбро, катаклазиты гранитов и т. д. Обломки пород и минералов имеют различную остроугольную, иногда линзовидную форму, структура основной массы - цементная.

Милониты, формируясь при интенсивном раздроблении и перетирании пород, представляют собою породу, в которой состав обломков обнаруживается только при микроскопическом изучении. Некоторые милониты содержат тонкие линзочки исходного материала, в других случаях сохраняются лишь порфиорокlastы минералов исходных пород, часто это зерна кварца или полевых шпатов обломочной или линзовидной формы. Породы обладают милонитовой структурой и сланцеватой или полосчатой текстурами. Большинство милонитов образовалось за счет кварц-полевошпатовых пород, реже, по основным и ультраосновным породам.

Псевдотахилиты - это разновидность милонитов, в которых породы перетерты до столь тонкозернистой массы, что даже при изучении их под микроскопом реликты первичных минералов не устанавливаются и порода кажется изотропной. В связи с внешним сходством этих пород со стекловатыми породами базальтового состава (тахилитами) они и получили наименование псевдотахилитов. Псевдотахилиты залегают, преимущественно, среди милонитов в виде узких зон.

Помимо вышеназванных пород, выделяется специфическая разновидность - *филлониты*, которые по внешнему виду напоминают филлиты. Под микроскопом устанавливаются тонкие линзочки сланцеватых пород, в каждой из которых сланцеватость может быть ориентирована в разные стороны, что придает породам своеобразный облик.

Косо по отношению к сланцеватости располагаются порфиробласты слюд и других метаморфических минералов, сформированные после процесса катаклаза пород.

Породы катакластического метаморфизма распространены широко. Они прослежены, например, на десятки километров в северной части Карельского перешейка. Особенно велики зоны катаклазированных пород в районах крупнейших региональных разломов. Так разлом Сан-Андреас (Калифорния, США), по которому Тихоокеанская плита контактирует с Северо-Американской, имеет протяженность около тысячи километров и представляет зону шириной несколько километров, сложенную разнообразными катакластическими породами. Альпийский разлом, пересекающий Южный остров Новой Зеландии, образует зону шириной около 2 км, сложенную катаклазитами и милонитами.

В центральной части Кольского п-ва Мончетундровский региональный разлом субширотного направления, разделяющий два крупных интрузивных комплекса палеопротерозойского возраста габбро-анортозитов Главного хребта и дунит-пироксенит-габброноритов Мончеплутона, протягивается более чем на 25 км. Мощность блатоскатаклизитов и бластомилонитов, пересеченных структурной скважиной М-1, достигает более 1 км.

11.13. ИМПАКТИТЫ

ПРОИЗВОДНЫЕ УДАРНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Ударно-метаморфические преобразования, приуроченные к местам соударения метеоритов с поверхностью Земли, приводят к формированию особой группы горных пород, объединяемых под названием *импактиты*, благодаря чему этот метаморфизм иногда называют импактным. В эпицентрах соударений возникают необычно высокие для геологических процессов давления и температуры. Изучение подобных преобразований началось совсем недавно. Лишь в 60-е годы двадцатого столетия появляются первые работы, посвященные проблеме импактитов. В последующие годы опубликованы несколько монографий и сводок по этой проблеме В.А.Масайтиса, А.Н.Данилина и М.С.Мащак (1980), В.И.Фельдмана (1981, 1990), Г.Дж.Мелош (1993) и "Алмазаносные импактиты Попигайской астроблемы" (1998) под редакцией В.Л.Масайтиса. Следует отметить, что сложность изучения импактитов обусловлена их сходством с рядом вулканических пород, тогда как образование импактитов не связано с эндогенными или экзогенными процессами, протекающими на Земле.

Ударный космогенно-геологический метаморфизм отличается от метаморфизма, протекающего в земной коре, высокой динамичностью. В процессе импактного метаморфизма выделяется количество энергии, сходное с количеством энергии при катастрофических геологических процессах. Однако даже столь кратковременные в геологическом понимании процессы, как извержения вулканов и землетрясения, на 4-6 порядков более длительны, чем образования метеоритных кратеров. Метеоритный кратер диаметром в 100 км формируется в продолжение 10 с, в то время как землетрясения в Ашхабаде в 1948 г. или на Аляске в 1964 г. продолжались в течение 10^5 с, а извержение вулкана Шивелуч на Камчатке в 1964 г. - 10^3 - 10^6 с.

В точках соударения метеоритов с поверхностью Земли появляются метеоритные кратеры или астроблемы. В настоящее время на Земле выявлено около сотни подобных структур, которые обнаружены главным образом в пределах наиболее хорошо изученных регионов. По приблизительным оценкам за последний миллиард лет произошло около миллиона соударений. Учитывая, что многие из этих точек находятся в океанах и большинство из них перекрыто более молодыми осадками или уничтожено эрозией, предполагается, что на Земле должно быть обнаружено еще до тысячи астроблем. В настоящее время достоверно установлено более 150

крупных импактных структур на земной поверхности.

Размеры выявленных структур этого типа колеблются от 0.5 до 200 км в поперечнике, наиболее часто это 8-16 км. Крупными астроблемами являются кратер Чиксулуб на п-ве Юкатан (200 км), структура Чезапик на Атлантическом побережье США (90 км), и Попигайская, расположенная на Сибирской платформе, на северо-восточной окраине Анабарского щита (75 км). Возраст их различен: от современного (метеоритный дождь в Сихотэ-Алине в 1947 г.) до раннепротерозойского - 1970 млн. лет (структура Бредфорд, Южная Африка). Возраст образования Попигайской структуры равен 36 млн. лет. Сохранность более молодых (кайнозойских и мезозойских) метеоритных кратеров естественно более совершенна, поэтому они и обнаруживаются легче, чем древние. Кроме того, крупные структуры сохраняются дольше, чем мелкие.

Наиболее частыми формами астроблем являются пологие чаши с глубиной, достигающей 1/3 диаметра, обычно имеющие в плане правильную округлую форму. Сложные кратеры обладают центральным поднятием (центральная горка), а в кратерах крупных размеров обнаруживаются и кольцевые поднятия. При формировании небольших метеоритных кратеров 3/4 вещества выбрасывается, а 1/4 часть вдавливается.

В момент соударения метеорита с Землей от эпицентра к краям образуются следующие зоны: 1) испарения исходного вещества мишени (давление здесь достигает 10^5 - 10^6 МПа, температуры 10^4 °С); 2) плавления (0.6×10^5 МПа, температура $1.5 \cdot 10^3$ °С); 3) полиморфных переходов (10^4 МПа, температура 10^2 °С); 4) брекчированных пород, постепенно переходящая в ненарушенные породы мишени. Объемы этих зон различны и резко возрастают от эпицентра к краям.

Принципы систематики продуктов ударного метаморфизма или коптогенных образований (от греч. "*копто*" - дробить, разрушать ударом) разработаны еще недостаточно. Их систематика, структуры и текстуры приведены в атласе "Структуры и текстуры взрывных брекчий и импактитов" (1983). Данные породы могут быть подразделены на ударно-метаморфизованные (еще сохранившие первичный облик) и ударно-метаморфические (собственно импактиты и импактные брекчии, утратившие первичные структурно-текстурные особенности).

Коптогенные породы подразделяются исходя из степени преобразования исходного материала в процессе ударного метаморфизма и транспор-

тировки. В зависимости от того, подверглись ли импактиты перемещиванию после своего формирования, выделяются аутигенные (или автохтонные) и аллогенные (или аллохтонные) образования, т.е. переотложенные в пределах кратера или вне его.

Среди продуктов ударного метаморфизма выделяются продукты дробления - *импактные брекчии, катаклазиты и милониты*, непеременные продукты ударного плавления пород мишени - *импактиты I рода*, переменные продукты плавления - *импактиты II рода*. Условная граница между брекчиями и импактитами определяется присутствием не менее 10% продуктов ударного плавления в виде фрагментов или цементирующей обломки матрицы. По особенностям матрицы среди импактитов II рода выделяются тектиты (от "тектос" - оплавленный) и тектоно-кластические, в том числе *импактные стекла и шлаки, тагамиты* (продукты плавления) и *зювиты* (продукты перемешивания продуктов дробления и плавления).

В процессе сильного ударного сжатия кристаллические породы, и слагающие их минералы претерпевают не только дробление, брекчирование и катаклаз, но и другие заметные изменения. Так при давлении более 35 ГПа кварц превращается в диаплектитовое стекло. Стекло имеет буроватую окраску и характеризуется шагревой поверхностью. В нем возникают участки со слабым двупреломлением. Одним из признаков ударного воздействия является трансформация кварца и диаплектитового стекла в коэсит. Коэсит наблюдается в виде почковидных скоплений буроватой окраски со слабым двупреломлением. Плаггиоклаз трансформируется в диаплектитовое стекло, а ортоклаз и ортоклаз-пертит при нагрузках выше 35 ГПа также превращаются в аморфную массу, сохраняющую форму первичного кристалла.

При давлениях более 45-50 ГПа и остаточной температуре более 1100°C происходит частичное или полное плавление кварца, которое после охлаждения застывает в кварцевое стекло или лешательерит. Плаггиоклаз и ортоклаз трансформируются в мономинеральные, реже полиминеральные смешанные стекла, обладающие пористостью и флюидальной структурой.

Тектиты представляют собой породы, образовавшиеся из расплава охлажденного и застывшего в виде стекла в процессе транспортировки фрагментов пород мишени и расплава по баллистическим траекториям. Перенос может осуществляться на десятки и сотни километров, при этом частично изменяется химический состав расплава.

Тагамиты представляют собою массивные, реже пористые и атакситовые породы афанитового облика, имеющие в своем изломе черные, темно-серые, серо-фиолетовые и светло-серые окраски. Они состоят из стекловатой или в той или иной мере раскристаллизованной основной массы (или матрицы), в которую погружены обломки пород и минералов. Мелкие включения (от долей миллиметра до первых сантиметров) занимают от 5% до 30% и часто образуют шлировидные и полосовидные скопления, а относительно крупные включения (от первых сантиметров до нескольких метров) составляют не более 3-5%. Реже встречаются участки, обогащенные крупными обломками - до 40%. Пористые тагамиты содержат до 15-20% пор, имеющие округлую или эллипсоидную форму, а также иногда каверны. Тагамиты подразделяются на высоко- и низкотемпературные разновидности, первые из которых наиболее полно раскристаллизованы.

Зювиты - представляют собою литифицированные брекчии, состоящие из различной величины обломков, бомб и лепешек полиминерального импактного стекла (витрокластов) и фрагментов пород (литокластов), сцементированных тем же раздробленным (менее 0.1 мм) материалом, частично литифицированным в результате спекания или других процессов. В зювитах отсутствует слоистость, окатанность и сортировка обломочного материала по размерам, составу и степени ударного метаморфизма. Зювиты различаются по соотношению витрокластов, литокластов, грано- и кристаллокластов, по гранулометрии и характеру цементации. Среди зювитов выделяют витрокластические и эпикласто-витрокластические. Эпикласты представлены как обломками осадочных пород чехла и продуктами их дезинтеграции (гранокластами), так и обломками кристаллических пород цоколя и слагающих их минералов (кристаллокластами). Цементом зювитов является глинисто-алевролитовая масса с размером фрагментов минералов и пепловых частиц менее 0.1 мм. Выделяют пепловые (с размером обломков 0.1-2.0 мм), лапиллиевые (2.0-50 мм) и агломератовые или глыбовые (более 50 мм) зювиты.

Существует ряд признаков, позволяющих отличать импактиты от сходных с ними пород, в том числе такие, как наличие конусов разрушения, диаплектитовые преобразования в минералах, новообразование таких высокобарных минералов, как коэсит и стишовит, алмаз и лонсдэйлит (природная гексагональная модификация углерода).

Конусы разрушения формируются чаще в плотных массивных, реже в мелкозернистых породах. Благодаря возникающим при соударении тре-

щинкам появляются специфические текстуры пород. При ударе молотком в этом случае порода распадается на ряд конических фрагментов.

Диаплектовые преобразования по мере нарастания ударных нагрузок в начале проявляются в дроблении минералов, затем в возникновении планарных деформаций и, в конечном счете, в изотропизацию кристаллов, с превращением их в диаплектитовое стекло. В результате процессов дробления минералов развиваются незакономерные трещины. Планарные деформации приводят к появлению планарных трещин, напоминающих трещины спайности, однако развивающиеся также и по другим направлениям и отличающиеся большей плотностью на единицу поверхности. При увеличении нагрузки (для кварца и полевых шпатов около 30 ГПа планарные деформации выражаются наличием планарных элементов - очень тонких (1-2 мкм) включений стекла в минералах. Планарные деформации проявляются в разных минералах при неодинаковых условиях. Устойчивость минералов в этом отношении растет от каркасных силикатов к силикатам с одиночными тетраэдрами. При воздействии ударных нагрузок в 30 ГПа на микроклин-пертит микроклин замещается диаплектитовым стеклом при сохранении вростков альбита. По мере нарастания ударной нагрузки изменяются оптические свойства минералов - уменьшается их показатель преломления и величина двупреломления, что и приводит в конечном результате к полной изотропизации вещества и превращению минералов в диаплектовые стекла.

Судя по изотопным измерениям, при формировании импактных стекол происходит значительная гомогенизация исходного вещества. Результаты изучения распределения таких рудогенных компонентов, как Ni, Co и Ir, позволили установить присутствие в продуктах застывания импактного расплава распыленного вещества ударившего космического тела предположительно хондритового типа. Для Попигайской структуры был сделан вывод о присутствии до 0.5% космического вещества в тагамитах, и от 1% до 4.5% в небольших порциях расплава в подстилающих гнейсах (Масайтис, Райхлин, 1989). Для кратера Brent количество космического вещества оценивается в 1%, а для кратера Западный Клируотер - около 6% (Palme, 1982).

Одним из главных признаков импактного происхождения горной породы является нахождение в них таких специфических высокобарных минералов, как полиморфные модификации кремнезема (коэсит и стишовит) и

углерода (алмаз и лонсдейлит). Коэсит и алмаз встречаются в земных породах, тогда как стишовит и лонсдейлит в продуктах земных геологических процессов не обнаружены. Лонсдейлит образуется при 50 ГПа и более (Ханеман, 1967), а нижняя граница поля устойчивости стишовита проходит по линии 10 ГПа - 400°C и 11.5 ГПа - 800°C.

Импактная природа тагамитов устанавливается со значительным трудом. Поэтому наиболее надежный критерий их распознавания - это обнаружение в них ксенолитов пород и минералов мишени с признаками ударного метаморфизма: планарных деформаций, процессов изотропизации и высокобарных минералов.

11.14. ПРОБЛЕМЫ МЕТАМОРФИЗМА

Проблемы метаморфизма и связь процессов метаморфизма с магматизмом, тектоникой и геодинамикой рассматривали многие петрологи – Н.А.Судовиков, А.А.Маракушев, В.А.Глебовицкий, Н.Л.Добрецов, Л.Л.Перчук и др. Наиболее полно она рассмотрена Н.Л.Добрецовым в одной из глав монографии "Тектоносфера Земли" (1978), основные постулаты которой изложены ниже.

Модели регионального метаморфизма

Геолого-петрологические данные позволяют реконструировать основные этапы формирования метаморфических комплексов, однако из-за различных причин для создания целостной картины приходится использовать ряд альтернативных допущений.

Существуют разночтения и в отношении главных положений, которые касаются: а) источников тепла, механизма его переноса, мощности тепловых потоков при метаморфизме; б) природы различных типов давления - литостатического (P_s), флюидного (P_f) и твердофазного, и их соотношений; в) масштабов миграции флюида и его состав; г) масштаба неизохимичности; д) причин корреляций метаморфических и различных геологических процессов.

Современные представления о природе регионального метаморфизма сводятся к следующим генетическим моделям.

Метаморфизм погружения. Данная модель предполагает, что регрессивная термическая эволюция пород обусловлена только накоплением оса-

дочных или осадочно-вулканогенных толщ. Каждый конкретный объект при этом постепенно удаляется от поверхности и в силу влияния различных рассеянных источников тепла нагревается без существенного перемещения нагретых масс. Подобная модель используется для описания многих “монофациальных” низкотемпературных комплексов разного возраста, реже она применяется для некоторых высокотемпературных толщ докембрийских щитов. Обязательным признаком метаморфизма погружения является совпадение или близкое расположение поверхностей изоград и стратиграфических границ. Температура на каждой из глубин не может превышать значений, отвечающих стационарному тепловому потоку при заданном вертикальном распределении источников тепла. Для архейских гранулитов высокие температуры можно объяснить большими глубинами, поскольку здесь фиксируются достаточно высокие давления (до 8-11 кбар). Более высокая генерация радиогенного тепла в докембрии могла обусловить и более высокий средний стационарный градиент (около 30-35 град/км).

Данные теплофизических расчетов показывают, что в модели простого погружения нагревание пород происходит очень медленно и времени порядка 50 млн. лет после окончания накопления толщ еще недостаточно, чтобы распределение температур приблизилось к стационарному. Для архейских комплексов этот эффект может быть компенсирован длительностью процесса, что неприемлемо для фанерозоя. В том же случае, когда синхронно с прогрессивным метаморфизмом происходит основной магматизм, логично предположить значительное повышение глубинных тепловых потоков, и поэтому метаморфизм погружения в чистом виде мало приемлем.

Модели термодинамометаморфизма. Данные модели, являясь альтернативными модели метаморфизма погружения, предполагают связь прогрессивной термальной истории с увеличением потоков тепла из мантии. Одним из следствий этого является более высокий вертикальный геотермический градиент. В зависимости от величины глубинного теплового потока реализуются разные серии фаций по давлению (андалузит-силлиманитовый или дистен-силлиманитовый типы метаморфизма). Этапы главной складчатости и гранитное магмообразование по времени близко к термальному пику в коре. Данные модели хорошо объясняют большинство случаев зонального метаморфизма.

Н.Л.Добрецов и др. (1970, 1978) разработали детальную модель зонального метаморфизма, основанную на мантийном тепломассопотоке. По их данным при погружении осадков из-за их низкой теплопроводности и затрат тепла на метаморфические реакции распределение температур отклоняется в сторону понижения по сравнению со стационарным. В выступлениях же гранито-гнейсового фундамента теплоток усиливается за счет лучшей теплопроводности и в связи с отсутствием необходимости затрат тепла на метаморфизм, а также наличием конвективной составляющей в теплопереносе. Последняя обусловлена очагами подкоровой магмы и появлением зоны частичного плавления или мигматизации. Обособление анатектического расплава приводит к внедрению автохтонных гранитов, обычно приуроченных к контакту относительно жесткого гранито-гнейсового ядра. В результате мигматизации, появления аллохтонных гранитов и явлений диапиризма изотермы могут смещаться вверх. В зависимости от величины дополнительного теплоток, тангенциального сжатия и степени диапиризма реализуется андалузит-силлиманитовый или дистен-силлиманитовый типы зональности, а в зависимости от эрозионного среза картируется различная зональность в зависимости от наличия или отсутствия мигматитового ядра.

Одной из проблем учения о метаморфизме является механизм возникновения сверхвысоких литостатических давлений, когда минералогические барометры фиксируют высокие давления в относительно маломощных толщах. Модель флюидного сверхдавления или "автоклавная модель" связывает изотермические вариации давления от комплекса к комплексу и мозаичную картину распределения давления в пределах одной толщи с колебаниями проницаемости, водонасыщенности и скорости нагрева. Следующая "стрессовая модель" объясняет появление высоких давлений в следствие значительного стресса (порядка 1-3 кбар) на локальных участках. Модель "тектонического погружения" предполагает погружение пород под серию надвигов. В "полиметаморфической" модели предполагаются многократные проявления метаморфизма в одной и той же толще. Безусловно, реально зафиксированными могут быть лишь те примеры, когда на более позднем этапе метаморфизма температуры превысили прежние максимумы, так как следы раннего метаморфизма, как правило, полностью стираются.

Для объяснения диафтореза в региональном плане необходимо найти источники воды, так как мантийный поток следует исключить. Проблема

источников воды легко решается в случае, когда одна и та же толща при повторном метаморфизме на нижних горизонтах имеет прогрессивную, а в верхних частях регрессивную последовательность метаморфических превращений. Повторный метаморфизм такого типа наиболее вероятен, если он вызывается более мощным теплотоком, чем первичный метаморфизм.

Модели с последовательной сменой типов метаморфизма являются частным случаем полиметаморфизма. При этом необходимо помнить, что в одной толще могут фиксироваться только те случаи, когда наложенным является метаморфизм с более высоким геотермическим градиентом. Поэтому очень часто фиксируется последовательность: глаукофан-сланцевый метаморфизм - дистен-силлиманитовый (или андалузит-силлиманитовый) метаморфизм или дистен-силлиманитовый метаморфизм - андалузит-силлиманитовый метаморфизм.

Первичный прогрессивный метаморфизм всегда проходит в более обводненной толще, чем последующий, что предполагает возможность проявления “автоклавного эффекта”. Однако обводненность является не единственным фактором, контролирующим давление.

В настоящее время каждая из названных моделей или их комбинация не могут претендовать на универсальность.

Проблемы метаморфических фаций

Принцип метаморфических фаций в современной его форме берет начало от работ Эскола (Eskola, 1920, 1939) и является, по существу, чисто эмпирическим обобщением геологических наблюдений. В упрощенных современных трактовках фациальная диагностика отражает либо “*PT*-условия образования пород” или “*PT*-условия метаморфизма”. Однако образование породы в ее настоящем виде является результатом всей ее истории от этапа отложения осадков (или магматических масс) и кончая нынешней эпохой. При этом метаморфические изменения происходили в разных масштабах все время, и поэтому о каких-либо фиксированных “*PT*-условиях метаморфизма” не приходится говорить.

Более реально представление о том, что минеральные ассоциации, служащие основой для определения фаций, близки к равновесиям в те периоды, когда температура достигала максимума. Или, другими словами, наблюдаемые парагенезисы минералов в каждом участке метаморфической

породы характеризуют PT -условия в последние эпохи существования здесь более или менее равномерной связной пористости, заполненной флюидом и/или расплавом на высокотемпературных ступенях. Пористость является необходимым условием протекания гетерофазных реакций. В отсутствие анатексиса разобщение системы пор происходит сразу по окончании прогрессивной стадии метаморфизма, при переходе к этапу охлаждения. При наличии анатексиса такое разобщение наступает позже, уже после окончания кристаллизации расплавов и выделения из него флюида.

Современные количественные оценки PT -параметров, отвечающих указанным эпохам "максимального" метаморфизма, осуществляются несколькими способами:

- а) по реперным, изученным экспериментально, минеральным равновесиям;
- б) по распределению изоморфных элементов между сосуществующими силикатными и алюмосиликатными минералами;
- в) на основе изучения включений "законсервированных" флюидов или расплавов в минеральных фазах;
- г) на основе термодинамических расчетов для наблюдаемых равновесий.

Первый метод имеет наибольшую историю, важнейшие равновесия минералов в настоящее время достаточно точно привязаны в PT -координатах. Это позволило петрологам предложить целый ряд петрогенетических решеток (Соболев, Добрецов, 1970; Глебовицкий, 1973; Добрецов и др., 1978; Маракушев и др., 1986 и др.). Все существующие схемы метаморфических фаций являются разновидностями таких решеток с разницей только границ ячеек, которые определяются наиболее широко распространенными и легко выявляемыми минеральными превращениями. Варианты, предлагаемые разными авторами, различаются главным образом в деталях, а важнейшие элементы современных фациальных схем хорошо сопоставимы.

В то же время некоторые результаты экспериментов при характеристике реальных PT -параметров не могут быть полностью использованы из-за неопределенности состава флюидов при метаморфизме (особенно для равновесий с водосодержащими минералами или карбонатами), степени негидростатичности природных систем и влияние "малых" компонентов. Поэтому имеются заметные разночтения в оценках, соответствующих аналогичным фациальным границам. Уменьшить неопределенность можно пу-

тем сопоставления параллельных наблюдений сразу по нескольким минеральным равновесиям, по-разному зависящим от осложняющих факторов, или с использованием различных методов, например, изучения флюидных и расплавных включений в минералах. На сегодня реальное положение фациальных границ определяется с точностью не менее $\pm 30-50^{\circ}\text{C}$ по температуре и $\pm 1.5-2$ кбар по давлению. Оценки с такими допусками вполне достаточны для реставрации общей картины регионального метаморфизма. Проблема в настоящее время состоит не столько в уточнении *PT*-координат границ фаций, сколько в дальнейшей детализации соответствующей петрогенетической решетки, особенно с целью получения более надежных и простых классификаций по давлению.

Для изучения процессов метаморфизма широко применяется термобарометрия, основанная на изучении химизма минералов и в первую очередь распределения изоморфных компонентов в сосуществующих парах (Барт, 1962; Перчук, 1970, 1973; Добрецов, 1974). Улучшение аналитических методик (рентгено-спектральный, изотопный и др. анализы) в значительной степени увеличивают надежность результатов. Полученные данные в значительной степени дополняют фациальную диагностику, но не могут ее полностью заменить, так как точность градуировки геотермометров и геобарометров не выше, потому что она базируется на тех же “реперах”. Термобарометрия такого типа наибольшее значение имеет при интерполяциях в *PT*-интервалах, где фациальная решетка недостаточно густа, или при отсутствии критических ассоциаций.

При оценке надежности того или иного конкретного термометра необходимо учитывать возможные масштабы регрессивного ионного обмена. Первоначальное распределение компонентов меняется не слишком сильно, если только в сосуществующую пару входит хотя бы один минерал с “плотной” структурой, и если температуры во всем регрессивном интервале не очень высоки или длительность регрессивного этана невелика. В этом отношении показателен гранат-биотитовый термометр, дающий устойчивые и непротиворечивые цифры для среднетемпературных ступеней, но мало пригодный при оценке температур на уровне амфиболитовой и гранулитовой фации. Для таких изофациальных комплексов получается слишком большой разброс данных, что, очевидно, связано с вариациями позднейшей термальной истории и различиями в степени вторичного ионного обмена.

Термометры, основанные на коэффициентах распределения независимо от вариантности парагенезиса, эмпирическая градуировка по фациальным реперам и градуировка по экспериментальным данным могут давать значительные несовпадения. Первая из них автоматически включает поправку на реальные среднестатистические масштабы регрессивного обмена и является более предпочтительной для определения PT -параметров “максимума” метаморфизма. Экспериментальная градуировка неизбежно ведет к занижению оценок температур в той или иной степени, так как для контактирующих зерен ионный обмен не прекращается, а темпы его меняются только в зависимости от изменения температуры. В изотопно-кислородной термометрии сталкиваемся с теми же проблемами. Коэффициенты диффузии кислорода соизмеримы с коэффициентами для двухвалентных катионов, так что соответствующие вторичные искажения примерно те же по порядку величин.

Минералогические термометры и барометры, использующие данные по химизму фаз в моновариантных и дивариантных ассоциациях, имеют преимущество по сравнению с термометрами предыдущего типа в том, что их показания гораздо меньше искажаются вторичным ионным обменом и лучше коррелируются с фациальной диагностикой по набору минеральных парагенезисов.

Метаморфизм и магматизм

В настоящее время полная картина связи между процессами метаморфизма и магматизма отсутствует. Одной из причин этого является разнородность и множественность форм проявления как магматизма, так и метаморфизма.

Отдельные причинно-следственные отношения выделяются достаточно отчетливо:

1) При типичном контактовом метаморфизме корреляция между магматизмом и метаморфизмом и причинно-следственные отношения вполне очевидны. Вид контактового ореола целиком определяется характеристиками “рамы” (литология пород, исходные T и P , проницаемость) и магматического внедренного тела (его размер, температура и водонасыщенность расплава).

2) Залегающие в земной коре интрузии основного и ультраосновного состава, как правило, существенно не влияют на общее региональное тем-

пературное поле. Их корреляция с определенными типами метаморфизма является опосредствованной, обусловленной единством тектонической позиции, примером чему служат офиолитовые пояса. Исключение составляют некоторые тела базитов, залегающие в пределах двупироксеновой фации, а также габброиды, внедрение которых предшествовало гранитоидам, между которыми во многих случаях доказаны причинно-следственные связи.

3) Проявления мигматитов и анатектических гранитов на докембрийских щитах в “монофациальных” комплексах двупироксен-гнейсовой и амфиболитовой фаций являются естественным продолжением общей прогрессивной температурной эволюции. Их преимущественная связь с амфиболитовой фацией может объясняться тем, что парагенезисы гранулитов не сохраняются на регрессивной стадии в толщах, сильно насыщенных выплавками. Анатексис и мигматизация, а также многие процессы частичного плавления в мантии являются, по существу, частью общего процесса метаморфизма, т. е. гетерофазовыми реакциями, однотипными с другими фазовыми превращениями при метаморфизме до тех пор, пока не начинается обособление, перемещение и кристаллизация расплава.

3) В складчатых поясах гранитоиды также приурочены преимущественно к высокотемпературным зонам. Однако существуют различные типы гранитоидов: как анатектических гранитов, так и несомненно внедренных тел, имеющих достаточно узкий термальный ореол. Это прежде всего так называемые автохтонные батолиты, эндоконтактные зоны которых имеют все признаки образования за счет вмещающих пород, тогда как в экзоконтакте фиксируется довольно значительный термический градиент. Наиболее вероятным представляется их формирование в результате внедрения большой массы более глубинного высокотемпературного расплава, последующего отделения части растворенной воды за счет сброса давления, затем прогрев, частичный матасоматоз и подплавление вмещающих пород “рамы”.

4) Отсутствие гранитов в “монофациальных” низкотемпературных комплексах можно объяснить тем, что эти комплексы формируются при “метаморфизме погружения”, тогда как гранитоидный магматизм параллелизуется с эпохами поднятий.

5) Совмещение глаукофан-сланцевого метаморфизма и вулканитов, состав которых приближается к составу океанических базальтов, объясняется

литологическим контролем или опосредствованно через специфику тектонической позиции.

б) Сближенность по времени или синхронность многих проявлений магматизма и метаморфизма можно объяснить, если термальные “пики” корового метаморфизма прямо связывать с подъемом глубинных расплавленных масс в мантии. При этом прогрессивные стадии метаморфизма параллелизуются с эпохами наиболее интенсивного магмообразования, однако степень внедрения образующихся магм может быть самой различной.

Метаморфизм и тектоника

Изучение проблемы связи между метаморфизмом и тектоникой в значительной степени опирается на эмпирические данные. Можно выделить и охарактеризовать в общих чертах три положения:

1) Эмпирически установленная закономерная приуроченность каждого из типов метаморфизма к определенным крупным структурным элементам земной коры;

2) Эмпирическая синхронизация последовательности тектонических деформаций и отдельных проявлений метаморфизма;

3) Генетические связи процессов метаморфизма и деформационных процессов в земной коре.

Для синхронных толщ зоны проявления более высокотемпературного метаморфизма в первом приближении очень часто соответствуют одновременно и зонам более интенсивной складчатости. Корреляция такого рода общеизвестна, но имеются и исключения, а сама “интенсивность” складчатости может оцениваться по-разному. Во многих случаях однозначно устанавливается, что эпохи прогрессивного регионального метаморфизма и эпохи главных тектонических деформаций сближены по времени или даже частично перекрываются. Часто зональный метаморфизм накладывается на уже сформированные шарьяжи и изоклинальные складки. В то же время в ряде случаев метаморфизм, отчетливо проявившись в ранних молассах, совершенно не затрагивает поздние молассы, относящиеся к тому же орогенному циклу, например, в герцинидах Тянь-Шаня.

По данным К.А.Шуркина (1968), В.А.Глебовицкого (1973), Ю.В.Миллера (1973), Ф.П.Митрофанова и др. (1992), В.П.Петрова (1999) существуют закономерные деформационные циклы, параллелизуемые с

циклами регионального метаморфизма. При этом в ходе каждого деформационного цикла в однотипном порядке меняется план деформаций. Так, на первой стадии преобладают медленные радиальные движения и возникают относительно простые структуры. На второй стадии фиксируется интенсивное тангенциальное сжатие и формируется основная часть сложных структур типа надвигов, крупных лежачих изоклинальных складок. Последующие этапы дополнительно осложняют структуры, но при этом весьма отчетливо проявляется постепенное падение пластичности толщ и переход к “жестким” деформациям. Вторая стадия деформационного цикла в метаморфических комплексах примерно синхронна этапу основных прогрессивных минеральных преобразований, а следовательно, этапу, когда резко возрастает пластичность пород за счет одновременного увеличения температур и насыщенности флюидом. Соответственно скорости тангенциального сжатия должны существенно возрасти, даже если тангенциальные нагрузки остались прежними. Увеличивающийся геотермический градиент обуславливает и увеличение градиента пластичности пород (падающей к поверхности). Интенсивное тангенциальное сжатие толщ в такой ситуации неизбежно ведет к образованию пологих сколов и надвигов в верхних “жестких” горизонтах.

Снижение температуры на регрессивной стадии уже сам по себе снижает скорость деформаций. Но спад становится еще больше за счет изменения флюидного режима толщ. На прогрессивной стадии, когда $P_F > P_S$, подпор флюида создает “расклинивающий” эффект, что ведет к образованию в породах все новых дополнительных упругопластичных разрывов и увеличению общей поверхности раздела между флюидом и твердой фазой. На регрессивной стадии, когда $P_F < P_S$, происходит залечивание этих разрывов и разобщение флюида на серию более мелких обособлений с гораздо меньшей суммарной граничной поверхностью. Кроме того, снижение T и P_F уменьшает растворимость, и следовательно интенсивность обмена твердых фаз с раствором. Все это приводит к уменьшению пластичности пород. Однако “законсервированный” флюид продолжает создавать возможность существенных деформаций, хотя и с гораздо меньшими скоростями. Поэтому в данной толще отнюдь не каждую эпоху деформаций можно прямо сопоставить с эпохой метаморфического минералообразования. Необходимо отметить, что интенсивные и многоэтапные деформации хорошо фиксируются и в неметаморфизованных осадочных или вулканогенно-осадочных толщах.

В большинстве случаев парагенетическая связь метаморфизма и основных тектонических движений, как показано выше, легко объяснима. Но во многих примерах пространственная связь “поясов” метаморфизма с зонами крупных дизъюнктивных нарушений имеет совсем иную природу. Позднейшие разломы могут обнажать в горстах более глубокие горизонты с более высокими степенями метаморфизма. Наблюдаемая при этом метаморфическая зональность совершенно независима от дизъюнктивных нарушений.

Метаморфические формации и металлогения

Под метаморфической формацией понимается закономерный парагенезис метаморфических пород определенного состава, претерпевших специфический тип метаморфизма (Добрецов и др., 1978). Типы метаморфических комплексов (или формаций) существуют объективно и наиболее характерные из них выделялись уже давно, еще до появления формационных классификаций, например, чарнокитовая, кондалитовая, эклогит-гнейсовая, глаукофан-сланцевая и другие формации.

Важным моментом формационного подхода является связь между метаморфическими формациями и метаморфогенными месторождениями. Общие особенности пространственно-временной локализации (и соответственно возможности регионального прогноза) метаморфогенных месторождений определяются главным образом составом вмещающих пород и особенностями процесса метаморфизма, с которыми коррелируются и другие признаки (внутриформационная тектоника, сопутствующий метасоматоз, локальные геохимические особенности и т. д.). Эти дополнительные признаки играют большую роль в структуре рудных полей и строении отдельных рудных тел.

Литологические особенности могут классифицироваться с различной детальностью в зависимости от масштаба и целей исследования. В большинстве случаев достаточно учитывать обобщенные составы пород, т. е. метабазиты, карбонатные породы, метапелиты, высокоглиноземистые породы, кварциты и т. д. без попыток выяснить их первичное происхождение.

При выделении метаморфогенных месторождений необходимо учитывать всю совокупность контролирующих факторов: метаморфическую приуроченность к определенным зонам метаморфизма, литологические

(приуроченность к толще или формации определенного состава), тектонические (связь с определенными структурами), геохимические (пространственная связь с определенными видами сопутствующего метасоматоза, геохимические аномалии рудных и рассеянных элементов) и магматические (отсутствие пространственной и геохимической связи с конкретными магматическими формациями) особенности.

Список рекомендованной литературы

Кристаллооптика

- Елисеев Н.А.* Методы петрографических исследований. Л.: ЛГУ. 1956. 275с.
- Татарский В.Б.* Кристаллооптика и иммерсионный метод исследования минералов. М.: Недра. 1965. 306 с.
- Ларсен Е., Берман Г.* Определение прозрачных минералов под микроскопом. М.: Недра, 1965. 464 с.
- Треггер В.Е.* Оптическое определение породообразующих минералов. М.: Недра, 1968. 200 с.
- Кочурова Р.Н.* Основы практической петрографии. Л.: ЛГУ, 1977. 176 с.

Породообразующие минералы

- Даминова А.М.* Породообразующие минералы. М.: Высшая школа, 1963. 175с.
- Лодочников В.Н.* Главные породообразующие минералы. М.: Недра, 1974. 248 с.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Том 1-6. М.: Мир, 1965-1966.
- Саранчина Г.М.* Породообразующие минералы (методика определения кристаллооптических констант, характеристика минералов). СПб.: СПб университет, 1998. 155 с.

Петрохимия

- Заварицкий А.Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.-Л.: изд. АН СССР, 1950. 400 с.
- Четвериков С.Д.* Руководство к петрохимическим пересчетам. М.: Гос.НТИ, 1956.244 с.
- Соловьев С.П.* Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л.: Наука, 1970.312 с.
- Стефанова М.* Петрохимия магматических пород. М.: Мир, 1980.404 с.
- Маракушев А.А.* Периодическая система экстремальных состояний химических элементов. М.: Наука, 1987. 207 с.
- Богатилов О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В.* Средние химические составы магматических горных пород. Справочник.М.: Недра, 1987. 153 с.
- Ефремова С.В., Стафеев К.Г.* Петрохимические методы исследования горных пород. Справочное пособие. М.: Недра, 1995. 511 с.

Физико-химический анализ

- Заварицкий А.Н., Соболев В.С.* Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 383 с.
- Элерс Э.* Интерпретация фазовых диаграмм в геологии. М.: Мир, 1975. 300с.
- Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Ж.* Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. 414 с.
- Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В.* Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1983. 274 с.

Дубровский М.И. Гранитные системы и граниты. Л.: Наука, 1984. 350 с.

Дубровский М.И. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций гранитоидов. Л.: Наука, 1987. 254 с.

Дубровский М.И. Физико-химические модели кристаллизации магматических оливин-нормативных пород нормальной щелочности. Л.: Наука, 1993. 216 с.

Петрология

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: изд. АН СССР, 1961. 480 с.

Мурхауз В. Практическая петрография. М.: изд. ИЛ, 1963. 480 с.

Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф. Петрография магматических и метаморфических пород. Л.: Недра, 1967. 324 с.

Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород. М.: Мир, 1975. 551 с.

Заридзе Г.М. Петрография магматических и метаморфических пород. М.: Недра, 1980. 424 с.

Петрография. Часть I-III. Под ред. А.А.Маракушева, Т.Н.Фроловой. М.: МГУ, 1976, 1981, 1986. 384, 328, 288 с.

Емельяненко П.Ф., Яковлева Е.Б. Петрография магматических и метаморфических пород. М.: МГУ, 1985. 248 с.

Магматические горные породы. Т. 1-5. М.: Наука, 1983-1988.

Маракушев А.А. Петрология. М.: МГУ, 1988. 309 с.

Wilson M. Igneous Petrogenesis. London et al. 1989. 446 p.

Рыка В., Малишевская А. Петрографический словарь. М.: Недра, 1989. 590 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.

Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород. Под ред. В.С.Попова, О.А.Богатикова. М.: Логос. 2001. 768 с.

Петрографический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ. 1995. 127 с.

Петрографический кодекс. Издание третье. СПб.: ВСЕГЕИ. 2009. 198 с.

Региональная петрология

Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 127 с.

Беляев О.А., Загородный В.Г., Петров В.П., Волошина З.М. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. Л.: Наука, 1977. 88 с.

Гранитные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. И.В.Бельков (отв. ред.). Л.: Наука, 1978. 264 с.

Батиева И.Д., Белолипецкий А.П., Бельков И.В. и др. Вулканиды раннего докембрия Кольского полуострова (Атлас текстур и структур). Л.: Наука, 1980. 160 с.

Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Л.: Недра, 1980. 1 книга: В.М.Шемякин, К.А.Шуркин (отв. ред.), 285 с.; 2 книга: Ф.П.Митрофанов, К.А.Шуркин (отв. ред.), 283 с.; 3 книга: К.А.Шуркин, Ф.П.Митрофанов (отв. ред.), 266 с.

Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. И.В.Бельков (отв. ред.). Л.: Наука, 1985. 176 с.

Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. А.А.Предовский (отв. ред.). Л.: Наука, 1987. 185 с.

Докембрийская геология СССР. Д.В.Рундквист, Ф.П.Митрофанов (отв. ред.). Л.: Наука, 1988. 440 с.

Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии. И.Д.Батиева, А.Н.Виноградов (отв. ред.). СПб.: Наука, 1991. 198 с.

Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука. 1992. 278 с.

Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. А.Д.Щеглов (ред.). СПб.: Недра, 1993. 244 с.

Петров В.П. Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1999. 325 с.

Ранний докембрий Балтийского щита. В.А.Глебовицкий (отв. ред.). СПб.: Наука, 2005. 711 с.

Издательство МТГУ. 183010 Мурманск, Спортивная, 13.
Сдано в набор 21.08.2002. Подписано в печать 09.10.03. Формат 60x84¹/₁₆.
Бум. типографская. Усл. печ. л. 15.81 Учет.-изд. л. 13.26. Заказ 512.
Тираж 150 экз.



СМОЛЬКИН ВАЛЕРИЙ ФЕДОРОВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник Геологического института Кольского НЦ РАН, профессор кафедры геология и разведка полезных ископаемых Мурманского государственного технического университета (до 2004 г.). С 2004 года ученый секретарь, заведующий сектором Государственного геологического музея им. В.И.Вернадского РАН (г. Москва). Автор более 280 научных трудов, является специалистом в области петрологии базит-ультрабазитовых интрузивных и вулканогенных комплексов докембрия и связанных с ними рудных месторождений цветных металлов и хрома. Вел курсы лекций по петрографии и петрологии магматических и метаморфических горных пород.