ПЕТРОГРАФИЯ

МГУ

ПЕТРОГРАФИЯ

Часть I

Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебника для студентов
геологических специальностей вузов

1454

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1976

Библиотека

УДК 549.1: 542.4

Учебник соответствует курсу, читаемому на геохимическом отделении геологического факультета МГУ. На основе новейших экспериментов и теоретических достижений рассматриваются минералогия, петрохимия, систематика и номенклатура изверженных пород, их структурные, текстурные и морфологические характеристики, физические свойства; дается также формационное расчленение изверженных пород на основе данных по петрохимии и геологическим условиям распространения. Особый раздел составляют генетические проблемы, которые рассматриваются на физико-химической основе с учетом взаимодействия магматических расплавов с трансмагматическими флюидами.

Рецензенты:

кафедра петрографии и минералогии геолого-геофизического факультета Новосибирского государственного университета;
доктор геолого-минералогических наук, профессор
Н. Ф. Шинкарев

П $\frac{20805—154}{077(02)—76}$ 175—75

© Издательство Московского университета, 1976 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Первая часть учебника «Петрография» охватывает общие вопросы. В ней сведены до необходимого минимума разделы, посвященные описанию горных пород и их комплексов (им будет посвящена вторая часть). Основное внимание уделяется минералогии, физико-химическим основам, текстурам и структурам, морфологии, общей классификации и номенклатуре изверженных пород, генетическим проблемам и петрохимическим расчетам. Учебник отвечает курсу петрографии, читаемому на геохимическом отделении геологического факультета Московского университета, значительно расширенному применительно к курсовым и дипломным работам студентов, интересам аспирантов и научных сотрудников.

Общее составление учебника и его научное редактирование осуществлялось А. А. Маракушевым и Т. И. Фроловой. В написании первой части принял участие большой авторский коллектив. А. А. Маракушевым написаны общие представления о магмах, петрохимические типы пород (по гипербазитам и кислым эффузивам совместно с И. Е. Кузнецовым и Е. Б. Яковлевой), минеральные фации и расчеты показателей общей щелочности пород и минералов; А. А. Маракушевым совместно с Т. И. Фроловой — введение, строение и состав Земли, химический состав и систематика пород, формации, петрохимические расчеты; Т. И. Фроловой — морфология и внутреннее строение магматических тел. Главы, посвященные трансмагматическим флюидам и магматическому замещению, написаны Д. С. Коржинским, физико-химические основы петрографии — В. А. Жариковым, минералогия и термодинамика плавления пород — Л. Л. Перчуком, структуры и текстуры пород — Д. С. Штейнбергом и В. И. Фельдма-

ном, физические свойства пород — А. Д. Ракчеевым. Данные по истории петрографии сведены П. Ф. Емельяненко. Вычисления средних составов пород, петрохимические расчеты и общее оформление работы выполнены Г. Г. Сорокиной и И. М. Зарайской.

ВВЕДЕНИЕ

Петрография — наука о горных породах. Горные породы — это естественные агрегаты минералов, которыми сложены Земля и планеты земной группы. Некоторые геологи склонны различать две части общей науки о горных породах — петрографию, преимущественно описательного характера, и петрологию, в которой дается анализ генетических соотношений. Однако такое разделение вряд ли рационально, так как в любой науке описательная часть не может быть обособлена от генетической систематики и интерпретации. В настоящем учебнике термины «петрография» и «петрология» рассматриваются как синонимы единой науки о горных породах.

Поскольку горные породы состоят из минералов, петрография тесно связана с минералогией. Однако в отличие от минералогии объекты петрографии — не отдельные минералы, а их парагенезисы (ассоциации или ансамбли), и каждый минерал рассматривается в отношениях его с другими минералами и с общим составом горной породы. Следовательно, основу петрографического исследования составляет анализ парагенезисов минералов, позволяющий подойти к пониманию геологических и физико-химических условий образования горных пород.

Горные породы образуют геологические тела, которые характеризуются определенной формой, объемом и условиями залегания. Исследование горных пород в этом отношении основано на геологическом и специальном петрографическом картировании. Целью картирования является выяснение условий залегания горных пород и их относительного возраста, определение их формы и взаимоотношения с другими породами как в вертикальном разрезе, так и на площади. Для решения этих задач в последние годы все больше привлекаются данные полевых геофизических исследований, позволяющие составить представления о глубоко погребенных частях геологического разреза.

Для изучения состава и строения горных пород применяются специальные методы исследования. К ним относятся в первую очередь оптические методы, с помощью которых изучают тонкозернистые минеральные агрегаты. При этом используются поляризационный микроскоп и другие приборы. Овладение оптическими методами исследования является одной из главных задач, стоящих не только перед будущими петрографами, но и перед представителями любых других об-

ластей геологической науки. Широко применяются в настоящее время и другие физические методы для определения химического состава горных пород и минералов. К ним относятся рентгеноскопические и *спектрографические методы определения элементов-примесей и химического* состава минералов. Они производятся непосредственно в горных породах без предварительного выделения минералов, что значительно убыстряет и облегчает изучение химизма. Применяются физические исследования горных пород и составляющих их минералов для изучения таких физических констант, как плотность, твердость, тепловое расширение, сжимаемость, скорости сейсмических волн, вязкость, электрические и магнитные свойства и т. д. Вещество горных пород исследуется также путем химического анализа. Химические исследования широко применяются.

В последние годы в петрографии все шире используются математические методы на основе применения электронно-вычислительных машин (ЭВМ). В первую очередь привлекаются методы математической статистики для оценки достоверности химических или спектральных анализов, построения рациональных классификаций горных пород, определения поисковых признаков на разные виды полезных ископаемых, пересчетов химических анализов и т. д.

Таким образом, изучение горных пород включает в себя сложный комплекс разнообразных исследований, начало которых относится к полевым наблюдениям при площадных геологосъемочных и маршрутных работах, в кернах буровых скважин или в горных выработках.

Обобщение геолого-петрографических материалов в региональном плане позволяет подойти к выявлению положения различного типа горных пород в процессах геоструктурного развития земной коры (формационный анализ). Это общегеологическое направление в изучении горных пород очень важно. Однако успешное его развитие возможно только на основе тщательного исследования химического и минерального составов горных пород.

Разделы петрографии, посвященные химизму горных пород и составляющих их минералов, объединяются под названием петрохимии.

В зависимости от физико-химических условий формирования горной породы (температуры, давления, геохимических факторов) один и тот же химический состав пород реализуется различными парагенезисами минералов. Изучение связей между химическим и минеральным составами пород в отношении к общим условиям формирования горных пород составляет особый раздел петрографии, посвященный минеральным фациям. В этом разделе минеральные ассоциации горных пород рассматриваются в связи с их химизмом на основе общих законов термодинамики (физико-химической петрологии). К нему тесно примыкает экспериментальная петрология, в которой на установках высоких давлений и температуры в лабораторных условиях моделируются природные процессы образования горных пород (составляющих их минералов и минеральных ассоциаций).

Прикладная сторона петрографии особенно ясно проявляется в тесной взаимосвязи ее с учением о месторождениях полезных ископаемых, которые всегда приурочены к определенным типам горных пород. Само происхождение термина «горная порода», по-видимому, связано с развитием поисков, разведки и эксплуатации месторождений полезных ископаемых (с развитием горного дела). Горные породы являются вмещающей средой по отношению к рудам (минеральным агрегатам, содержащим полезные ископаемые), а часто и сами представляют собой полезные ископаемые.

Основные разделы петрографии намечаются в соответствии с главными типами горных пород:

1. Петрография магматических, или изверженных пород, которые образуются в результате застывания магматических расплавов глубинного (эндогенного) происхождения.

2. Петрография осадочных пород, формирующихся в результате поверхностных (экзогенных) процессов механического, химического или биологического разрушений других пород с последующим отложением материала и его уплотнением или в результате жизнедеятельности организмов.

3. Петрография метаморфических пород, которые возникают в результате существенного преобразования (перекристаллизации) магматических и осадочных пород без их разрушения или расплавления.

Главные типы горных пород связаны между собой наличием разновидностей, занимающих промежуточное положение. Так, некоторые метаморфические породы в процессе образования подвергаются частичному расплавлению, и, наоборот, в формировании некоторых магматических пород значительную роль играют процессы метаморфизма. Существуют породы, переходные между осадочными и магматическими. К ним относятся так называемые пирокластические породы (обломочные, вулканогенные), которые сложены магматическим материалом, способ же их образования и условия залегания характерны для осадочных пород.

При погружении осадочных и вулканогенно-осадочных пород на некоторые глубины они подвергаются уплотнению и изменениям с развитием в них новых минералов. Эти процессы объединяются под названием «литификация». Степень ее нарастает в ряду уплотнение — эпигенез — метагенез. Литификация — явление экзогенное (связанное с поверхностными факторами). Этим она отличается от метаморфизма — эндогенного явления, обусловленного глубинными факторами. Осадочные горные породы рассматриваются в особом разделе петрографии — литологии. В объем настоящего курса этот раздел не входит.

Образование горных пород связано с общим развитием земной коры. Осадочные породы отражают эволюцию экзогенных (поверхностных) факторов этого развития: эрозию, накопление осадочных толщ и литификацию осадков. С эволюцией эндогенных глубинных факторов связано развитие магматических и метаморфических горных пород. Их размещение контролируется дислокациями в земной коре (складчатостью, глубинными разломами и т. д.), сопряженными с подкоровыми частями Земли. К зонам дислокаций приурочиваются термические аномалии и восходящие флюидные потоки, вызывающие интенсивное изменение осадочных и других пород и превращение их в породы метаморфические (в твердом или пластическом состоянии, без расплавления), с их действием связывается образование и развитие флюидно-силикатных расплавов (магм), кристаллизация которых дает начало сериям изверженных (магматических) горных пород. Сам термин «изверженные горные породы» отражает их связь с подъемом из глубины флюидно-силикатных расплавов (их извержением в верхние части земной коры или на ее поверхность).

Петрография как самостоятельная наука стала складываться в 30-х годах XIX в. (Гаюи, 1822; Броньяр, 1827).

Первая попытка систематики горных пород принадлежит Карлу Линнею (1835), который в своей знаменитой «Системе природы» распространил генетическую классификацию, разработанную им для животного и растительного мира, на горные породы, пытаясь разделить

их по родам и видам. Эта систематика не получила распространения. Для того времени подобный подход был преждевременным, так как генетические связи между различными горными породами были во многом неясными. Но в дальнейшем объединение в группы горных пород, генетически связанных друг с другом, легло в основу их формационной систематики, которая играет важную роль в петрографии. Формация объединяет в широком геологическом плане горные породы, связанные общностью происхождения, отвечающие определенным геотектоническим структурам на разных стадиях их развития. Горные породы в пределах формации образуют устойчивые ассоциации, будучи связаны парагенетически. Выделяются формации различных типов горных пород — осадочных (Хаин, 1950; Херасков, 1951; Шатский, 1960), магматических (Билибин, 1955; Кузнецов, 1964) и метаморфических (Маракушев, 1965, 1973б).

Особое значение в развитии петрографии имело введение микроскопического метода исследования горных пород в 60-х годах прошлого столетия. В 1828 г. английский физик Николь изобрел кальцитовую призму, поляризующую световой луч. Появилась возможность изучать горные породы под микроскопом в поляризованном свете (Сорби, 1858).

В развитии микроскопического изучения горных пород на ранних этапах большую роль сыграли труды Р. Ф. Сорби в Англии, Ф. Циркеля и Г. Розенбуша в Германии, Ф. Фуке и О. Мишель-Леви во Франции, А. А. Иностранцева, И. Блюммеля, А. П. Карпинского и других в России.

Описательный (физиографический) период развития петрографии привел к накоплению фактического материала и к развитию номенклатуры и систематики горных пород. Появились и первые крупные руководства: трехтомная петрография Ф. Циркеля (1866) и микроскопическая физиография минералов и горных пород Г. Розенбуша (1873—1877). Были составлены сводки по оптическим свойствам минералов, которые легли в основу определения их состава. Методика определения полевых шпатов была разработана А. Лакруа (1888), Ф. Фуке (1894), О. Мишель-Леви (1894), Ф. Бекке (1906). В России Е. С. Федоров ввел теодолитный метод исследования составов минералов. В 1892 г. он предложил прибор (универсальный столик), с помощью которого можно точно определять состав плагиоклазов и оптические константы других минералов. Эту методику развивали дальше В. В. Никитин, А. К. Болдырев, А. Н. Заварицкий, Д. С. Коржинский, Р. С. Эммонс и др. Широкому распространению метода Федорова в петрографии способствовало издание в 1910 г. руководства М. А. Усова.

Федоровский метод породил направление микроструктурного анализа (В. Зандер, Г. Беккер, В. Шмидт, Н. А. Елисеев и др.).

Быстро накапливающийся описательный материал послужил основанием для создания количественно-минералогических классификаций магматических пород, различные варианты которых были предложены С. И. Шендом (1927), А. Джохансеном (1931), П. Ниггли (1931), Б. М. Куплетским (1939) и др.

Систематика горных пород по химическому составу разрабатывалась в работах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, С. И. Шенда, Г. Розенбуша, А. Озанна и группы американских петрографов — Г. С. Вашингтона, В. Кросса, И. Р. Иддингса, Л. В. Пирсона (1904), создавших метод пересчета анализов горных пород на нормативный минеральный состав. Этот метод получил широкое распространение в петрографии. Оригинальные системы обработки данных химических анализов изверженных

горных пород были предложены П. Ниггли (1936), А. Н. Заварицким (1936), Д. С. Штейнбергом, Е. А. Кузнецовым.

Работами Ф. В. Кларка (1908), В. И. Вернадского (1924), А. Е. Ферсмана (1933—1939), А. П. Виноградова и других положено начало геохимическим исследованиям в петрографии. Получены важные результаты о распространенности многих редких и рассеянных элементов в горных породах (Ф. В. Кларк, А. П. Виноградов и др.).

Особое место в петрографии занимает определение абсолютного возраста горных пород на основе изотопного анализа. Идея метода абсолютной геохронологии была высказана Пьером Кюри (1902), который указал на возможность использования эффекта радиоактивности для измерения времени.

Определение абсолютного возраста горных пород широко внедрилось в работы петрографов и геологов благодаря разработке различных методов абсолютной геохронологии и составлению сводной геохронологической шкалы (А. Холмс, Э. К. Герлинг, А. А. Полканов, Л. В. Комлев, И. Е. Старик, А. П. Виноградов, А. И. Тугаринов, Г. Д. Афанасьев и др.).

Физико-химическое направление в петрографии начало развиваться рано. В его задачу входило изучение процессов кристаллизации и дифференциации магмы.

Попытки экспериментального (лабораторного) воспроизведения процессов образования горных пород и минералов были произведены Ф. Фуке, О. Мишель-Леви (1882) и И. А. Морозевичем (1897).

Физико-химическое направление в петрографии сформировалось в работах И. Фогта, Ф. Бекке, В. М. Гольдшмидта, Д. С. Коржинского и др.

И. Фогт (1903—1904) впервые приложил принцип эвтектической кристаллизации к истолкованию процессов образования магматических пород. Ф. Бекке (1907) предпринял первую попытку физико-химической интерпретации условий образования метаморфических пород. Работы В. М. Гольдшмидта (1911—1912) явились классическим исследованием, во многом определившим направление дальнейшего развития петрографии. В этом исследовании было положено начало концепции минеральных фаций, которая в приложении к метаморфическим породам получила дальнейшее развитие в трудах П. Эскола (1920). В. М. Гольдшмидт впервые применил правило фаз к анализу природных парагенезисов, что позволило систематизировать огромный петрографический материал на физико-химической основе.

В работах Д. С. Коржинского (1936—1973) были созданы основы строгого физико-химического анализа парагенезисов природных минералов. Компоненты, составляющие горные породы, были разделены на группы в соответствии с той ролью, которую они играют в процессах минералообразования. Им было введено понятие о дифференциальной подвижности компонентов в системах с вполне подвижными компонентами, условия химического равновесия в которых определяются особыми термодинамическими потенциалами (потенциалы аллохимических равновесий). Это значительно расширило область приложения анализа парагенезисов минералов к природным процессам.

Д. С. Коржинским было показано, что магматизм в земной коре развивается в тесном взаимодействии с флюидами (трансмагматическими растворами). Им была обоснована большая роль процессов магматического замещения в становлении интрузий изверженных пород в глубинных условиях и разработана теория метасоматической зональности. Физико-химический анализ парагенезисов минералов получил даль-

нейшее развитие в трудах В. А. Жарикова (1959, 1970, 1973), А. А. Маракушева (1965, 1968, 1973, а, б), Л. Л. Перчука (1964, 1970, 1973), в которых были разработаны системы минеральных фаций магматических, метаморфических и метасоматических горных пород.

Большое значение в области физико-химической петрографии имели также исследования А. Е. Лагорио (1891), К. Д. Хрущева (1888—1892), К. Дельтера, Н. Л. Боуэна (1902—1908), И. М. Лемберга, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Д. С. Белянкина, А. Н. Заварицкого, А. С. Гинзберга, П. Эскола, П. Ниггли, В. С. Соболева.

Начало экспериментальному направлению в петрографии положили И. Ф. Шерер, Н. Л. Боуэн и О. Ф. Таттл, К. Н. Феннер, Л. С. Грейтон, Г. Е. Мервин, И. В. Грейг и др. Ими выполнена серия работ по экспериментальному исследованию силикатных систем. В результате Н. Л. Боуэн (1928) разработал первую физико-химическую модель кристаллизации базальтовой магмы на экспериментальной основе, которая позволила объяснить многие генетические соотношения между горными породами.

Новая эпоха в экспериментальной петрографии началась с исследований процессов плавления горных пород под давлением паров летучих компонентов (H_2O, CO_2, H_2 и др.). Первые экспериментальные данные по этому вопросу были получены Р. У. Горансоном (1931—1932). Он провел измерения растворимости воды в расплаве гранита и определил влияние воды на температуру его плавления. В результате было установлено, что растворимость воды в магматических расплавах с ростом давления ее паров увеличивается и может достигать величин порядка 10 вес.%. Оказалось также, что вода понижает температуру плавления силикатов в значительной степени — приблизительно на 300°С при давлении около 1000 бар.

В дальнейшем этот вопрос экспериментально исследовался С. У. Бернемом и Р. Х. Джансом (1958—1970), Н. И. Хитаровым и А. А. Кадиком (1959—1970), Д. З. Гамильтоном (1963), И. А. Островским и Г. П. Орловой (1968) в приложении к гранитам, андезитам, базальтам и гипербазитам.

Экспериментальные исследования растворимости воды в расплавах магматических пород и в расплавах более простых силикатных систем являются той основой, на которой становится возможной разработка физико-химических моделей магматизма, в какой-то мере отражающих условия его развития в земной коре.

Особое направление составляет техническая петрография (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Д. С. Белянкин), исследующая состав и структуры шлаков, фарфора, цемента, стекла, керамики, каменного литья и применение горных пород в строительном деле.

Развитие инженерно-геологических и геофизических исследований активизировало изучение физико-механических свойств горных пород и привело к появлению новой ветви в петрографии — петрофизики. В этом направлении проводились работы Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, Б. П. Беликовым, М. П. Воларовичем и др. Появилось большое число исследований по установлению зависимости физико-механических свойств горных пород от их состава и строения.

Прямые данные о строении и составе внутренних частей Земли отсутствуют, и существующие представления по этому вопросу базируются в основном на данных геофизики (Жарков, 1973; Ботт, 1974). Особенно велико значение сейсмологических измерений, составляющих основу существующих моделей внутреннего строения Земли.

Сейсмология изучает скорости прохождения сейсмических волн, которые возникают в результате землетрясений и искусственных взрывов. Волны подразделяются на два типа — поверхностные и объемные. В отличие от поверхностных, распространяющихся вдоль земной поверхности, объемные волны пронизывают весь объем нашей планеты. Они подразделяются на продольные (P) и попе-

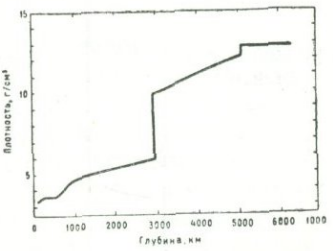


Рис. 1. Изменение плотности пород по геосферам (Каула, 1971)

речные (S). Анализ скоростей прохождения этих волн позволяет приблизиться к пониманию внутреннего строения Земли.

Согласно данным, полученным сейсмологией, Земля разделяется на три основные области: кору, мантию и ядро. Различие этих частей Земли по плотности слагающего их вещества характеризуется графиком, представленным на рис. 1. Плотность является возрастающей функцией глубины, и ее возрастание происходит за счет увеличения содержания тяжелых элементов (железа, никеля, кобальта), уплотнения вещества при фазовых переходах и за счет сжатия под давлением вышележащих слоев. Границы геосфер намечаются по скачкообразным изменениям плотности вещества: 6—40 км — земная кора (в среднем 33 км), 33—2900 км — мантия (в геофизике часто употребляется термин «оболочка») и 2900—6370 км — ядро Земли. Граница между корой и мантией была открыта в 1909 г. и по имени ее открывателя называется границей Мохоровичича (сокращенно границей Мохо, или границей М). Граница между мантией и ядром Земли открыта в 1914 г. Гутенбергом (граница Г). Это наиболее резкая граница раздела в нед-

рах Земли, на которой плотность вещества скачком возрастает от 5,6 до 10 г/см³. Сейсмически намечаются границы раздела в мантии на глубине около 900 км и в ядре на глубине около 5100 км. По ним выделяются *верхняя и нижняя мантия и наружное и внутреннее ядро.*

Сопоставление плотности различных геосфер с плотностью известных минералов приводится в табл. 1. Оно позволяет с той или иной до-

Таблица 1

Геосферы и их плотность в сопоставлении с плотностью некоторых минералов

Зоны		Пределы глубин, км	Плотность геосфер, г/см³	Минералы	Плотность минералов, г/см³
Земная кора	A	0—33	3,32	кварц	2,53
				коэсит	2,92
				стишовит	4,28
Верхняя мантия	B	33—410	3,64(4,07)	ортоклаз	2,55
	C	410—1000	4,68	альбит	2,62
				анортит	2,76
				диопсид	3,28
Нижняя мантия	D′	1000—2700	5,69	геденбергит	3,55
	D	2700—2900	9,4	жадеит	3,32
				энстатит	3,20
Ядро	E	2900—4980	11,5	форстерит	3,21
	F	4980—5120	15,0	фаялит	4,39
	G	5120—6370	17,3	пироп	3,56
				альмандин	4,32
				пирротин	4,80
Средний состав Земли		0—6370	5,517	шпинель	3,55
				герцинит	4,40
				магнетит	4,56
				хромит	5,09
				ильменит	4,78
				рутил	4,25
				когенит	7,68
				железо	7,87
				никель	8,91

лей вероятности судить о минеральном составе геосфер. При сопоставлении следует иметь в виду, что плотность минералов возрастает с ростом давления и снижается с повышением температуры. Во внутренних геосферах (D—G) в области колоссального давления вещество Земли сильно уплотнено и судить о его природе затруднительно. Предполагается, что земное ядро состоит в основном из железа с примесью никеля, кобальта и более легких элементов (кремния, серы). Тот факт, что оно не пропускает через себя поперечные волны, т. е. обладает более низкой вязкостью по сравнению с веществом мантии, послужил основанием для предположения о жидком состоянии ядра в его внешней части (2900—4980 км) и о твердом — во внутренней части (5120—6370 км).

Мантия Земли, согласно представлениям ряда исследователей, по составу аналогична каменным метеоритам, которые состоят преимущественно из оливина, никелистого железа (камасит, тэнит), ромбических и моноклинных пироксенов, встречаются также плагиоклазы, кварц, тридимит, магнетит, хромит, кальцит, брейнерит, троилит, ольд-

гамит, добреелит — $FeCr_2S_4$, карбиды (когенит, муассанит), соединения металлов с азотом (осборнит—TiN), фосфором (шрейберзит — $[(Fe, Ni, Co)_3P]$), фаррингтонит—$Mg_3(PO_4)_2$, графит, алмаз и др. В метеоритах содержатся летучие компоненты H_2, N_2, H_2O, CO_2, CH_4 и др.

В глубинных геосферах минералы представлены наиболее плотными модификациями с высокими координационными числами металлов. Так, породы верхней части мантии, сложенные магнезиальным оливином, пироксенами, плагиоклазом, ильменитом, шпинелью с глубиной изменяют свой состав. Парагнезис плагиоклаза с энстатитом и оливином вытесняется диопсид-шпинелевым парагенезисом (~9—10 кбар), затем шпинель вытесняется гранатом пироп-альмандинового и пироп-гроссулярового рядов (~19—20 кбар), ильменит вытесняется рутилом, пироксены обогащаются жадеитовым компонентом, графит сменяется алмазом. Все большее значение в составе пород приобретает хром, входя в состав гранатов и пироксенов. Высокая вязкость вещества мантии показывает, что оно находится в твердом состоянии. Однако в пределах верхней мантии установлен слой пониженной вязкости, называемый волноводом, или астеносферным слоем, для которого предполагается частично жидкое состояние (зона селективного плавления). Этот слой имеет самую большую мощность под океанами, где он расположен на глубинах 50—350 км, меньшую — под складчатыми поясами (100—250 км). Еще меньше он развит под платформами и практически отсутствует под древними щитами.

Раздел между мантией и вышележащей земной корой (поверхность Мохоровичича) интерпретируется переходом от существенно оливиновых бесполевошпатовых или бедных полевыми шпатами (плагиоклазом) пород, составляющих мантию, к породам земной коры, в которых полевые шпаты играют главную роль.

В нижней части земной коры выделяется слой непостоянной мощности с плотностью около 2,8—2,9 г/см^3, соответствующей смеси пироксенов и основных плагиоклазов — минералов, типичных для базальтов (см. табл. 1). Поэтому этот слой условно называется «базальтовым», хотя по современным представлениям он сложен различными горными породами. Большую роль в его строении в области континентов играют метаморфические породы. Мощность «базальтового» слоя меняется от 2—3 км под океанами до 6—20 км под континентами. Выше его на континентах располагаются менее плотные породы (2,6—2,7 г/см^3), соответствующие физическим свойствам смеси полевых шпатов и кварца, которые типичны для состава гранитов, и поэтому эта часть земной коры условно называется «гранитным» слоем. Значительная часть этого слоя сложена метаморфическими породами — гнейсами и кристаллическими сланцами. Мощность этого слоя варьирует в широких пределах (10—50 км). Верхнюю часть земной коры составляет слой осадочных, относительно рыхлых пород небольшой плотности (2,1 г/см^3), которые на континентах залегают на гранитном (мощность их 0—20 км), а в океанах непосредственно на базальтовом слое (мощность от 0 до 3 км).

Итак, различаются два типа земной коры, — кора континентального типа трехчленного строения (базальтовый, гранитный и осадочный слои) и кора океанического типа двухчленного строения (базальтовый и осадочный слои). В областях, переходных от континентов к океанам (островные дуги, окраинные и внутренние моря), кора характеризуется малой и невыдержанной мощностью гранитного слоя (кора переходного типа). Кроме того, в окраинных и внутренних морях выделяются большие площади (седиментационные котловины), в которых непосред-

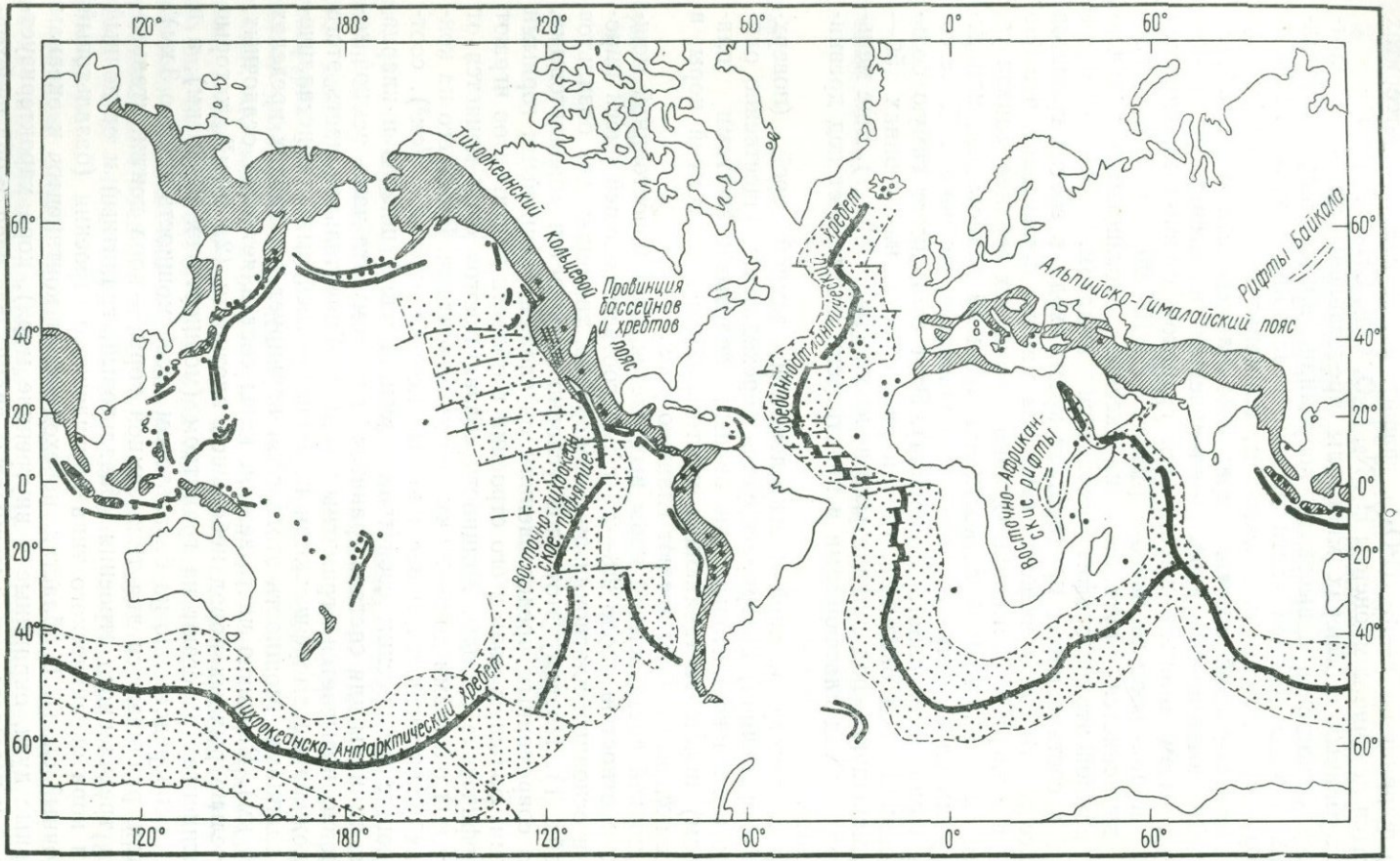


Рис. 2. Схема размещения тектонически активных (подвижных) структур Земли (Ботт, 1974).
Третичные и более молодые складчатые системы и островные дуги показаны косой штриховкой и более тонкими линиями. Жирными линиями изображены глубоководные желоба и оси океанических хребтов, которые выделены точечным знаком. Действующие или недавно действовавшие вулканы отмечены черными точками

ственно на базальтовом слое залегает слой осадочных неравномерно уплотненных пород, как и в океанах. От последних их отличает большая мощность осадочного слоя (например, во впадине Каспийского моря до 25 км). Развитая континентальная кора максимальна в молодых альпийских складчатых областях (50—75 км), меньше в верхнепалеозойских (38—42 км) и минимальна под древними платформами и докембрийскими щитами (25—35 км). С переходом от более молодых складчатых областей к древним меняется внутреннее строение коры: относительная роль гранитного слоя уменьшается, а базальтового — увеличивается. Это свидетельствует о решающем значении поверхностной эрозии, которой с переходом от молодых слабо эродированных складчатых сооружений к глубоко эродированным древним щитам вскрываются формации магматических и метаморфических пород все большей глубинности. Глубина эрозии в древних щитах достигает 30—40 км.

Таким образом, неоднородность состава и строения земной коры, а также и верхней мантии находит четкое отражение в поверхностных структурах Земли.

Как в пределах континентов, так и в пределах океанов выделяются подвижные пояса и устойчивые площади (рис. 2). На континентах к устойчивым площадям относятся платформы (например, Русская, Сибирская платформы). В пределах платформ расположены щиты, представляющие собой выходы древнейших пород Земли (например, Украинский щит). Ближе к окраинам континентов располагаются все более молодые складчатые сооружения — подвижные геосинклинальные пояса. Возраст складчатых горных сооружений варьирует в широких пределах. Например, горные сооружения Аппалачей имеют возраст около 250 млн. лет, Альпы, Гималаи, Скалистые горы, Анды — около 70 млн. лет.

Материковые структуры не ограничиваются современной границей суши. Они протягиваются в океан, образуя пологие склоны, называемые континетальными шельфами, которые обычно покрыты чехлом осадочных пород. Шельфы ограничиваются крутым материковым склоном, фиксирующим границу между материком и океаном и отделяющим мелководные шельфы от океанических впадин.

В областях, переходных от материков к океанам, располагаются современные геосинклинальные системы, характеризующиеся сложно расчлененным рельефом. Они состоят из глубоководных желобов, островных дуг и геосинклинальных котловин окраинных морей, непосредственно прилегающих к континентальному шельфу. Островные дуги обращены выпуклостью в сторону океана. На их выпуклой внешней стороне располагаются глубоководные желоба, а на внутренней — зоны вулканизма. С островными дугами связана повышенная сейсмичность, причем, чем дальше от островов в глубь континентов, тем глубже становятся очаги землетрясений (рис. 3). Очаги землетрясений фиксируют зоны активного глубинного разлома, падающего под континент (поверхность Беньофа).

В пределах океанических сегментов земной коры также выделяются подвижные пояса и океанические платформы. Океанические платформы, слагающие большую часть океанического дна, как выясняется в последние годы, имеют сложное и неоднородное строение. В них выделяются океанические котловины, включающие обширные абиссальные равнины (например, Аргентинская котловина), и поднятия, связанные с океаническими островами (например, Бермудские острова). Океанические подвижные пояса представляют собой подводные хреб-

ты, многие из которых обладают глубокими рифтовыми долинами в осевой части. Они протягиваются на десятки тысяч километров, образуя единую глобальную систему. Иногда океанические хребты достигают материков, где на их продолжении развиваются рифтовые структуры (рифты Восточной Африки, Красного моря и др.). Океанические

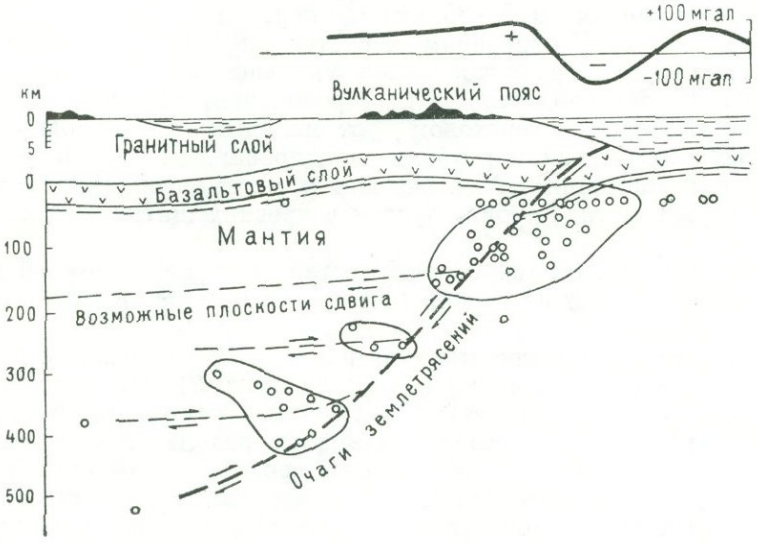


Рис. 3. Типичный разрез земной коры через островные дуги и геофизический профиль (измерения силы тяжести). По де Ситтеру (Каула, 1971)

хребты сейсмически активны, характеризуются повышенными потоками восходящих ювенильных флюидов и тепла, а также активным вулканизмом. Хребты разделены на блоки трансформными разломами, протягивающимися на сотни километров, которые, как и сами хребты, контролируют размещение землетрясений и вулканов.

Каждая из выделенных выше структурных единиц Земли характеризуется определенным набором свойственных ей ассоциаций горных пород (геологических формаций). Ряды формаций, свойственные тому или иному структурному элементу земной коры, сменяют друг друга в горизонтальном и вертикальном направлениях, отражая в последнем случае определенные этапы развития фациально-структурной зоны.

Внешнюю оболочку Земли, где зарождаются магмы и развиваются глубинные тектонические процессы, принято называть тектоносферой. В ее пределах располагаются очаги землетрясений, осуществляются перемещения вещества, связанные с геотектоническим развитием земной коры, генерируются потоки флюидов, стимулирующие развитие магматизма и метаморфизма. Из верхних частей мантии в земную кору поступают флюиды и флюидно-силикатные магматические расплавы, выносящие обломки измененных мантийных горных пород древнего возраста. Их изучение дает информацию о составе глубинных (подкоровых) частей Земли.

Гравитационное поле Земли отражает распределение масс и тесно связано с формой Земли, отражая также ее внешнюю баллистику. Неоднородность земной коры по плотности изостатически скомпенсирована: более легкая кора континентального типа, слагающая материки,

«плавает» на подкоровом субстрате подобно гигантским айсбергам. В результате наличие высоких гор почти не сказывается на гравитационном поле: более легкое вещество утолщенных базальтового и гранитного слоев в зонах молодых горных сооружений погружается в тяжелые мантийные породы на большие глубины (рис. 4). Эти глубоко

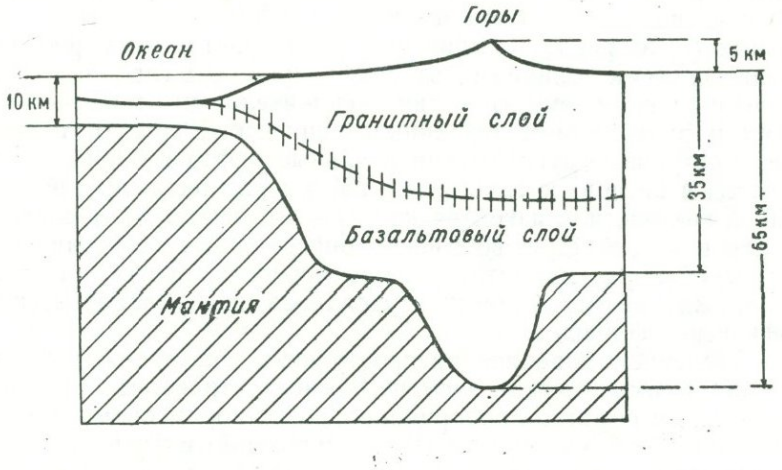


Рис. 4. Схема изостатического равновесия между земной корой и мантией (Каула, 1971)

1454

погруженные части земной коры вдаются в мантию и образно называются корнями гор.

Земные недра более разогреты по сравнению с приповерхностными слоями. Скорость возрастания температуры с глубиной носит название геотермического градиента. В невулканических районах он составляет в среднем около 3° на 100 м глубины, но значительно варьирует от места к месту в пределах 1—5°. Второй геотермической величиной, которая может быть определена экспериментально, является тепловой поток из земных недр (произведение коэффициента теплопроводности на градиент температуры). Различные значения тепловых потоков хорошо коррелируются с различными геоструктурными зонами земной коры (наиболее «разогретыми» структурами являются срединноокеанические хребты, вулканические пояса островных дуг, наиболее молодые, слабо эродированные горные сооружения и др.). Как впервые было показано Буллардом в 1956 г., в среднем тепловой поток на континентах и в океанах примерно одинаков ($1{,}2—1{,}6 \times 10^{-6}$ кал·см^2/сек), хотя строение и состав земной коры этих областей резко различны. Из всех наблюдаемых геологических явлений поток тепла через поверхность земли, с энергетической точки зрения, наиболее значителен, так как связанная с ним отдача энергии в единицу времени (для всей Земли $6{,}5 \times \times 10^{27}$ эрг/год) в десятки раз больше, чем вся энергия, освобождающаяся при землетрясениях и вулканической деятельности.

Исходя из среднего геотермического градиента (20 град/км), на глубинах около 100 км температура не должна превышать 2000° С. По петрологическим данным, она достигает температуры плавления базальтов 1000—1500 °С. Температурный режим более глубинных частей Земли является проблематичным. Одни исследователи предполагают непрерывное возрастание температуры до центра Земли, где температу-

Библиотека

ра достигает величин более 6000° С (Жарков, 1973), другие полагают наличие максимума на кривой температуры, который достигается в мантии Земли, и затем температура понижается.

Вещество, слагающее недра Земли, находится, таким образом, под сложным воздействием давления и температуры. Выделяется наиболее жесткий верхний слой мантии до глубины около 70 км, который совместно с земной корой объединяется под названием жесткой литосферной плиты (литосферы). Земной шар расчленяется примерно на 10 литосферных плит, к границам которых приурочены глобальные подвижные зоны с очагами землетрясений, положительными термическими аномалиями и вулканизмом (срединноокеанические хребты, тектонически активные островные дуги, континентальные рифтовые зоны и др.). Под литосферой в интервале глубин 70—250 км расположен слой Земли повышенной текучести (низкой вязкости) — астеносфера. Процессы, протекающие в астеносфере, во многом определяют геотектоническое развитие земной коры, магматизм и метаморфизм горных пород. Это область зарождения магматических расплавов, трансмагматических и метаморфических флюидов.

Во Вселенной наиболее распространены благородные газы: водород, гелий и самые легкие элементы. Распространение остальных элементов в целом обратно пропорционально их порядковому номеру в периодической системе элементов. В составе Земли и планет земной группы содержание легких элементов невелико. Распределение остальных элементов зависит от факторов геологической дифференциации как эндогенных (*селективное выплавление, фракционирование тяжелых минералов* из магмы и т. д.), так и экзогенных (химическое выветривание и дифференциация на земной поверхности).

В настоящее время принимается, что средний состав Земли близок к составу хондритов — каменных метеоритов (табл. 2).

Таблица 2

Средний состав хондритов и гипотетический состав Земли (Мезон, 1966)

Элементы	Хондриты, (в вес. %)	Земля (в вес. %)
O	33,24	29,5
Fe	27,24	34,6
Si	17,10	15,2
Mg	14,29	12,7
S	1,93	1,93
Ni	1,64	1,64
Ca	1,27	1,13
Al	1,22	1,09
Na	0,64	0,57
Cr	0,29	0,26
Mn	0,25	0,22
P	0,11	0,10
Co	0,09	0,13
R	0,08	0,07
T	0,06	0,05

Более достоверны наши знания о химическом составе самой верхней оболочки Земли — земной коры. По данным Кларка и Вашингтона (1924), земная кора до глубины 10 км на 95% состоит из изверженных пород, на 4 — из глинистых сланцев, на 0,75—из песчаников и на 0,25% — из известняков. Изверженные породы слагают большую часть земной коры, так что средний состав земной коры близок к среднему составу изверженных пород.

Попытки вычисления среднего состава земной коры предпринимались многими исследователями. Кларк и Вашингтон определяли средний состав литосферы исходя из анализов изверженных пород (ими были учтены 5195 анализов, имевшихся в то время) с небольшой поправкой на присутствие осадочных пород (табл. 3, состав № 1). Седерхольм (1924) проделал аналогичный подсчет для Финляндии с учетом относительных количеств пород каждого типа (табл. 3, № 2). Фогт (1931) получил

Таблица 3

Средний состав земной коры по данным различных авторов

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	59,07	67,45	65,73	59,19	55,2	64,93	63,94	58,23	60,22	48,65	57,64
TiO_2	1,03	0,41	0,55	0,79	1,6	0,52	0,57	0,90	0,73	1,40	0,88
Al_2O_3	15,22	14,63	15,41	15,82	15,3	14,63	15,18	15,49	15,18	16,52	15,45
Fe_2O_3	3,10	1,27	2,10	3,41	2,8	1,36	2,00	2,86	2,48	2,29	2,43
FeO	3,71	3,28	2,30	3,58	5,8	2,75	2,86	4,76	3,77	6,23	4,30
MnO	0,11	0,04	—	0,11	0,2	0,07	0,11	0,19	0,14	0,18	0,15
MgO	3,45	1,69	2,23	3,30	5,2	2,24	2,21	3,85	3,06	6,79	3,87
CaO	5,10	3,40	4,01	3,07	8,8	4,12	3,98	6,05	5,51	12,28	7,03
Na_2O	3,71	3,06	3,43	2,05	2,9	3,46	3,06	3,10	2,97	2,57	2,87
K_2O	3,11	3,55	3,79	3,93	1,9	3,10	3,29	2,58	2,86	0,37	2,32
P_2O_5	0,30	0,11	—	0,22	0,3	0,15	0,20	0,30	0,24	0,15	0,23
C	—	—	—	—	—	0,02	0,17	0,11	0,16	0,03	0,13
CO_2	0,35	0,12	—	0,54	—	1,28	0,84	0,51	1,21	1,37	1,29
S	—	—	—	—	—	0,06	0,04	0,03	0,04	0,02	0,0
Cl	—	—	—	—	—	0,01	0,05	0,03	0,05	0,02	0,05
H_2O+	1,30	0,79	—	3,02	—	0,78	1,53	1,00	1,38	1,14	1,35

другие результаты (табл. 3, № 3). По-иному подошел к оценке среднего состава земной коры Гольдшмидт (1933). Он вычислил средний состав ледниковых глин южной Норвегии. Считая, что образование глин связано с механическим истирающим действием ледника на различные породы и последующим их отложением без существенных изменений, Гольдшмидт предположил, что их состав должен быть близок среднему составу земной коры. Полученные им данные (табл. 3, № 4) оказались очень близки к данным Кларка и Вашингтона.

Более поздние попытки определить состав земной коры принадлежат Польдерваарту (1955). Он вычислил средние составы для главных геологических структур Земли (для океанических впадин, континентальных щитов, молодых складчатых поясов и континентальных платформ) и на основании этих данных рассчитал средний химический состав земной коры (табл. 3, № 5). В последние годы Шоу и Рейли (1967) подсчитали средний состав докембрийского субстрата Канадского щита (табл. 3, № 6). Ронов и Ярошевский (1971) построили модель химического состава земной коры и отдельных ее оболочек на основе измерений объемов различных геоструктурных частей земной коры и отдельных типов пород в этих структурах с использованием современных геофизических и геотектонических данных и вычислили составы различных типов континентальной (табл. 3, № 7, 8, 9), океанической (табл. 3, № 10), а также земной коры в целом (табл. 3, № 11).

Таблица 4

Состав земной коры (в химических элементах)

Элементы	Вес. %	Ат. %
O	46,22	64,33
Si	26,91	21,34
Ti	0,53	0,24
Al	8,17	3,36
Fe	5,18	2,07
Mn	—	0,05
Mg	2,34	2,18
Ca	5,00	2,78
Na	2,12	1,02
K	1,92	0,55
H	0,13	1,34
P	0,10	0,04
C	0,35	0,65

В табл. 4 средний состав земной коры, по Ронову и Ярошевскому, выраженный в весовых процентах окислов в табл. 3

(№ 11), дается в пересчете на весовые и атомные проценты химических элементов. Из данных табл. 4 видно, что земная кора на 90% сложена такими элементами, как O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg. По сравнению с химическим составом Земли (см. табл. 2) в земной коре особенно высоко содержание кислорода. Он составляет около 90% ее объема. Гольдшмидт называет земную кору оксисферой, или кислородной оболочкой Земли.

Следующим по распространенности элементом, развитым в земной коре, является кремний. Горные породы сложены главным образом соединениями кремния (силикатами). С изменением содержания кремния в породах закономерно изменяются и содержания других элементов.

В последние годы работами американских и советских исследователей были получены образцы горных пород Луны (ближайшего спутника Земли). Они представлены в основном оливиновыми титанистыми базальтами, микрогаббро и анортозитами. Состав базальтов (в вес. %) следующий (Ботт, 1974): SiO_2—41, TiO_2—10, Al_2O_3—11, FeO—17, MgO — 8, CaO — 10, Na_2O — 0,5, K_2O — 0,1, MnO — 0,4, Cr_2O_3 — 0,6, ZrO_2 — 0,1. Характерно высокое содержание железа, титана, хрома, циркония, иттрия и бедность пород щелочными металлами, медью, свинцом, цинком. Плотность пород изменяется от 3,1 до 3,5 г/см^3.

Магматические, или изверженные, горные породы возникают в результате раскристаллизации флюидно-силикатных (редко карбонатных, сульфидных, окисных) расплавов (магм), которые зарождаются в недрах Земли и извергаются в верхние части земной коры или на дневную поверхность.

Продукты глубинной кристаллизации магмы называются интрузивными горными породами (они обычно хорошо раскристаллизованы и имеют зернистое строение). Магмы, изливающиеся на поверхность земли (в подводных или наземных условиях) дают начало эффузивным (вулканическим) горным породам. Они обычно плохо раскристаллизованы и нередко содержат стекло.

Таблица 5

Среднее содержание главных химических элементов в магматических горных породах (по С. П. Соловьеву)

Элементы	Вес. %	Ат. %	Окислы	Вес. %
O	47,72	60,78	SiO_2	63,65
Si	29,74	21,60	TiO_2	0,54
Al	7,66	5,79	Al_2O_3	14,47
H*	0,16	3,27	Fe_2O_3	2,18
Na	2,60	2,31	FeO	3,19
Mg	2,23	1,87	MnO	0,07
Ca	3,06	1,50	MgO	3,70
Fe	4,04	1,47	CaO	4,28
K	2,36	1,23	Na_2O	3,51
Ti**	0,33	0,14	K_2O	2,84
P**	0,04	0,02	H_2O	1,47
Mn**	0,06	0,02	P_2O_5	0,10
Сумма	100,0	100,0		100,0

* Имеется в виду водород, который входит в состав H_2O, устанавливаемой анализами в горных породах.

** Ti, P и Mn включены условно.

О химическом составе магматических расплавов можно получить некоторое представление по составу изверженных горных пород, который приводится в табл. 5 (главные компоненты) и табл. 6 (компонен-

Таблица 6

Среднее содержание элементов-примесей в изверженных горных породах (по А. П. Виноградову)

Элементы-примеси	Вес. %	Элементы-примеси	Вес. %
Фтор F	$6{,}6 \cdot 10^{-2}$	Бериллий Be	$3{,}8 \cdot 10^{-4}$
Барий Ba	$6{,}5 \cdot 10^{-2}$	Цезий Cs	$3{,}7 \cdot 10^{-4}$
Сера S	$3{,}7 \cdot 10^{-2}$	Эрбий Er	$3{,}3 \cdot 10^{-4}$
Стронций Sr	$3{,}4 \cdot 10^{-2}$	Иттербий Yb	$3{,}3 \cdot 10^{-4}$
Углерод C	$2{,}0 \cdot 10^{-2}$	Олово Sn	$2{,}5 \cdot 10^{-4}$
Хлор Cl	$1{,}7 \cdot 10^{-2}$	Тантал Ta	$2{,}5 \cdot 10^{-4}$
Цирконий Zr	$1{,}7 \cdot 10^{-2}$	Уран U	$2{,}5 \cdot 10^{-4}$
Рубидий Rb	$1{,}5 \cdot 10^{-2}$	Бром Br	$2{,}1 \cdot 10^{-4}$
Ванадий V	$9 \cdot 10^{-3}$	Тербий Tb	$1{,}9 \cdot 10^{-4}$
Хром Cr	$8{,}3 \cdot 10^{-3}$	Мышьяк As	$1{,}7 \cdot 10^{-4}$
Цинк Zn	$8{,}3 \cdot 10^{-3}$	Гольмий Ho	$1{,}7 \cdot 10^{-4}$
Церий Ce	$7 \cdot 10^{-3}$	Германий Ge	$1{,}4 \cdot 10^{-4}$
Никель Ni	$5{,}8 \cdot 10^{-3}$	Вольфрам W	$1{,}3 \cdot 10^{-4}$
Лантан La	$4{,}9 \cdot 10^{-3}$	Европий Eu	$1{,}3 \cdot 10^{-4}$
Медь Cu	$4{,}7 \cdot 10^{-3}$	Молибден Mo	$1{,}1 \cdot 10^{-4}$
Неодим Nd	$3{,}7 \cdot 10^{-3}$	Гафний Hf	$1 \cdot 10^{-4}$
Литий Li	$3{,}2 \cdot 10^{-3}$	Таллий Tl	$1 \cdot 10^{-4}$
Иттрий Y	$2{,}9 \cdot 10^{-3}$	Лютеций Lu	$8 \cdot 10^{-5}$
Ниобий Nb	$2 \cdot 10^{-3}$	Сурьма Sb	$5 \cdot 10^{-5}$
Галлий Ga	$1{,}9 \cdot 10^{-3}$	Иод I	$4 \cdot 10^{-5}$
Азот N	$1{,}9 \cdot 10^{-3}$	Тулий Tu	$2{,}7 \cdot 10^{-5}$
Кобальт Co	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$	Индий In	$2{,}5 \cdot 10^{-5}$
Свинец Pb	$1{,}6 \cdot 10^{-3}$	Кадмий Cd	$1{,}3 \cdot 10^{-5}$
Торий Th	$1{,}3 \cdot 10^{-3}$	Ртуть Hg	$8{,}3 \cdot 10^{-6}$
Бор B	$1{,}2 \cdot 10^{-3}$	Серебро Ag	$7 \cdot 10^{-6}$
Скандий Sc	$1 \cdot 10^{-3}$	Селен Se	$5 \cdot 10^{-6}$
Празеодим Pr	$9 \cdot 10^{-4}$	Палладий Pd	$1{,}3 \cdot 10^{-6}$
Самарий Sm	$8 \cdot 10^{-4}$	Висмут Bi	$9 \cdot 10^{-7}$
Гадолиний Gd	$8 \cdot 10^{-4}$	Золото Au	$4{,}3 \cdot 10^{-7}$
Диспрозий Dy	$5 \cdot 10^{-4}$	Теллур Te	$1 \cdot 10^{-7}$
		Рений Re	$7 \cdot 10^{-8}$

ты-примеси). При этом нужно иметь в виду, что магмы по сравнению с изверженными горными породами богаче летучими компонентами (H_2O, CO_2, H_2, CO, F_2, Cl_2 и др.), которые теряются при их кристаллизации.

Основу силикатных расплавов составляют кремнекислородные тетраэдры в различной степени полимеризации. При низкой степени полимеризации в расплавах преобладают изолированные тетраэдры (ортокремниевые расплавы). Повышение степени полимеризации приводит к образованию радикалов метакремниевых и алюмокремниевых кислот. Кислоты находятся в магмах в сложном взаимодействии с катионами (Mg^{2+}, Ca^{2+}, Na^{+}, K^{+}, Fe^{2+}, Ti^{4+} и др.) и флюидными компонентами магм, содержание которых особенно значительно в глубинных областях высокого давления.

Первичные магмы изменяют свой состав, попадая в новые термодинамические условия верхних частей Земли при извержении. Этот процесс называется магматической дифференциацией, или эволюцией. В результате его первично однородная магма превращается в производ-

ные магмы иного состава, обычно образующие закономерные магматические серии.

Различаются три главных процесса, в которых появляется магматическая эволюция: кристаллизация (кристаллизационная дифференциация), взаимодействие с флюидами (флюидно-магматическая и эманационная, или трансмагматическая дифференциация) и взаимодействие с вмещающими породами (дифференциация в процессах магматического замещения и ассимиляции).

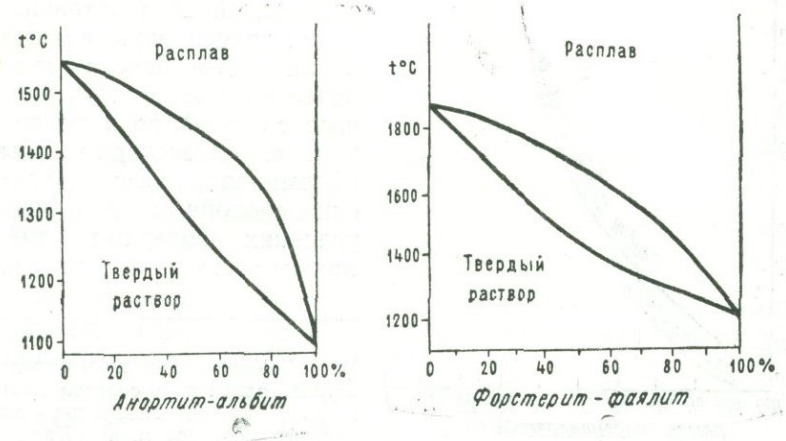


Рис. 5. Диаграммы, иллюстрирующие порядок кристаллизации из магмы железомагнезиальных минералов (на примере оливинового ряда форстерит — фаялит) и плагиоклазов

Принцип кристаллизационной дифференциации, обоснованный Боуэном, изучен экспериментально и теоретически. Сущность его заключается в том, что кристаллы, выделяющиеся из магмы, закономерно отличаются от нее по составу (являются более основными и магнезиальными). Обычно они отличаются от магматического расплава по плотности и поэтому естествен процесс их отделения от магмы (например, погружение более плотных кристаллов) с изменением состава остаточного расплава. Обособление продуктов ранней кристаллизации связано также с образованием зональных кристаллов. Боуэном была установлена последовательность выделения кристаллов из магм нормально щелочного ряда:

1) железомагнезиальные (темноцветные) минералы: оливин — пироксен — роговая обманка — биотит (прерывистая реакционная серия),

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

Намечаются также ряды минералов, характеризующие распределение магния и железа в продуктах ранней и поздней кристаллизации. Ранние выделения темноцветных минералов всегда более магнезиальные, чем расплав, который вследствие обособления выделившихся кристаллов эволюционирует в сторону железистых составов. Соответствие между сериями железомагнезиальных минералов и полевых шпатов иллюстрируется рис. 5 (типичными диаграммами плавкости непрерывных реакционных серий). Это соответствие хорошо прослеживается петрографически: во многих сериях изверженных горных пород наблюдается

прямая корреляция между отношением Fe : Mg в темноцветных минералах и отношением Na : Ca в плагиоклазах (рис. 6).

Процесс кристаллизации сопровождается повышением в магматическом расплаве содержания кремнезема, щелочных металлов, железа. При медленном остывании, например, базальтовых расплавов и погружении продуктов ранней кристаллизации (с накоплением оливина и пироксенов в нижних частях магматических камер) может образоваться расслоенность первично *однородной базальтовой магмы* на ультраосновную часть в основании интрузивного тела и все более кислую (вплоть до гранитного состава) по направлению к кровле. *Некоторые интрузии*, сформировавшиеся в тектонически спокойных платформенных условиях, содержат отчетливые признаки подобного расслоения.

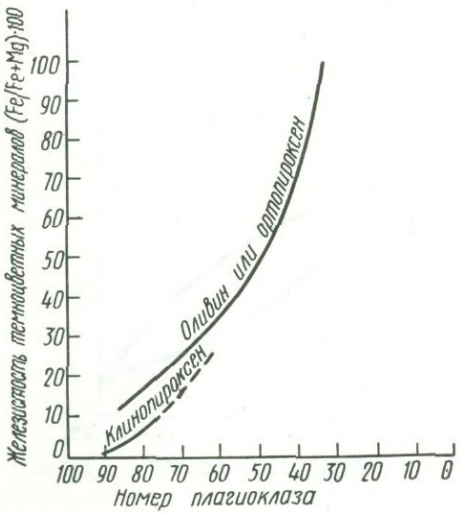


Рис. 6. Корреляция железистости пироксенов, оливина и состава плагиоклаза в расслоенных габбровых интрузиях *платформенного типа* (Wages, 1969)

Большую роль в генерации магматических расплавов и их последующей эволюции играют потоки флюидов глубинного (подкорового) происхождения, названных Д. С. Коржинским сквозьмагматическими (или трансмагматическими). Этим названием подчеркивается их отношение к расплавам, через которые они отчасти проходят, создавая флюидные потоки, опережающие подъем магматических масс. Возникновение ювенильных флюидов связано с дегазацией глубинных (мантийных) частей Земли, в которые проникают тектонические дислокации, снижающие давление и стимулирующие реакции между минералами с освобождением газов.

Чтобы понять важную роль флюидов в генерации магм, необходимо рассмотреть влияние давления на плавление минералов и их ассоциаций. В общем случае объем минералов при плавлении увеличивается (минерал = расплав, $\Delta V > 0$), давление препятствует плавлению минералов (температуры плавления возрастают). В условиях высокого давления, соответствующего подкоровым частям Земли, процессы плавления (магматической генерации) возможны только в условиях крайне высокой температуры, значительно превышающей реальные температуры магматических проявлений. Наличие флюидов создает дополнительный эффективный фактор, способствующий очень значительному снижению температуры плавления минералов.

Состав глубинных природных флюидов сложен (H_2O, H_2, CO_2, CO, CH_4, N_2, H_2, S_2, Cl_2, F_2 и т. д.) и оценить их влияние в полной мере в настоящее время не представляется возможным, так как экспериментальные данные по плавлению минералов и горных пород характеризуют главным образом влияние H_2O. Эти данные ясно определяют громадную роль флюидного давления, снижающего температуры плавления минералов значительно (до нескольких сотен градусов), как показано на рис. 7 на примере альбита. Экспериментальное плавление

минералов под давлением флюидов приводит к образованию флюидно-силикатных расплавов, в какой-то мере аналогичных природным магмам, характеризующимся высоким содержанием летучих компонентов. Этот процесс моделируется реакцией: минералы+флюид=флюидно-силикатный расплав, с большим отрицательным объемным эффектом, что определяет его значительную зависимость от давления, обратную той, что имеет место при «сухом» плавлении. Флюиды, таким образом, очень значительно расширяют термодинамическую стабильность расплавов, способствуя их генерации в областях высокого давления, господствующего в глубинах Земли.

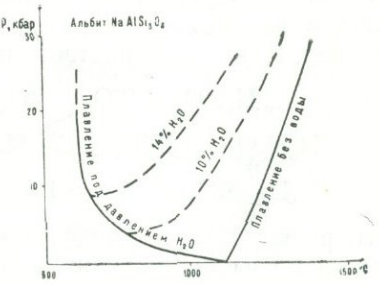


Рис. 7. Экспериментальные данные по плавлению альбита при $P_{H_2O} = P_{общ}$.
Пунктиром показаны линии постоянного содержания H_2O в альбитовом расплаве (Shimada, 1969)

Вхождение воды в силикатные расплавы приводит к радикальному преобразованию их структурных и химических свойств. В грубой схеме этот процесс сводится к следующему.

В ряду кремниевых кислот наиболее сильными являются алюмокремниевые кислоты, сила которых понижается в последовательности $HAlSi_3O_8$—$HAlSi_2O_6$—$HAlSiO_4$, т. е. в порядке уменьшения отношения чисел атомов кислорода к водороду (8—6—4). Растворение H_2O в изотермических условиях приводит к разрушению алюмокремниевых кислот, в результате чего происходит положительная ионизация алюминия, который изменяет свою координацию с четверной на шестерную: $2H[AlSi_3O_8]+2H_2O=Al_2O_3+3H_2Si_2O_5$ или $H[AlSi_3O_8]+H_2O+3SiO_2=Al^{3+}+3HSi_2O_5^-$.

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. Понижение вязкости во многом связано с изменением координации металлов (повышение координационного числа коррелируется с ослаблением связей металлов с кислородом силикатных расплавов). Гидратация кремниевых кислот сопровождается их деполимеризацией, в результате которой метакремниевые кислоты (обладающие листовым, ленточным, цепочечным строением) превращаются в ортокремниевую кислоту (в расплавах с изолированными кремнекислородными тетраэдрами): $2H_2Si_2O_5+H_2O=H_6Si_4O_{11}$, $H_6Si_4O_{11}+H_2O=4H_2SiO_3$, $H_2SiO_3+H_2O=H_4SiO_4$. В этом ряду кремниевых кислот $H_2Si_2O_5$—$H_6Si_4O_{11}$—H_2SiO_3—H_4SiO_4 последовательно уменьшается отношение чисел атомов кислорода к водороду (2,5—1,8—1,5—1), что коррелируется с понижением силы кремниевых кислот и их химического сродства к алюминию и щелочным металлам.

Рассмотренное ощелачивающее воздействие воды относится к кислым расплавам, в которых увеличение ее содержания повышает коэффициенты активности оснований и понижает коэффициенты активности кислотных компонентов. Но в основных или щелочных расплавах вода может играть роль «подкислителя».

В общем прямое влияние воды на кислотно-щелочные свойства расплавов невелико, более важную роль играет значительное понижe-

ние температуры кристаллизации расплавов, связанное с повышением давления H_2O и с ее растворением.

В зависимости от давления H_2O температура кристаллизации кислых магм варьирует в пределах 600—950°. Охлаждение расплавов в зонах высокого флюидного давления вызывает преобразование их структуры, значительно корректирующее прямое влияние на структуру растворения в расплавах H_2O. Полимеризация кремнекислородных тетраэдров и образование алюмокремниевых кислот схематически выражается реакциями (в расчете на одинаковое количество воды, чтобы *исключить влияние растворения этого компонента*):

$$H_4SiO_4 + SiO_2 = 2H_2SiO_3,\ 3H_2SiO_3 + SiO_2 = H_6Si_4O_{11},$$

$$H_6Si_4O_{11} + 2SiO_2 = 3H_2Si_2O_5,\ 0{,}5H_2Si_2O_5 + 0{,}5Al_2O_3 = HAlSiO_4,$$

$$HAlSiO_4 + SiO_2 = HAlSi_2O_6,\ HAlSi_2O_6 + SiO_2 = HAlSi_3O_8.$$

Эти реакции характеризуются экзотермическими эффектами и падение температуры смещает их вправо. Ими намечается последовательное *усиление кремниевых и алюмокремниевых кислот при охлаждении* расплавов: $H_4SiO_4 < H_2SiO_3 < H_6Si_4O_{11} < H_2SiO_5 \ll HAlSiO_4 < HAlSi_2O_6 < HAiSi_3O_8$.

Но для осуществления этих превращений необходим избыток кремнезема (и алюминий для перехода к ряду алюмокремниевых кислот). Магмы с существенным содержанием флюидных (летучих) компонентов сохраняют жидкое состояние до относительно умеренной температуры, при которой намечаются направления их кристаллизационной дифференциации, отличные от тех, что имеют место в высокотемпературной области кристаллизации «сухих» расплавов. Это объясняется тем, что породообразующие минералы ведут себя неодинаково по отношению к флюидному воздействию, так что соотношения температуры их плавления изменяются и соответственно изменяются наиболее легкоплавкие (эвтектические) составы магм, к достижению которых направлена магматическая эволюция. Чтобы понять это, необходимо рассмотреть термодинамическую устойчивость породообразующих минералов по отношению к процессам плавления в условиях различного флюидного режима, *что в отношении H_2O характеризуется данными табл. 7.*

Таблица 7

Влияние давления H_2O на плавление породообразующих минералов

Минералы	Температура, °С				
	Давление H_2O, кбар				
	0	1	2	5	10
Диопсид $CaMgSi_2O_6$ . . .	1390	1330	1315	1290	—
Анортит $CaAl_2Si_2O_8$	1550	1405	1340	1230	1115
Альбит $NaAlSi_3O_8$	1120	905	845	745	—
Нефелин $NaAlSiO_4$	1525	1135	1025	830	675
Санидин $KAlSi_3O_8$	—	—	1000	875	—
Кварц SiO_2	—	—	1130	1065	1035
Кордиерит $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$ . .	1565	1330	1250	1100	960

Эти данные показывают, что с ростом P_{H_2O} снижение температуры плавления темноцветных магнезиальных минералов значительно мень-

ше, чем лейкократовых минералов. Так, с повышением P_{H_2O} от стандартного на 5 кбар температура плавления диопсида понижается на 100°, анортита на 320, альбита на 375, нефелина на 700°. Эти соотношения показывают, что с повышением давления H_2O в наиболее легкоплавких (эвтектических) составах магм темноцветные минералы должны вытесняться лейкократовыми минералами (полевыми шпатами, фельдшпатоидами).

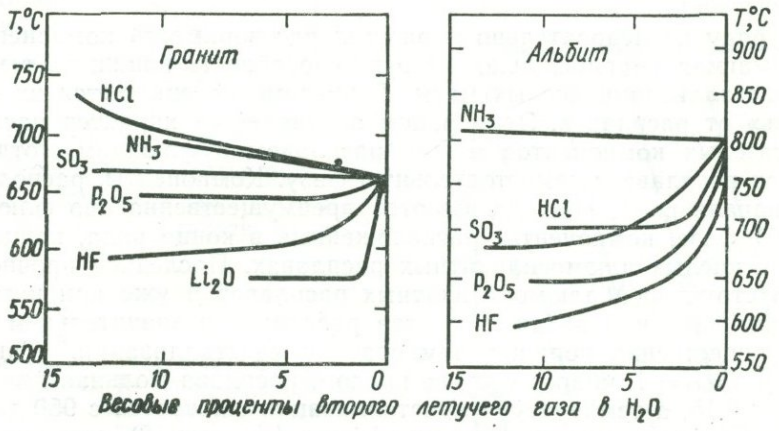


Рис. 8. Влияние компонентного состава флюидов на температуру плавления гранита и альбита под давлением 2,75 кбар (Wyllie, Tuttle, 1964)

Остановимся на имеющихся данных о влиянии на магматизм других компонентов газовых флюидов. По отношению к кислым алюмосиликатным расплавам они ведут себя различно. Компоненты, обладающие высокой растворимостью в кислых расплавах (H_2O, HF, H_3BO_3 и др.), существенно понижают температуру их кристаллизации. Труднорастворимые компоненты (CO_2, NH_3 и др.) ведут себя в рассматриваемом отношении индифферентно, и возрастание их давления не понижает, а повышает температуру кристаллизационных расплавов. Значительная концентрация этих компонентов в кислых расплавах возможна лишь при очень высоких газовых давлениях, снижение которого приводит к быстрому (взрывному) отделению от расплавов. Содержание легко отделяющихся газовых компонентов в магмах прямо коррелируется с коэффициентом эксплозивности вулканических извержений. Интересно сопоставить флюидные компоненты в части их способности влиять на температуру кристаллизации кислых лав относительно некоторого эталона, за который примем H_2O (компонент, обычно преобладающий в газах, сопровождающих кислый магматизм). Это сопоставление по экспериментальным данным приводится на рис. 8. Как следует из рисунка, добавление к H_2O одних компонентов (NH_3, SO_3) повышает температуру кристаллизации кислой магмы, добавление других (P_2O_5, HF, Li_2O), наоборот, ее значительно понижает. Это связано с тем, что одни компоненты растворяются в расплавах хуже, другие лучше, чем H_2O. На рис. 8 видна также относительность рассматриваемого свойства компонентов: добавление к воде HCl и SO_3 повышает температуру кристаллизации кислого гранитного расплава и, наоборот, существенно понижает температуру кристаллизации более щелочного альбитового расплава. Влияние кислотных компонентов на кристалли-

зацию щелочных расплавов более существенно, чем на кристаллизацию кислых расплавов. Эти данные могут быть пополнены в части CO_2, наиболее индифферентного по отношению к кислым расплавам, и B_2O_3, наиболее прочно связанного со структурой расплавов.

В целом по влиянию на кристаллизацию кислых магм компоненты флюидов располагаются в следующий ряд:

$$CO_2 — NH_3 — SO_3 — H_2O — P_2O_5 — HF — Li_2O — B_2O_3.$$

В этом ряду последовательно нарастает растворимость компонентов в кислых магмах (магмофильность) и их способность понижать температуру кристаллизации кислых магм. Одновременно снижается их «отделяемость» от расплавов. Этим рядом определяется характер распределения газовых компонентов между расплавом и флюидом, отделяющимся от расплава в самостоятельную фазу. Компоненты, расположенные в начале ряда, концентрируются преимущественно во флюидной (газовой) фазе, компоненты, расположенные в конце ряда, концентрируются в кислых алюмосиликатных расплавах. Последние прочно связаны со структурой алюмосиликатных расплавов и уже при низком и умеренном давлении входят в состав расплавов в значительном количестве, существенно понижая температуру кристаллизации. Так, при давлении $P_{H_2O} = 1$ кбар в составе кислого расплава мольная доля H_2O достигает 0,15, а температура кристаллизации снижается с 950 до 700°. Добавление фтора усиливает этот эффект (см. рис. 8), так как фтор еще прочнее связан с компонентами алюмосиликатных расплавов, образуя с ними прочные соединения (SiF_4 и др.), растворимость его в расплавах выше, чем растворимость H_2O. С другой стороны, добавление к H_2O хлора и других магмофобных компонентов редуцирует эффект влияния воды на температуру кристаллизации и состав кислых расплавов, так как растворимость их в расплавах ниже растворимости H_2O. Так, при давлении 1 кбар CO_2 практически не входит в состав алюмосиликатных кислых расплавов и не влияет на температуру их кристаллизации. Но при высоком флюидном давлении магмофобные газы также входят во флюидно-силикатные расплавы в большом количестве, что типично для глубинных зон магматической генерации. При внедрении расплавов в верхние части земной коры и при извержении их на земную поверхность происходит отделение флюидов от расплавов с преимущественной концентрацией магмофильных компонентов в расплавах, а магмофобных компонентов во флюидной фазе. При очень низком флюидном давлении может произойти полное отделение газовых компонентов от силикатных расплавов, но такие условия в природе не реализуются, так как отделение флюидов стимулирует быструю кристаллизацию расплавов и застывание их в виде стекла. В застывших кислых лавах всегда содержатся летучие компоненты, причем главным образом трудно отделяющиеся от расплавов — H_2O (единицы процента) и F_2 (десятые и сотые доли процента). Переход от интрузивной фации к эффузивной со снижением флюидного давления до атмосферного и усилением отделения газовой фазы должен коррелироваться с повышением в магмах отношения содержания магмофильных газов к магмофобным: $H_2O : CO_2$, $H_2O : H_2$, $H_2O : CH_4$, $H_2O : H_2S$, $F_2 : Cl_2$ и т. д. Примечательно возрастание отношения H_2O к сумме газов, создающих в расплавах восстановительную обстановку (H_2, CH_4, H_2S и др.).

Магматические расплавы генерируются в глубинах Земли в области высокого флюидного давления и, внедряясь в верхние горизонты, перемещаются в зоны более низкого давления, вследствие чего проис-

ходит отделение от расплавов флюидных компонентов. Отделению флюидов способствуют также тектонические дислокации в земной коре, с которыми магматические проявления находятся в тесной связи. В анализе влияния флюидного отделения на магматизм прежде всего необходимо учитывать классификацию флюидных компонентов по прочности их связей со структурой алюмосиликатных кислых расплавов. Вследствие различной «отделяемости» флюидных компонентов от расплавов и закономерного их распределения между флюидами и расплавами флюидно-магматическое взаимодействие должно сопровождаться эффектом обогащения расплавов магмофильными компонентами (фтором, бором и др.) относительно компонентов, более легко переходящих в газовую фазу (хлора, углекислоты и др.). Обогащение кислых расплавов фтором и бором по мере магматической эволюции является ярко выраженной геохимической особенностью кислого магматизма. При этом нарастание фтористости расплавов прямо коррелируется с повышением в них отношения калия к натрию.

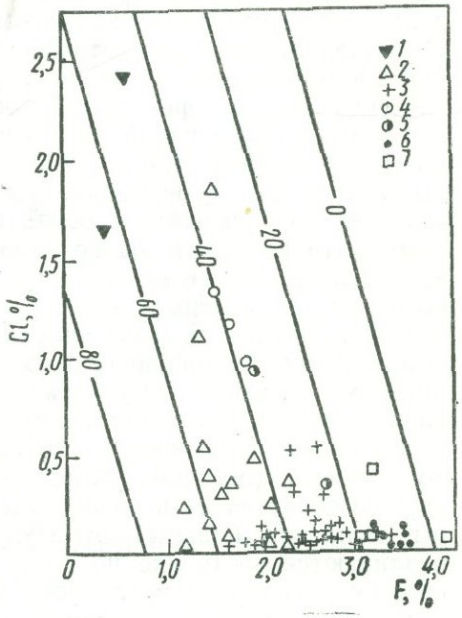


Рис. 9. Соотношение содержаний воды, фтора и хлора в апатитах магматических пород (по Д. С. Штейнбергу, И. Н. Бушлякову, В. А. Вилисову, 1974 с дополнениями):
1—3 — интрузивные породы (*1* — кварцевые диориты, *2* — гранодиориты, *3* — граниты); *4—6* — эффузивные породы (*4* — дациты, *5* — трахиты, *6* — лейцитовые трахиты), *7* — базальты Луны (Gancarz et al., 1971). Линии соответствуют равному теоретическому содержанию гидроксила (цифры — мольные доли OH в группе OH+F+Cl, %)

Вхождение в силикатные расплавы фтора (компонента с сильными кислотными свойствами) усиливает отрицательную ионизацию расплавов, т. е. способствует повышению их кислотных свойств. Роль фтора в расплавах в какой-то мере аналогична роли кислорода. Как и кислород, фтор образует прочные соединения с кремнием и алюминием, но эти соединения отличаются более кислотными свойствами. Можно представить себе такую последовательность реакций при растворении в расплаве плавиковой кислоты $SiO_2+4HF=SiF_4+2H_2O$, $3SiF_4+3H_2O=H_2SiO_3+2H_2SiF_6$. В результате этих реакций образуются кислоты — метакремниевая H_2SiO_3 и кремнефтористоводородная H_2SiF_6, которая отличается от ортокремниевой кислоты наличием фтора, заместившего кислород: $H_2SiO_3+3F_2=H_2SiF_6+1{,}5\ O_2$, причем это замещение сопровождается значительным усилением кислоты и повышением ее растворимости в воде (образуются растворы $H_2O-H_2SiF_6$). О соотношении воды и фтора во флюидах, сопровождающих кислый магматизм, можно судить по соотношению содержания этих компонентов в силикатах, кристаллизующихся из магмы (биотитах, амфиболах, апатитах).

Соотношение содержаний H_2O, F_2, Cl_2 в апатитах различных типов магматических пород иллюстрируется рис. 9. Судя по этим материалам,

высокие содержания хлора свойственны породам, отвечающим начальным стадиям магматической эволюции (базальтам, андезитам, диоритам). С переходом к гранитам хлор вытесняется H_2O и F_2. По мере эволюции гранитоидного магматизма происходит последовательное вытеснение воды фтором.

Трудно отделяющиеся компоненты (фтор и др.) должны проявлять тенденцию к накоплению в нижних частях магматических тел, а более легко отделяющиеся компоненты (хлор и др.) — в верхних частях тел. Поскольку флюидные компоненты обладают неодинаковым химическим сродством к петрогенным элементам, флюидная неоднородность должна стимулировать возникновение магматической неоднородности. Подобная флюидно-магматическая дифференциация может явиться одной из причин возникновения вертикальной расслоенности тел магматических горных пород. С ней могут быть связаны неоднородности магматических образований различного масштаба вплоть до субмикроскопического уровня. Участки магм (потоки, прослойки и др.), обогащенные летучими компонентами, должны проявлять более жидкостные свойства по сравнению с обедненными летучими компонентами участками, которые могут подвергаться разрывам и растаскиванию при движении магм. В результате могут возникнуть текстуры неоднородности, свойственные многим кислым эффузивным породам. С влиянием летучих компонентов связаны явления расщепления магм на несмешивающиеся жидкости различного состава. Эти явления называются ликвацией. В магмах без летучих компонентов, отвечающих составам изверженных пород, ликвация не прослеживается. Несмесимость силикатных расплавов возникает с повышением в них содержания летучих компонентов (особенно фтора) вследствие резко неодинакового химического сродства их к различным петрогенным компонентам. Равновесные жидкости (магмы), образующиеся в результате ликвации, резко различаются не только по содержанию петрогенных окислов, но и по составу и содержанию летучих компонентов. Поэтому явления ликвации отвечают более общему процессу флюидно-магматической дифференциации.

В числе важных факторов магматического развития в открытых системах находится взаимодействие расплавов с флюидами, которые перемещаются относительно расплавов, осуществляя привнос-вынос петрогенных компонентов. Этот эффект изменения состава магм (метамагматизм) можно назвать эманационной, или трансмагматической, дифференциацией. Согласно представлениям Д. С. Коржинского (1955) и К. В. Бэрнема (1970) и др., миграция флюидов через флюидно-силикатные расплавы осуществляется при разделении их на две несмешивающиеся фазы — флюидно-силикатную и флюидную, чему особенно способствует восходящее внедрение магматических масс.

Сначала выделяется флюидная фаза на субмикроскопическом уровне, а затем образуются маленькие пузырьки, поднимающиеся вверх ввиду меньшей плотности. При этом возникают стационарные трансмагматические потоки флюидов. Во флюиды, равновесные с магмами, переходят компоненты, избыточные по отношению к эвтектическим составам, и, таким образом, трансмагматические флюидные потоки способствуют направленной эволюции магматических расплавов. По мере этой эволюции в ряду щелочноземельных пород возникают все более кремнекислые расплавы, бедные магнием, кальцием, железом: базальты — андезиты — дациты — липариты. При этом усиливается сродство (восприимчивость) силикатных расплавов по отношению к флюидным компонентам. Об этом можно судить по растворимости в них H_2O, ко-

торая существенно возрастает в последовательности указанного ряда пород (рис. 10).

Равновесия расплавов с фильтрующимися через них флюидами термодинамически моделируются обменными реакциями с участием ионов металлов, находящихся в расплавах, и молекулами металлов с летучими компонентами флюидов, например:

$$Na^+ + KCl = K^+ + NaCl,$$

$$Na^+ + KOH = K^+ + NaOH \text{ и др.}$$

Учитывая структурное состояние расплавов, в которых в «предкристаллизационный период» образуются атомные группировки, соответствующие будущим минералам, эти обменные равновесия можно представить в иной форме:

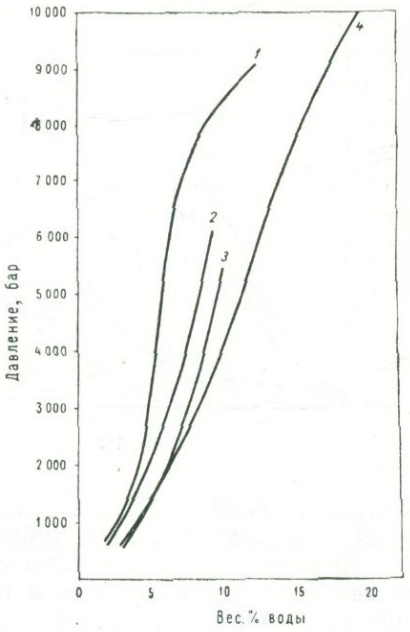


Рис. 10. Сопоставление растворимости воды в силикатных расплавах различного состава (по Гамильтону и др.):
1 — SiO_2 (при 1125°С); *2* — базальт (1100°С); *3* — андезит (1100°С); *4* — гранито-пегматит (695°С)

$$NaAlSi_3O_8 + KCl = KAlSi_3O_8 + NaCl;\ NaAlSi_3O_8 + K(OH) =$$
$$= KAlSi_3O_8 + Na(OH) \text{ и др.}$$

Термодинамические расчеты подобных равновесий с участием щелочных металлов показывают, что в условиях магматизма они значительно смещены вправо при участии самых различных летучих компонентов (Cl_2, H_2O, F_2 и др.). Это означает, что при фильтрации растворов в магмах должен накапливаться калий, а натрий должен преимущественно выноситься растворами. Это отражает наиболее общую тенденцию возрастания в магмах отношения калия к натрию по мере эволюции магматизма. В части железомагнезиального отношения вырисовывается более сложная картина. Прохождение через расплавы одних компонентов, например фтора, способствует увеличению железистости расплавов в силу реакций такого типа, резко смещенных вправо:

$$MgSiO_3 + FeF_2 \rightarrow FeSiO_3 + MgF_2,$$

тогда как наличие других компонентов, например хлора, редуцирует этот эффект, так как реакции с их участием смещены в противоположную сторону:

$$MgSiO_3 + FeCl_2 \leftarrow FeSiO_3 + MgCl_2.$$

Из рис. 10 видно, что содержание H_2O в кислых расплавах может превышать 10 вес.% при давлениях P_{H_2O} около 3 кбар. Водные минералы стабильны при низкой температуре, но с ростом P_{H_2O} область их устойчивости распространяется в область все более высокой температуры, тогда как высокотемпературные поля стабильности расплавов расширяются с ростом P_{H_2O} в область более низкой температуры. По дости-

жении некоторых величин P_{H_2O} поля устойчивости флюидно-силикатных расплавов и водных минералов совмещаются и возникают условия для непосредственной магматической кристаллизации водных минералов. Эти соотношения показаны на графике рис. 11, согласно которому намечается широкое поле совмещения устойчивости биотита и роговой обманки с полем кристаллизации магмы гранитного состава (эти минералы обычны в числе продуктов кристаллизации кислых и отчасти средних магм). При более высоком P_{H_2O} становится возможной магматическая кристаллизация куммингтонита —

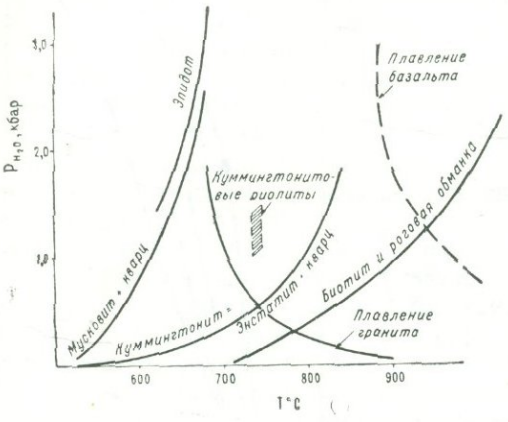


Рис. 11. Диаграмма сопоставления полей устойчивости водных минералов и расплавов гранитного и базальтового составов. Условия кристаллизации куммингтонитовых риолитов обозначены по Эварту и Грину

минерала, очень редкого в продуктах непосредственной кристаллизации магматических расплавов (обычно устойчив энстатит с кварцем).

Кислые риолитовые лавы с первичными вкрапленниками куммингтонита описаны, например, в Новой Зеландии. Для них определяются низкие температуры кристаллизации (около 700° С) при давлении H_2O, несколько превышающем 1 кбар (рис. 11). Как следует из рассматриваемого графика, значительно более высокие значения P_{H_2O} в развитии кислого магматизма маловероятны, так как они привели бы к магматической кристаллизации в кварцсодержащих породах таких минералов, как мусковит, эпидот, что петрографически не установлено (эти минералы в магматических породах имеют вторичное постмагматическое происхождение и связываются с развитием гидротермальных процессов при более низкой температуре). С переходом к глубинным зонам Земли давление на флюид должно значительно возрастать, но парциальное давление H_2O при этом падает вследствие вытеснения H_2O другими газами, например водородом, при общем снижении степени окисления флюидов $H_2O \rightarrow H_2$. Окислительно-восстановительными условиями во многом определяются легкоплавкие (эвтектические) составы флюидно-силикатных расплавов и, следовательно, порядок выделения минералов и направления магматической эволюции. С усилением восстановительного характера флюидов должно значительно подавляться развитие минералов вследствие уменьшения давления водного (окисленного) компонента флюидов (H_2O), но влияние флюидов на температуру плавления пород при этом должно усиливаться, как можно судить по экспериментальным данным о плавлении базальта в различной окислительно-восстановительной обстановке (рис. 12) (в восстановительных условиях область стабильности базальтовых расплавов шире, чем в окислительной). Этот эффект еще слабо изучен, но он должен иметь большое значение для понимания условий развития основного и ультраосновного магматизма.

Зависимость порядка кристаллизации минералов из расплава базальтового состава от окислительно-восстановительных условий при

давлении около 1 кбар представлена на рис. 13 по экспериментальным данным ряда авторов. Порядок кристаллизации минералов с понижением температуры расплава:

1) в сильно восстановительной обстановке (равновесие магнетит+ +вюстит): плагиоклаз — пироксен — рудный минерал;

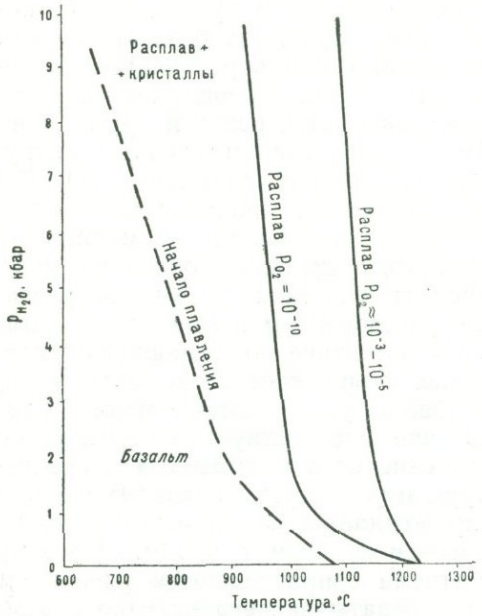


Рис. 12. Плавление базальта в различных окислительно-восстановительных условиях (по экспериментальным данным Гамильтона, Бэрнема и др.)

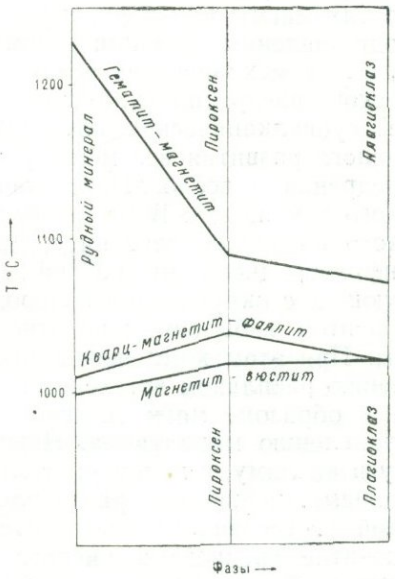


Рис. 13. Эффект давления кислорода на температуру появления минералов в базальтовом расплаве при давлении $P_{H_2O}=1$ кбар

2) в умеренно восстановительной обстановке (кварц+магнетит+ +фаялит): пироксен — плагиоклаз — рудный минерал;

3) в окислительной обстановке (гематит+магнетит): рудный минерал — пироксен — плагиоклаз.

Различный порядок кристаллизации определяет неодинаковое направление эволюции состава базальтовых расплавов. Основное значение имеют окислительно-восстановительные условия, отвечающие кварц-магнетит-фаялитовому буферу, которые можно считать нормальными для базальт-липаритовых серий щелочноземельных пород, все более лейкократовых в ходе развития дифференциации. В более восстановительных условиях направление магматической эволюции должно приводить к развитию серий меланократовых пород.

Экспериментальные данные по базальтовым системам показали ясные взаимоотношения между режимом летучих компонентов и порядком выделения минералов из магмы, а следовательно, и направлением магматической эволюции. В базальтовых расплавах при высоких давлениях в «сухих» системах плагиоклаз кристаллизуется раньше пироксенов и магмы обогащаются железомагнезиальными компонентами. С повышением давления летучих компонентов (H_2O и др.) порядок кристаллизации изменяется и пироксен начинает кристаллизоваться до плагиоклаза, что ведет к смещению состава магм в сторону обогащения их полевошпатовыми компонентами.

В щелочных базальтах, кристаллизующихся в условиях повышенного давления летучих компонентов, кристаллизация начинается с клинопироксенов, которые обогащены алюминием и титаном, что связано с недосыщенностью расплава кремнеземом.

Важным фактором петрохимической эволюции является также взаимодействие с горными породами, составляющими те части земной коры, в которые внедряются магматические массы. В вулканических областях магмы или изливаются на поверхность, или заполняют камеры, подготовленные тектоническими движениями или образующиеся в результате механических усилий, связанных с самим процессом магматического внедрения (дайки заполнения, лакколиты, некки и другие формы субвулканических интрузий). Но с возрастанием глубины интрузивного развития все меньшую роль играют механические способы внедрения и все большее значение приобретают процессы магматического замещения. В глубинных условиях сама возможность магматического внедрения связана с развитием этого процесса, обусловленного инфильтрационными потоками трансмагматических флюидов, реагирующих с окружающими породами с растворением и выносом их компонентов, избыточных по отношению к эвтектике поднимающейся магмы. При этом компоненты замещаемых пород, способствующие достижению расплавом эвтектического состояния, усваиваются магмой, и, таким образом, магматическое замещение способствует экстенсивному проявлению магматизма. Переход от основного магматизма к среднему и кислому, с падением температуры и усилением кислотных свойств трансмагматических растворов, сопровождается повышением химической агрессивности по отношению к замещенным породам. Поэтому развитие среднего и кислого магматизма сопровождается усилением процессов магматического замещения, охватывающего нередко огромные толщи терригенных и других пород. При этом ускоряется петрохимическая эволюция магматизма и особенно возрастает количество кислой магмы за счет усвоения компонентов замещаемых пород (K_2O, SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, рудогенные металлы и др.). Благодаря магматическому замещению гранитоидный магматизм в интрузивной фации получает широкий размах.

При внедрении расплавов путем магматического замещения в породы основного и ультраосновного состава (включая магнезиты, доломиты) проявляется эффект взаимодействия оснований, в результате которого повышается щелочность расплавов. При этом нередко возникают фации пород повышенной щелочности. С другой стороны, внедрение в толщи глиноземистых пород связывается с понижением щелочности расплавов. Слоистые толщи оказывают существенное влияние на состав развивающихся в них магматических масс. В активную стадию развития магматизма доминируют инфильтрационные процессы одностороннего перемещения вещества, приводящие к магматическому замещению. Но в стадию затухания магматизма, когда прекращаются интенсивные инфильтрационные потоки флюидов, могут развиваться диффузионные (обменные) процессы взаимодействия расплавов с окружающими породами, ведущие к ассимиляции магмами пород. При этом возникают гибридные породы промежуточного состава.

В заключение необходимо отметить большую сложность магматизма, подверженного влиянию многих физико-химических факторов. Он обусловлен эндогенными процессами в мантии и земной коре, тесно связанными с общей геоструктурной эволюцией. В развитии фациально-структурных зон Земли магматизм всегда находится в тесной связи с другими эндогенными явлениями — метаморфизмом и металлогенией.

ГЛАВНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Каждая группа магматических пород сложена определенной ассоциацией минералов, устойчивость которой зависит от валового химического состава исходного расплава и от термодинамических условий его кристаллизации. В этой главе будут рассмотрены особенности химизма главнейших породообразующих минералов и некоторые закономерности их сосуществования. Особое внимание будет обращено на минералы переменного состава, большинство которых представлено силикатами и алюмосиликатами. Главнейшие кристаллохимические и структурные их характеристики представлены в табл. 8. *По вертикали этой таблицы видно, что снижается относительная сила кремниевой кислоты* (Ramberg, 1952), *и соответственно кристаллохимическая характеристика силикатов и алюмосиликатов прослеживается от каркасного силиката до ортосиликата.* В горизонтальном направлении возрастает степень симметричности кристаллических решеток минералов. В клетках таблицы выписаны соответствующие минералы с некоторыми их структурными и физическими характеристиками.

В первом приближении можно заметить, что каркасные и в значительной мере слоистые силикаты слагают в основном кислые породы (*граниты*) и щелочные (*нефелиновые сиениты*). Эти минералы отличаются высокой прочностью химической связи кремнекислотного радикала со щелочами (K и Na), устойчивыми совместными парагенезисами (Fsp+Pl+Qz, Fsp+Pl+Ne, Fsp+Pl+Qz+Bi, Fsp+Pl+Ne+Bi и т. п.). Ортосиликаты и цепочечные силикаты, т. е. соли ортокремниевой (H_4SiO_4) и метакремниевой ($H_4Si_2O_6$) кислот, слагают преимущественно ультраосновные и основные породы (дуниты, перидотиты, гранатовые перидотиты, габбро и базальты, мелилитовые породы и т. п.). Эти минералы в таких породах имеют большое сродство к щелочным землям (Ca и Mg) и в меньшей степени к железу, титану, марганцу и т. п. Амфиболы (ленточные метасиликаты) в зависимости от их катионного состава можно встретить во всем спектре магматических пород. И в таблице они занимают промежуточное положение. Но такие закономерности намечаются лишь в самом общем случае. В действительности наборы минералов в парагенезисах магматических пород могут быть самые различные. Так, в габбро или базальтах обычный парагенезис каркасный силикат (Pl)+цепочечный метасиликат (Cpx), а в оливиновом габбро устойчива ассоциация каркасного сили-

Таблица 8

Некоторые кристаллохимические, структурные и физические особенности главнейших силикатов магматических пород

Тип силиката	Кремнекислородный радикал	Сингония, пространственная группа симметрии, координационное число Z и удельный вес ρ (г/см³)		
		триклинная	моноклинная	ромбическая
Каркасный силикат	$[Al_nSi_{m-n}O_{2m}]^{-n}$	**Альбит, микроклин** ($m=4$, $n=1$) $C\bar{1}$, $Z=4$, $\rho=2{,}56$—$2{,}63$	**Ортоклаз, санидин** ($m=4$, $n=1$) $C2/m$ $Z=4$, $\rho=2{,}55$—$2{,}63$	**α-тридимит** ($m=1$, $n=0$) Fmm или $F222$, $Z=64$, $\rho=2{,}27$
		Анортит ($n=2$, $m=4$ $P\bar{1}$ $Z=4\times2$, $\rho=2{,}76$	**Коэсит** ($n=0$, $m=1$) $B2/c$, $Z=16$, $\rho=3{,}01$	**Анортит** ($n=2$, $m=4$) $P2_12_12$, $\rho=2{,}76$
Слоистый диметасиликат	$[Al_nSi_{2-n}O_5]^{-(2+n)}$	**Биотит** ($4M$)	**Биотит-мусковит** $\rho=2{,}7$—$3{,}3$ ($1M$):$2m$ ($C\,2/m$) ($2M$):$C\,2/c$, $Z=1$	**Биотит** ($2O$)
Ленточный метасиликат	$[Al_nSi_{8-n}O_{22}]^{-(12+n)}$		**Амфиболы** $C\,2/m$, $Z=2$ $\rho=2{,}97$—$3{,}05$	
Диортосиликат	$[Al_{2n}Si_{2-n}O_7]^{-(6-4n)}$			
Цепочечный метасиликат	$[Al_{2n}Si_{2-n}O_6]^{-(4-2n)}$		**Пироксен** $C\,2/c$ или $P2_1/c$ $Z=4$, $\rho=3{,}21$—$3{,}96$	**Пироксен** $Pbca$, $Z=16$, $\rho=3{,}21$—$3{,}96$
Ортосиликат	$[SiO_4]^{-4}$		**Сфен** $C\,2/c$, $Z=4$, $\rho=3{,}45$—$3{,}55$	**Оливин** $Pbmn$, $Z=4$, $\rho=3{,}2$—$4{,}38$

Продолжение табл. 8

Тип силиката	Сингония, пространственная группа симметрии, координационное число Z и удельный вес ρ (г/см³)			
	тригональная	тетрагональная	гексагональная	кубическая
Каркасный силикат	**Кварц** ($m=1$, $n=0$) $P3_121$ или $P3_221$, $Z=3$ $\rho=2{,}65$	**α-кристобалит** ($m=1$, $n=0$) $P4_12_1$ или $P4_32_1$, $Z=8$ $\rho=2{,}33$	**Нефелин** ($m=2$, $n=1$), $P6_3$, $Z=2$, $\rho=2{,}56$—$2{,}665$	**Карнегиит** ($m=2$, $n=1$)
		Стишовит ($m=1$, $n=0$), $P4$ (mnm) $Z=2$, $\rho=4{,}35$ **Лейцит** ($m=3$, $n=1$) $14_1/a$, $Z=16$, $\rho=2{,}47$—$2{,}50$	**Кальсилит** ($m=2$, $n=1$), P_16_3 22 $Z=2$, $\rho=2{,}59$—$2{,}625$	**β-кристобалит** ($m=2$, $n=1$) $Fd\,3m$, $Z=8$, $\rho=2{,}3$
Слоистый диметасиликат	**Биотит** ($3T$) $C3_112$		**Биотит** ($6H$)	
Ленточный метасиликат				
Диортосиликат		**Мелилит** $P_1\bar{4}2_1m$, $Z=2$, $\rho=2{,}944$—$3{,}038$		
Цепочечный метасиликат				
Ортосиликат		**Циркон** $14/amd$, $Z=4$ $\rho=4{,}6$—$4{,}7$		**Гранат** $Ia\,3d$, $Z=8$, $\rho=3{,}58$—$4{,}32$

ката (Pl) с ортосиликатом (Ol). Но составы минералов в обоих случаях будут различны, как и различны химические составы исходных магм. Еще один пример: в гранитах рапакиви нередко встречается оливин (ортосиликат). Однако это крайне железистый член изоморфной серии оливинов Mg_2SiO_4—Fe_2SiO_4, а форстерит в таких породах встретить невозможно.

Аналогичный пример можно привести и для более щелочных пород—гортонолитовых (оливиновых) сиенитов. Подобных примеров множество. И все они однозначно указывают на то, что состав минералов, их кристаллохимическая природа, структура и парагенезисы в каждой конкретной петрохимической группе пород определяются термодинамическим режимом кристаллизации первичных магм. Следовательно, можно решать и обратную задачу — по составам, кристаллохимическим и структурным особенностям оценить термодинамические условия кристаллизации магм. Вот почему следует изучать не только морфологические соотношения минералов магматических пород (последовательность кристаллизации), но и их структуру и химизм.

Ниже мы остановимся на краткой характеристике минералов, приведенных в табл. 8. Более полную информацию о минералах и их равновесиях можно получить в пятитомном издании У. А. Дира, Р. А. Хауи и Дж. Зусмана «Породообразующие минералы» (1965, 1966) и в учебном пособии Л. Л. Перчука и И. Д. Рябчикова «Фазовое соответствие в минеральных системах» (1975).

Полевые шпаты

Полевые шпаты представляют твердые растворы в системе $CaAl_2Si_2O_8$—$NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$. Однако на рис. 14 видно, что этот изоморфизм весьма ограниченный. Он преобладает в рядах $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$ и $NaAlSi_3O_8$—$CaAl_2Si_2O_8$. Первый ряд твердых растворов называется щелочным полевым шпатом (или K—Na-полевым шпатом), второй — плагиоклазом. Ограниченная смесимость приводит к тому, что во многих магматических породах оба полевых шпата могут кристаллизоваться из расплава и сосуществовать.

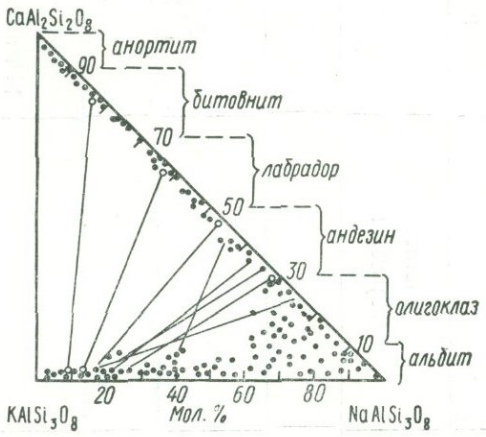


Рис. 14. Составы полевых шпатов из магматических пород. Конноды соединяют сосуществующие полевые шпаты из щелочных пород (Перчук, 1971)

Рассмотрим более подробно каждую из разновидностей полевых шпатов.

Плагиоклазы. В твердом растворе $NaAlSi_3O_8$—$CaAl_2Si_2O_8$ принято выделять по процентному содержанию анортитового компонента $CaAl_2Si_2O_8$ следующие составы:

0—10% альбит (Ab),
10—30% олигоклаз (Og),

30—50%	андезин (Ans),
50—70%	лабрадор (Lab),
70—90%	битовнит (Bit),
90—100%	анортит (An).

Весь ряд изоморфной смеси кристаллизуется в триклинной сингонии (см. табл. 8), хотя известны синтетические анортиты с ромбической и даже гексагональной категориями симметрии. Плагиоклазы часто сдвойникованы, а в экструзивных породах всегда зональны. На рис. 14 показано общепринятое разделение плагиоклазов на альбит, олигоклаз, и т. д. в зависимости от процентного содержания в них анортитового ($CaAl_2Si_2O_8$) компонента. Установлена линейная связь между показателем преломления Nm и составом плагиоклаза:

$$Nm = 1{,}532 + 0{,}053\left(\frac{An}{An + Ab}\right) = 1{,}532 + 0{,}053X_{An}^{Pl},$$

где X_{An}^{Pl} — мольная доля анортита в плагиоклазе. Надежные зависимости рентгеновских параметров от состава плагиоклаза отсутствуют.

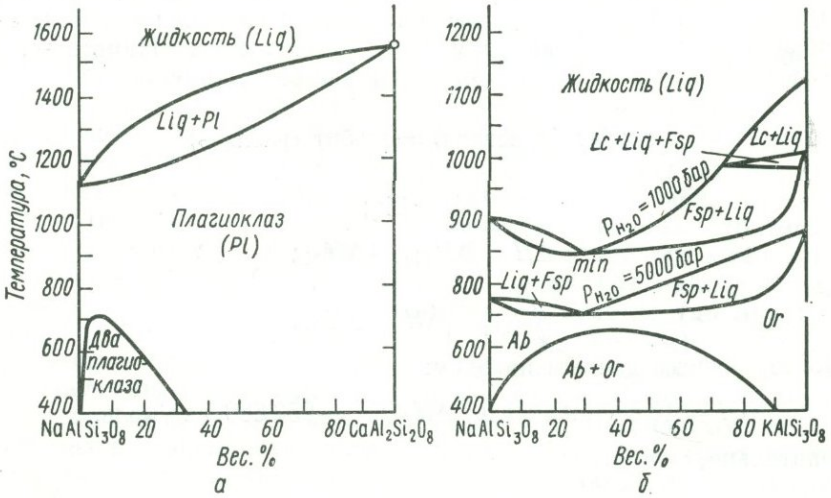


Рис. 15. Диаграммы равновесного состояния плагиоклазов (*а*) и щелочных полевых шпатов (*б*)

Имеется также хорошая зависимость показателя преломления плагиоклазового стекла от состава: $N = 1{,}400 + y/100$, где

$$y = 8{,}752 + 6{,}590X_{An}^{Pl} + 3{,}988\,(X_{An}^{Pl})^2 - 1{,}864\,(X_{An}^{Pl})^3.$$

Экспериментально достаточно хорошо изучена диаграмма состояния системы $NaAlSi_3O_8$—$CaAl_2Si_2O_8$ (рис. 15, *а*) при давлении 1 атм. Кристаллизация жидкости начинается при 1550° С и при дальнейшем понижении температуры состав жидкости изменяется вдоль кривой ликвидуса (верхняя линия «сигары»), а состав кристаллов — вдоль солидуса (нижняя линия). Поэтому при каждой данной температуре расплав всегда значительно богаче альбитом, чем сосуществующий с ним плагиоклаз. Кристаллизация всей жидкости завершается тогда, когда из расплава полностью высадится последняя частица Ап.

Альбитовый компонент распределен между жидкостью и кристаллами по следующему закону:

$$\overline{K} = X_{Ab}^{Liq}/X_{Ab}^{Pl} = 5{,}121 - 1{,}052 \cdot 10^{-2}\,(t\,^{\circ}C) + 0{,}0617\,(t\,^{\circ}C \cdot \overline{10^{-2}})^2,$$

где $\overline{K}$ — коэффициент разделения.

По этому уравнению легко найти, что величина $R\ln\overline{K}$ в пределах 1100 и 1550°С изменяется следующим образом:

$R\ln\overline{K}$	0,334	0,642	0,948	1,246	1,534	1,810	2,074	2,326
t °C	1150	1200	1250	1300	1350	1400	1450	1500

Согласно законам Ван-Лаара и Шредера можно рассчитать энтальпию (теплоту) плавления Ab:

$$\left(\frac{dR\ln\overline{K}}{d\,(1/T)}\right)_P \approx -\Delta H \approx 13{,}764 \text{ ккал/моль}.$$

Эта величина близка к энтальпии плавления чистого альбита (13,56 ккал/моль). Очевидно, что расчет концентрационных и температурных зависимостей теплот плавления веществ по константам разделения очень точен. А это в свою очередь дает возможность рассчитать термодинамические свойства расплавов при разных составах и температуре, если известны эти свойства для твердых веществ. Например, при 1100°С в равновесии находятся альбит и его расплав:

альбит (кристалл) = альбит (расплав)

или

$$Ab = Liq;$$

$$\Delta H = \Delta H_{Liq} - \Delta H_{Ab};$$

отсюда

$$\Delta H_{Liq} = \Delta H + \Delta H_{Ab}.$$

По справочным данным находим:

$$\Delta H = 13\,560 \text{ кал/моль};\ \Delta H_{Ab} = -953\,680 \text{ кал/моль}.$$

Следовательно,

$$\Delta H_{Liq} = -940\,120 \text{ кал/моль}.$$

Совершенно аналогичным путем можно найти энтропию и объем альбитового расплава при 1100° С:

$$S_{Liq} = \Delta S + S_{Ab} = 9{,}45 + 157{,}28 = 166{,}73 \text{ э. е.},$$

$$V_{Liq} = \Delta V + V_{Ab} = 9{,}66 + 100{,}43 = 110{,}09 \text{ см}^3\text{/моль}.$$

Если известны подобные величины для всего ряда растворов альбит-анортит, можно рассчитать зависимость ликвидусов или же солидусов каждого данного состава плагиоклаза от давления. Однако эксперименты Линдсли (Lindsley, 1967) показали, что в сухой системе при давлении 7—8 кбар анортит плавится инконгруэнтно, т. е. с образованием промежуточной ассоциации расплав+корунд. С увеличением содержания альбитового компонента перитектическая точка, где сосуществуют расплав+плагиоклаз+корунд, смещается в область более низких

значений температуры и высоких значений давления. Эти закономерности отражены на P_s—$t°$ С диаграмме рис. 16.

С точки зрения природы базальтов, плагиоклазовых перидотитов и анортозитов, важна диаграмма состояния системы диопсид — анортит. Ее мы рассмотрим после обзора пироксенов. На рис. 15 видно, что ниже 700° С в субсолидусе альбитовой области диаграммы плагиоклаз распадается на две фазы: альбит+олигоклаз. При этом возможно образование структур распада (перистеритов), что связано со значительными отклонениями твердого раствора $NaAlSi_3O_8$—$CaAl_2Si_2O_8$ от идеальности в

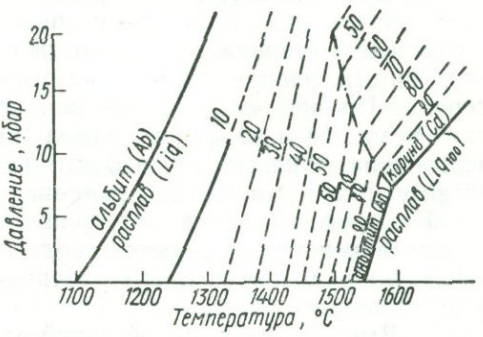


Рис. 16. Ликвидусы системы Ab—An в зависимости от давления. Цифры на пунктирных линиях обозначают мольный процент анортита в системе

низкотемпературной области. Со снижением температуры, точнее со скоростью снижения температуры при кристаллизации расплавов, связано упорядоченное распределение атомов Si и Al в решетке плагиоклаза. Имеются достаточно эффективные оптические методы, которые позволяют оценить степень этого упорядочения (Марфунин, 1962).

Плагиоклазы встречаются почти во всех типах магматических пород, за исключением некоторых разновидностей ультрабазитов (дуниты, лерцолиты и т. п.). Наиболее основные плагиоклазы (битовниты, анортиты) найдены в перидотитах (до 98% анортитового компонента), в роговообманковых габбро южной Калифорнии ($Ab_{15-5}An_{85-95}$), в нефелиновых сиенитах Дежневского массива на Чукотке (до Ab_4An_{96}) и в анортозитах комплекса Ситтампунди в Индии (Ab_2An_{98}).

В андезитах обычны андезины, а в габбро — лабрадоры и битовниты. Эти последние, как правило, слагают полевошпатовые прослои в слоистых ультраосновных и основных интрузиях. В основных расслоенных плутонах в зависимости от степени дифференцированности первичного расплава состав плагиоклаза колеблется от 60 до 30 Ап. В гранитах и гранодиоритах встречаются в основном олигоклазы, либо первые номера андезинов. В гранитных пегматитах обычны альбиты.

В нефелиновых сиенитах спектр составов плагиоклазов исключительно широк: от альбита до анортита. Вообще состав плагиоклаза в двуполевошпатовых породах варьирует очень широко. Это свидетельствует о том, что их кристаллизация идет не только в соответствии с диаграммой на рис. 15, *а*. Есть еще факторы, влияющие на состав плагиоклазов, выпадающих из расплава. В частности, Д. С. Коржинский объясняет широкие вариации состава плагиоклаза в гранитах изменением химического потенциала калия:

$$n\,CaAlSi_2O_8 + (1-n)\,NaAlSi_3O_8 + \frac{m}{2}\,K_2O =$$

$$= n\,CaAlSi_2O_8 + (1-n-m)\,NaAlSi_3O_8 + m\,KAlSi_3O_8 + \frac{m}{2}\,Na_2O.$$

В данном случае с ростом μ_{K_2O} реакция смещается вправо, т. е. плагиоклаз становится более основным за счет замещения его альбитовой составляющей на ортоклазовую. Но так как в системе $KAlSi_3O_8$—

$CaAl_2$—Si_2O_8 смесимости нет, ортоклаз присутствует в виде самостоятельной фазы. Кроме того, при прочих равных условиях, согласно данной реакции плагиоклаза, с ростом μ_{K_2O} плагиоклаза должно становиться меньше, а ортоклаза больше. Это один из признаков повышения щелочности гранитоидов и других типов двуполевошпатовых пород.

Щелочные полевые шпаты. В табл. 8 видно, что щелочные полевые шпаты кристаллизуются в триклинной и моноклинной сингониях. Однако эти фазовые переходы не резкие, а постепенные, что проявляется в изменении степени триклинности полевых шпатов. Это связано с упорядоченным распределением катионов в кристаллической решетке минерала. Причем «порядок-беспорядок» наблюдается как в расположении атомов Si и Al, так и атомов Na и K. Наиболее упорядоченные полевые шпаты называют низкими (low), разупорядоченные — высокими (*high*), *а с промежуточной степенью упорядочения — промежуточными*. Изоморфизм калия и натрия в полевых шпатах принято рассматривать в некоторых сериях твердых растворов, определяемых их степенью упорядочения. Всего различают четыре серии твердых растворов:

1. Высокий альбит — высокий санидин.
2. Высокий альбит — низкий санидин.
3. Низкий альбит — ортоклаз.
4. Низкий альбит — микроклин.

В горных породах бесспорно магматической природы, главным образом в вулканических и субвулканических, встречается первая серия твердых растворов. В измененных гранитоидах, нефелиновых сиенитах и пегматитах обычны низкие альбиты и микроклины. В редких случаях можно обнаружить сосуществование микроклина, санидина и ортоклаза. Например, перечисленная ассоциация обнаружена в сиенитах Дежневского массива на Чукотке. Сосуществующие ортоклаз и санидин присутствуют во многих эндоконтактовых сиенито-диоритах Северного Тянь-Шаня. *Причина сосуществования различных полиморфных разновидностей* полевых шпатов связана с непрерывной переменностью их структуры и состава.

Изменение состава щелочных полевых шпатов приводит к вариации их оптических свойств и параметров элементарной ячейки. Величина *Nm* оказалась наиболее индифферентной к изменению структурного состояния полевых шпатов; но в зависимости от состава она изменяется приблизительно по линейному закону: $Nm = 1{,}5221 + 0{,}0154\,(1 - X_{Ab}^{Fsp})$, где $X_{Ab}^{Fsp} = Na:(Na + K + Ca)$ в формуле минерала. С увеличением содержания альбитового компонента в Fsp приблизительно линейно изменяется межплоскостное расстояние: $d\,(\bar{2}01) = 4{,}23 - 0{,}19\,X_{Ab}$. *Наличие области распада (см. рис. 15, б) свидетельствует о неидальности* твердого раствора $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$. Для синтетических и природных щелочных полевых шпатов (высокий альбит — высокий санидин; *высокий альбит — низкий санидин и низкий альбит — ортоклаз*) зависимость молекулярного объема от состава описывается уравнением:

$$V = 101X_{Ab} + (1 - X_{Ab}) \cdot 109 + 4{,}01\,(1 - X_{Ab})\,X_{Ab}.$$

Последнее слагаемое определяет избыточный интегральный объем.

Высокие, или разупорядоченные, полевые шпаты, как правило, возникают при кристаллизации расплавов, т. е. представляют собой высокотемпературные разновидности полевых шпатов. Однако экспериментально установлено, что их можно синтезировать и в низкотемпе-

ратурных условиях, но в присутствии воды либо водного раствора хлоридов щелочей.

Диаграмма состояния щелочных полевых шпатов (см. рис. 15, *б*) изучена очень хорошо. В сухих условиях при $P=1$ атм $KAlSi_3O_8$ плавится инконгруэнтно, с образованием лейцита $KAlSi_2O_6$. Область существования лейцита выклинивается с увеличением давления и возрастанием натровости системы. При составе Fsp около 70% содержания $NaAlSi_3O_8$ имеется минимум, где состав расплава равен составу кристаллов. Это значит, что в калиевой области расплав всегда богаче альбитовым компонентом, чем кристаллы. В натровой области, т. е. левее точки минимума на диаграмме рис. 15, *б*, наблюдаются обратные соотношения. На этой же диаграмме видно, что при давлении 5000 бар поле лейцита отсутствует и калиевый полевой шпат плавится конгруэнтно. Кроме того, форма кривой распада зависит от структурного состояния полевых шпатов. В данном случае она приведена для серии высокий альбит — высокий санидин. С ростом упорядочения структуры область распада расширяется.

С зависимостью перитектической точки плавления калиевого полевого шпата от давления связано появление лейцитовых эффузивных аналогов щелочных сиенитов. В глубинных условиях полевошпатовые расплавы кристаллизуются конгруэнтно. В приповерхностных условиях и в лавах кристаллизация начинается с появления кристаллов не санидина, а лейцита; и лишь при дальнейшем понижении температуры лейцит реагирует с расплавом, образуя калишпат. Однако из богатых кремнеземом расплавов лейцит не кристаллизуется, так как при 52 вес.% имеется кварц-полевошпатовая эвтектика. Это значит, что кристаллизация здесь ($SiO_2 \approx 52$ вес.%) начинается с кристобалита и вплоть до эвтектики щелочной полевой шпат (ортоклаз) не выпадает из расплава.

Щелочные полевые шпаты являются главными составляющими гранитоидов, сиенитов, нефелиновых сиенитов и других типов щелочных пород. Они также встречаются в некоторых габбро (ортоклазовое габбро, габбро-сиенит), диоритах (сиенито-диорит) и т. п. Ранее было принято считать, что полевыми шпатами завершается кристаллизация пород. Но факты часто опровергали это представление. Оказалось, что на ход кристаллизации расплавов значительное влияние оказывает щелочность, и обычная последовательность выделения минералов нарушается. Так, при высоком химическом потенциале калия из гранитного расплава одним из первых будет осаждаться санидин или ортоклаз.

В породах, содержащих плагиоклаз и щелочной полевой шпат, альбитовый компонент $NaAlSi_3O_8$ распределен между этими минералами по вполне определенному закону:

$$\overline{K} = \left(\frac{X^{Pl}_{NaAlSi_3O_8}}{X^{Fsp}_{NaAlSi_3O_8}} \right)_P = \exp\left(\frac{\Delta Z}{RT}\right),$$

где $X_{NaAlSi_3O_8}$ — мольная доля Ab в твердом растворе Pl или Fsp; ΔZ — свободная энергия Гиббса, затраты которой связаны с обменом одного моля Ab между фазами при данной $T°$ K; R — газовая постоянная. При $T=\text{const}$ рассматриваемое соотношение не остается постоянным, а зависит от составов сосуществующих фаз. Это связано с неидеальностью распределения Ab. Температурная зависимость этого распределения (термометр Барта) может служить для оценок температур кристаллизации двуполевошпатовых пород при каждом данном давлении.

В заключение этого раздела приведем температурные зависимости свободных энергий образования различных полевых шпатов из элементов ($\Delta Z^0_{f,T}$) при давлении 1 атм (табл. 9).

Таблица 9

Отрицательные значения свободных энергий (кал/моль) образования различных полевых шпатов из элементов в зависимости от температуры

T°K	Анортит	Микроклин	Высокий санидин	$KAlSi_3O_8$ стекло	Низкий альбит	Высокий альбит	$NaAlSi_3O_8$ стекло
298	955 626	892 817	892 263	883 051	883 988	882 687	873 252
400	937 460	874 504	874 405	865 841	865 822	864 995	856 393
500	919 188	856 210	856 558	848 655	847 598	847 263	839 419
600	901 214	838 073	838 868	831 662	829 536	829 536	822 730
700	883 317	820 001	821 243	814 767	811 555	812 264	806 093
800	865 506	802 026	803 715	797 997	793 643	794 897	789 552
900	847 733	784 144	786 280	781 342	775 802	777 614	773 110
1000	829 650	766 150	768 733	764 591	757 839	760 220	756 578
1100	811 459	747 152	750 182	746 854	739 866	742 824	740 066
1200	793 184	727 454	730 931	708 438	721 521	725 067	723 219
1300	774 930	707 836	711 760	710 133	701 740	705 882	704 972
1400	756 783	688 315	692 686	691 972	682 027	686 773	686 832

Минералы кремнезема

Минералы группы кремнезема весьма обширны по разнообразию структурных разновидностей. Однако все они относятся к каркасным силикатам без добавочных анионов (Костов, 1971). Разнообразие высокотемпературных форм SiO_2 и разновидностей высокого давления обусловлено фазовыми переходами, особенности которых отражены на рис. 17. Первостепенное значение среди них для петрографии магматических пород имеет кварц и в меньшей степени тридимит и кристобалит.

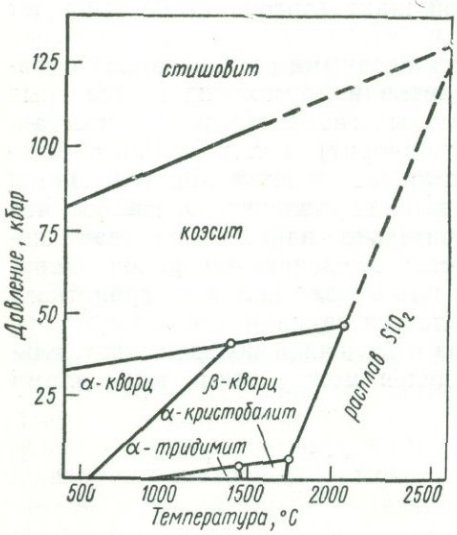


Рис. 17. Полиморфные превращения окиси кремния в зависимости от температуры и давления

Оптические свойства кварца (оптически положителен, одноосный, $Ne=1{,}553$, $No=1{,}544$ позволяют легко отличить его от остальных минералов. Идиоморфные зерна β-кварца встречаются лишь в кислых лавах. В интрузивных породах кварц, как правило, не идиоморфен и представлен α-разновидностью. Ромбический тридимит[1] двуосный ($Np=1{,}471$—$1{,}479$; $Nm=1{,}472$—$1{,}480$ и $Ng=1{,}474$—$1{,}483$), с низким двупреломлением ($Ng-Np=0{,}002$—$0{,}004$), встречается главным образом в кислых эффузивах, липаритах, риолитах и дацитах, в трахитах,

[1] Известна гексагональная форма тридимита (β-тридимит).

андезитах, редко — в базальтах. Здесь он присутствует преимущественно в пустотах и ассоциирует с фаялитом либо с авгитом. Его образование может быть связано с пневматолитовой фазой магмы. Очень редко кварцевые формы тридимита можно обнаружить в приповерхностных интрузивах (гранофиры о. Скай, феррогаббро и андезиты Скаергаарда в Гренландии). В аналогичных породах встречается и кристобалит, нередко замещающий тридимит. От последнего он отличается октаэдрическим габитусом кристаллов, а под микроскопом — одноосностью ($Ne = 1{,}484$ и $No = 1{,}487$).

Используя диаграмму на рис. 17 и данные табл. 8, легко определить объемные эффекты и энтропии всех фазовых переходов в SiO_2, а из табл. 10 можно заимствовать значения свободных энергий образова-

Таблица 10

Отрицательные значения свободных энергий образования SiO_2 из элементов (кал/моль)

T °K	α-кварц	β-кварц	α-кристобалит	Тридимит	Стекло	Коэсит	Стишовит
298	204 646	—	204 075	204 076	203 298	203 367	191 890
400	200 197	—	199 679	199 692	199 002	198 895	187 108
500	195 830	—	195 360	195 415	194 784	194 495	182 395
600	191 486	—	191 102	191 171	190 581	190 106	177 692
700	187 176	—	186 887	186 950	186 393	185 733	172 988
800	182 905	—	182 701	182 758	182 222	181 378	168 321
848	180 870	180 870	—	—	—	—	—
900	—	178 680	178 539	178 590	178 075	177 050	163 667
1000	—	174 494	174 394	174 439	173 943	172 735	159 021
1100	—	170 325	170 269	170 308	169 838	168 451	154 402
1200	—	166 175	166 165	166 198	165 748	164 201	149 818
1300	—	162 039	162 080	162 107	161 684	159 987	145 264
1400	—	157 915	157 997	158 032	157 640	155 755	140 705
1500	—	153 824	153 959	153 974	153 627	151 597	136 204
1600	—	149 745	149 919	149 928	149 619	147 419	131 689

ния почти всех разновидностей кремнезема в зависимости от температуры.

Коэсит (вместе с кварцевым стеклом и кварцем) встречен в деформированном пористом песчанике из метеоритного кратера в Аризоне (США). Здесь он мог возникнуть лишь под действием ударной волны при падении метеорита. Позднее в том же метеоритном кратере был обнаружен и стишовит. Судя по диаграмме на рис. 17, ударная волна здесь достигала давления выше 100 кбар. Стишовит с коэситом обнаружены также в Попигайском кратере (Восточная Сибирь) и в кратере Рисс (ФРГ).

Нефелин и кальсилит

Эти минералы образуют ограниченный ряд твердых растворов в системе $NaAlSiO_4$—$KAlSiO_4$ до температуры $\sim 1050°$ С. Выше смесимость полная, но широко развит полиморфизм. Эти закономерности иллюстрируются фазовой диаграммой на рис. 18.

Природные нефелины относятся к более сложной системе. В них наблюдаются значительные примеси альбитового и анортитового компонентов. Кроме того, в структуре нефелина установлены вакантные по-

зиции, а его химическая формула может быть записана следующим образом:

$$K_xNa_yCa_z\,\square_{8-(x+y+z)}\,Al_{(x+y+2z)}\,Si_{16-(x+y+2z)}\,O_{32},$$

где □ — вакантные позиции. Смесимость с (K, Na)$AlSi_3O_8$ наблюдается лишь в натровой части системы (предел при 1068° C $x=z=0$, $y=1$) и определяется температурой. На этом основан «нефелиновый термометр» Гамильтона. С повышением концентрации $KAlSiO_4$ смесимость быстро снижается и при составах не более 0,35 мольной доли Ks даже при очень высокой температуре появляется стехиометрическое соотношение $Si : Al \approx 1$.

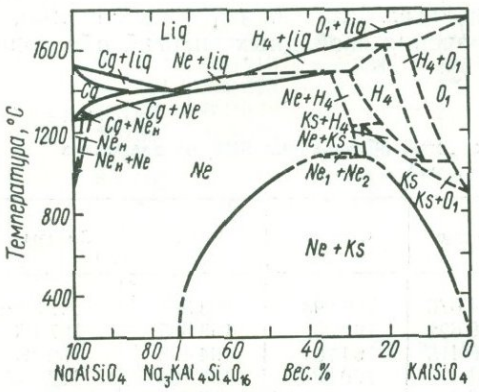


Рис. 18. Диаграмма состояния системы $NaAlSiO_4$ — $KAlSiO_4$. Предполагаемые фазовые границы показаны пунктиром. Cg — карнегиит, $Ne_н$ — высокотемпературный нефелин, Ne — нефелин, Ks — кальсилит, H_4 — тетракальсилит, O_1 — ромбический кальсилит (Tuttle, Smith, 1958)

Показатели преломления Ne и Ks следующие:

	нефелин	кальсилит
Ne	1,526—1,542	1,532—1,537
No	1,529—1,546	1,538—1,543
No — Ne	0,003—0,005	0,005—0,006.

Однако зависимости их от состава найти не удается. Но достаточно хорошо установлена концентрационная зависимость значений 2θ рефлексов $20\bar{2}2$ и 2130. Для природных твердых растворов молекулярный процент кальсилитового компонента определяется по этим рефлексам линейным уравнением

$$100 \cdot X^{Ne}_{KAlSiO_4} = A - B\,(2\theta_{Cu} - C),$$

где значения A, B и C справедливы для определенных рефлексов в таких диапазонах составов $X^{Ne}_{KAlSiO_4} = K : (K+Na)$:

Рефлекс	$X^{Ne}_{KAlSiO_4}$	A	B	C
$21\bar{3}0$	0,09—0,25	61,24	156,3	27,00
$21\bar{3}0$	0,25—0,60	118,02	77,26	26,00
$20\bar{2}2$	0,09—0,25	117,35	148,1	29,00
$20\bar{2}2$	0,25—0,60	79,94	88,13	29,00

Видно, что при составе $Na_{0,75}K_{0,25}AlSiO_4$, точнее при $Na_{5,97}K_{1,64}\square\,\square_{0,39}Al_{7,61}Si_{8,39}O_{32}$ ($z=0$), зависимости хоть и линейные, но производные разные. Это значит, что данный нефелин претерпевает некоторую структурную перестройку, смысл которой пока до конца не ясен. Кальсилит, как и нефелин, гексагональный, но оба они не изоструктурны.

Состав нефелинов в калиевой области (область кальсилита) определяется по уравнению

$$X^{Ne}_{KAlSiO_4} = 1 - 0{,}22727\,(\Delta - 6{,}264),$$

где $\Delta = 2\theta_{10\bar{1}2} - 2\theta_{10\bar{1}1}$ для CuK_α-излучения.

Нефелины и кальсилиты — типичные минералы щелочных недосыщенных кремнеземом магматических пород. Вместе с полевыми шпатами они слагают сиениты; с пироксенами нефелин образует уртиты, якупирангиты, мельтейгиты, малиньиты, йолиты; встречаются нефелиновые щелочные габброиды. Вместе с лейцитом нефелин и кальсилит можно встретить в субвулканических и эффузивных породах. В лавах Центральной Африки (Конго) установлены структуры распада нефелинов. Еще несколько лет назад считалось, что нефелины из горных пород могут содержать предельно 59% кальсилитового компонента. Однако А. Я. Жидковым открыт крупный массив кальси-

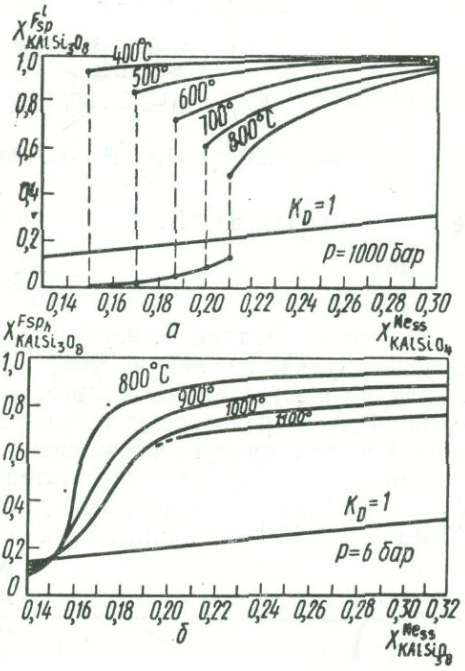


Рис. 19. Диаграмма фазового соответствия нефелин — щелочный полевой шпат, полученная экспериментально (Zirjanov, Perchuk, Podlessky, 1975): *а* — для интрузивных пород, *б* — для эффузивов

литовых сиенитов в хребте Сыннырь (Северное Прибайкалье). Породы, слагающие массив, получили название сынныритов. Здесь наряду с обычными зернами сосуществующих Fsp и Ks можно встретить шестигранные призмы, состоящие из сростков ортоклаза и кальсилита (псевдолейцит). Составы сосуществующих фаз, по данным химического и рентгеновского анализов двух образцов, следующие:

обр. 6015 : $Ne_{6,4}Ks_{93,6} + Ab_{1,5}\,Or_{98,5}$;

обр. 6092 : $Ne_{11,2}Ks_{88,8} + Ab_2Or_{98}$.

Вместе с ними в сыннырите обнаружены биотит и клинопироксен, но основной объем породы слагают кальсилит и ортоклаз. Их образование возможно за счет неустойчивости лейцита в глубинных условиях: $2KAlSi_2O_6 = KAlSiO_4 + KAlSi_3O_8$.

Широкая распространенность парагенезиса нефелиновых твердых растворов с полевыми шпатами позволила достаточно хорошо изучить равновесное распределение между ними щелочей в зависимости от температуры, давления и степени упорядочения минералов. Одна из последних диаграмм фазового соответствия для магматических пород в интервале температуры 800—1000° С представлена на рис. 19. С ее помощью можно приближенно оценить температуру образования породы,

где устойчив парагенезис нефелина с неупорядченным щелочным полевым шпатом.

Термодинамические свойства твердых растворов системы нефелин—кальсилит изучены плохо; лишь для низкотемпературной области (500—700° С) известны некоторые функции смешения (Перчук, 1970). Температурные зависимости свободных энергий образования из элементов Ne и Ks могут быть описаны следующими эмпирическими уравнениями:

$$\Delta Z_T^0(\mathrm{Ne}) = -503{,}264 + 11{,}868\,(T\cdot 10^{-2}) - $$
$$-0{,}3644\,(T\cdot 10^{-2})^2 + 0{,}0166\,(T\cdot 10^{-2})^3 \text{ ккал/моль},$$
$$\Delta Z_T^0(\mathrm{Ks}) = -498{,}895 + 9{,}190\,(T\cdot 10^{-2}) - $$
$$-0{,}0264\,(T\cdot 10^{-2})^2 - 0{,}00044\,(T\cdot 10^{-2})^3 \text{ ккал/моль},$$

где T — температура, °К.

Лейцит

Лейцит — редкий минерал, входящий главным образом в состав калиевых вулканических и субвулканических пород. Легко отличим в шлифах по шестигранным разрезам, вблизи краев которых в правильном порядке сосредоточены непрозрачные «точки», состоящие часто из магнетита либо продуктов изменения лейцита.

Лейцит обладает сравнительно высоким светопреломлением ($N=1{,}508$—$1{,}511$) и сложным двойникованием. Твердого раствора $KAlSi_2O_6$—$NaAlSi_2O_6$ практически не существует, так как максимальная концентрация жадеитового компонента, где Al находится в координации VI, в природных лейцитах не превышает 15—20%. Обобщая данные экспериментальных исследований, можно заключить, что поле стабильности лейцита быстро выклинивается с возрастанием давления воды ($P_{H_2O}=P\geqslant 2{,}5$ кбар), относительной концентрации натрия и с уменьшением температуры. Это

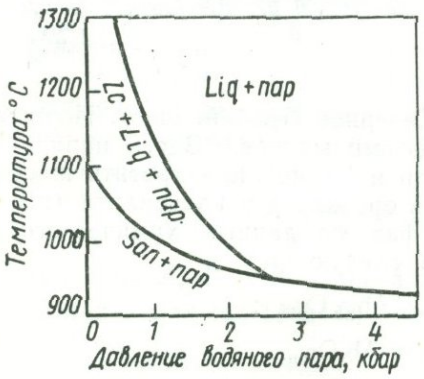


Рис. 20. Влияние T и P на устойчивость лейцита в системе $KAlSi_3O_8$—H_2O

хорошо видно на рис. 20, где показано влияние T и P на поле стабильности лейцита. Такие особенности кристаллизации лейцита объясняют его ограниченную распространенность в горных породах, где чаще встречается псевдолейцит — агрегаты нефелина (или кальсилита) с калишпатом. Лишь в некоторых калиевых основных эффузивах, формирующихся при низких давлениях водяного пара, можно встретить сравнительно свежий лейцит (лейцитовые базаниты, тефриты, анкартриты, угандиты и т. п.). Почти чисто лейцитовая порода — италит — обнаружена среди эффузивов вблизи Рима.

Слюды

Мусковиты и биотиты — одни из важнейших составляющих изверженных и метаморфических пород. Однако мусковит в магматических породах имеет ограниченное распространение: он встречается лишь в пегматитах гранитного и нефелин-сиенитового составов и реже в материнских породах. Биотит же, напротив, чрезвычайно широко распространен не только в глубинных интрузивных массивах, но и в вулканических породах кислого и щелочного составов (липариты, дациты, трахиты, лейцитовые базальты и т. п.).

Белые слюды. Твердый раствор мусковита с парагонитом $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$—$NaAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$ весьма ограничен в магматических породах. Обычно мольная доля парагонитового компонента мала и не превышает 0,1—0,2. Это объясняется тем, что кривая распада твердого раствора сильно смещена в натровую область.

В нормальных мусковитах показатели преломления колеблются в таких пределах: $Np=1{,}552$—$1{,}574$, $Nm=1{,}582$—$1{,}610$, $Ng=1{,}587$—$1{,}616$, $-2V=30$—$47°$. В природе, как правило, распространены двухслойные (2M), реже однослойные (1M) моноклинные модификации. Но полиморфизм не оказывает заметного влияния на физические, в том числе и на термодинамические, свойства мусковитов. Для однослойной модификации намечена (Eugster et al., 1972) связь между рентгеновским параметром (003) и мольной долей парагонитовой составляющей:

$$d_{(003)} = 3{,}20855 + 0{,}17451\,(1 - X_{Par}) - 0{,}03881\,(1 - X_{Par})^2,$$

где $X_{Par}=Na:(Na+K)$. Для определения мусковита по межплоскостному расстоянию можно использовать формулу

$$100 \cdot X_{Mu} = 100K:(K+Na) = 41{,}258 - 32{,}126 d_{(003)} + 6{,}0048 d^2_{(003)}.$$

Концентрационная зависимость объема смешения мусковит-парагонитового твердого раствора описывается эмпирическим уравнением

$$V^m = 41{,}837\,[3{,}14403 + 0{,}22604 X_{Mu} + 0{,}09410 X_{Mu}(1 - X_{Mu})]\ \text{см}^3,$$

а интегральной избыточной молярной свободной энергии:

$$Z^e = (3082{,}1 + 0{,}0822P + 0{,}1698t\ °C)\,(1 - X_{Mu})\,X^2_{Mu} +$$
$$+ (4163{,}9 + 0{,}1259P + 0{,}3954t\ °C)\,(1 - X_{Mu})^2\,X_{Mu},$$

где $X_{Mu}=K:(K+Na)$.

Для расчета значений свободных энергий образования мусковита из элементов при разных значениях температуры можно воспользоваться полиномом

$$\Delta Z^0_T = -1421{,}309 + 30{,}941\,(T \cdot 10^{-2}) - 0{,}10076\,(T \cdot 10^{-2})^2 +$$
$$+ 0{,}0077\,(T \cdot 10^{-2})^3\ \text{ккал/моль},$$

где T — температура, °K.

Устойчивость мусковита в гранитах и их пегматитах определяется в первую очередь давлением воды и химическим потенциалом K_2O:

$$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 + (K_2O) = 3KAlSi_3O_8 + (H_2O).$$

Согласно этой реакции, чем выше μ_{H_2O} и ниже μ_{K_2O}, тем более устойчива ассоциация Mu+Qz. Если в породах содержится в заметных ко-

личествах Na_2O, то его распределение между Mu и сосуществующим щелочным полевым шпатом определится обменной реакцией

$$\text{мусковит} + \text{альбит} = \text{микроклин} + \text{парагонит},$$

или

$$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + NaAlSi_3O_8 = KAlSi_3O_8 + NaAl_3Si_3O_{10}(OH)_2.$$

Константа этой реакции при постоянном давлении зависит от температуры, и на этой основе может быть создан минералогический термометр. Теоретический вариант такого термометра, проверенный на пегматитах Еллоунайфа в Канаде (Kretz, 1970), оказался пока недостаточно эффективным. Но экспериментальные исследования, проводящиеся в настоящее время, позволят создать более совершенную модель.

Мусковит — обычный породообразующий минерал аплитов и пегматитов, но известен в двуслюдяных гранитах, риолитовых порфирах и т. п. Экспериментальное изучение пределов стабильности мусковита показало, что при $P_{H_2O} \geqslant 3$ кбар он может кристаллизоваться в эвтектике гранитного или нефелинсиенитового расплава. В других магматических породах мусковит встречается лишь как продукт метасоматических изменений.

Биотиты. Это очень распространенные в магматических горных породах слюды. Благодаря широкой вариации составов они встречаются в исключительно больших интервалах термодинамических параметров. В биотитах развит изоморфизм двух типов: изовалентный ($Fe^{2+} \rightleftarrows Mg$; $Fe^{2+} \rightleftarrows Mn^{2+}$; $Fe^{3+} \rightleftarrows Al$; $K \rightleftarrows Na$ и т. п.) и гетеровалентный ($3[Fe, Mg]^{+2} \rightleftarrows 2Al$ или $4Al \rightleftarrows 3Si$). Наиболее распространенный в слюдах изоморфизм $Fe^{+2} \rightleftarrows Mg$ и $2Al \rightleftarrows 3(Mg, Fe)$ обусловлен смесимостью четырех главных миналов:

сидерофиллит (Sid) — $K_2Fe_5Al_4Si_5(OH)_4O_{20}$,

истонит (Ist) — $K_2Mg_5Al_4Si_5(OH)_4O_{20}$,

аннит (Ann) — $K_2Fe_6Al_2Si_6(OH)_4O_{20}$,

флогопит (Phl) — $K_2Mg_6Al_2Si_6(OH)_4O_{20}$.

Поэтому кристаллохимическую формулу теоретического биотита в системе $FeO—MgO—Al_2O_3—SiO_2—K_2O—H_2O$ принято записывать в таком виде:

$$K_2(Fe, Mg)_{5+0,5n}Al_{4-n}Si_{5+0,5n}(OH)_4O_{20},$$

где n изменяется от 0 до 2. В гранитоидах и нефелиновых сиенитах глиноземистость биотита зависит от температуры и общей щелочности. Эта зависимость определяется из условий смещенного равновесия. Например, в гранитах уравнение, связывающее биотиты различной глиноземистости, может быть записано таким образом:

$$(5 + 0,5n)H_4K_2(Fe, Mg)_5Al_4Si_5O_{24} + 21nSiO_2 + (3nK_2O) =$$
$$= 5H_4K_2(Fe, Mg)_{5+0,5n}Al_{4-n}Si_{5+0,5n}O_{24} + 7nKAlSi_3O_8 + (nH_2O).$$

Эта реакция показывает, что при возрастании щелочности и температуры ($-\mu_{H_2O}$) глиноземистость биотита снижается за счет образования щелочного полевого шпата и уменьшения количества кварца.

Такие же соотношения можно вывести для парагенезисов биотита с Fsp и Opx (чарнокиты и гиперстеновые граниты), а также Bi+Fsp+Ne (нефелиновые сиениты и другие разновидности щелочных

пород). Эти закономерности видны на качественной диаграмме μ_{H_2O}—$\mu_{(K, Na)_2O}$ (рис. 21). Римскими цифрами на ней обозначены поля *сравнительной щелочности* магматических пород (гранитоидов, нефелиновых сиенитов и сиенитов) по глиноземистости биотита в соответствующих парагенезисах. Практически эту щелочность можно

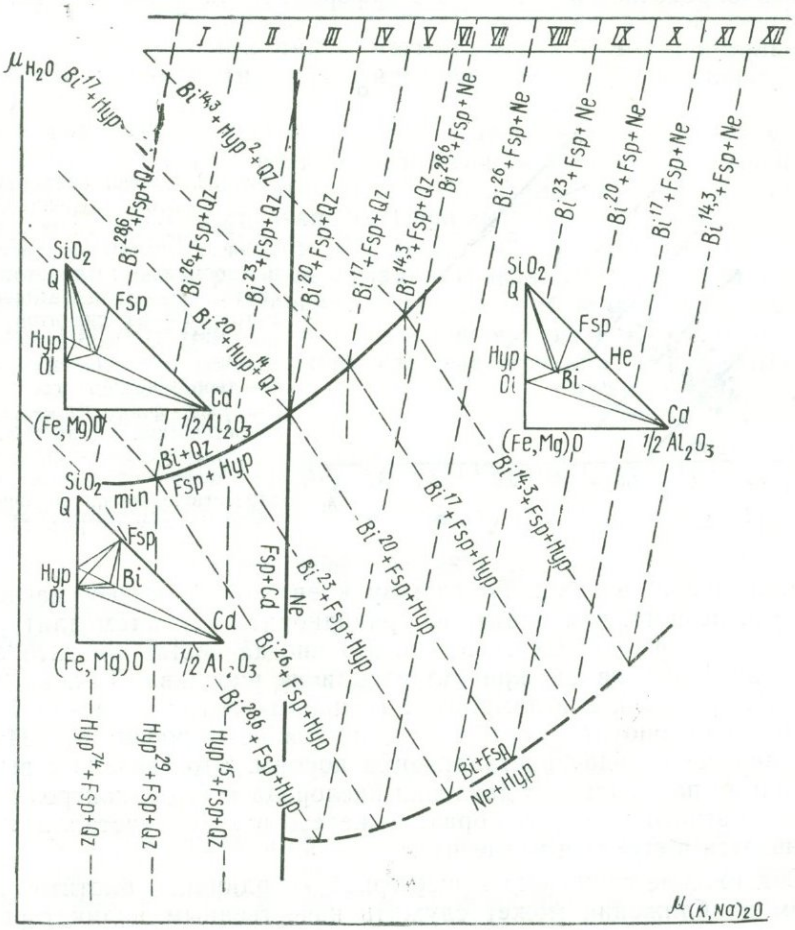


Рис. 21. Минеральные фации щелочности на диаграмме химических потенциалов воды и щелочей. Цифры у индекса Bi обозначают глиноземистость биотита

оценить по диаграмме, составленной для биотитов (Marakushev, Perchuk, 1966) в координатах Si/Al—(Mg+Fe)/Al (рис. 22). Для использования этой диаграммы необходимо лишь иметь химические анализы биотитов из гранитоидов или сиенитов.

Широкие вариации составов биотитов вызывают весьма сложные изменения их физических свойств, в том числе и оптических. Поэтому диаграммы зависимости Nm от железистости биотитов оказываются удачными лишь для вполне определенных по глиноземистости серий твердых растворов.

Флогопит как магматический минерал встречается в щелочных лавах Западной Австралии, Центральной Африки, Вайоминга (США). Он

также входит в состав некоторых ультраосновных пород (оливиновых пироксенитов, пироксенитов, кимберлитов и т. п.). Недавно флогопит обнаружен в эклогитовом включении в кимберлитовой трубке в Южной Африке.

Магнезиальность биотита в магматических породах в большинстве случаев определяется степенью дифференцированности магмы. Биотит

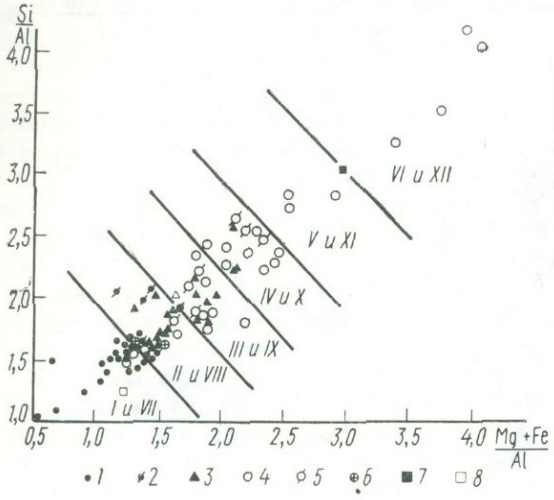


Рис. 22. Состав биотитов из гранитов и сиенитов:
1 — из двуслюдяных гранитов; *2* — из гранитных пегматитов; *3* — из нормальных гранитов и аляскитов; *4* — из нефелиновых сиенитов; *5* — из сиенитов (без Qz или Ne); *6* — из микроклинизированных нефелиновых сиенитов; *7* — теоретический состав биотитов ряда флогопит — аннит; *8* — теоретический состав биотитов ряда сидерофиллит — истонит. Римские цифры обозначают поля, соответствующие по щелочности полям на рис. 23

из гранитоидов, близких по составу к эвтектике, менее магнезиален (более железист), чем биотит из гранодиорита или адамеллита. То же касается и нефелиновых сиенитов. Но иногда состав биотита зависит от других факторов его кристаллизации из расплава. Так, по данным О. В. Парфеновой, в игнимбритах (синоним—автоматические брекчии) железистость биотита остается на постоянном уровне (~34—35%) в течение всего хода кристаллизации породы. Это связано с высокими значениями парциального давления кислорода и воды, контролирующих отсадку магнетита. Таким образом, железо в ходе кристаллизации накапливается в стекле и магнетите.

Содержание глинозема в шестерной координации биотитов в очень грубом приближении может служить качественным индикатором давления, при котором кристаллизовался данный магматический расплав. Чем выше концентрация Al^{VI} при постоянстве валового содержания Al_2O_3 и $T°C$, тем при большем давлении сформировалась порода, содержащая данный биотит. Это обусловлено тем, что в четверной координации атомы упакованы менее плотно, чем в шестерной.

Амфиболы

По переменности состава и физических свойств — это наиболее сложная группа породообразующих минералов. Однако в магматических породах их разнообразие ограничено лишь моноклинными роговыми обманками, среди которых мы будем различать две подгруппы:

1) бедные кальцием роговые обманки — содержание $CaO < 5{,}0$ вес.%,
2) кальциево-натровые роговые обманки — содержание $CaO > 5{,}0$ вес.%.

Такое разделение обусловлено спецификой распространения определенных роговых обманок в изверженных породах. Так, амфиболы первой подгруппы встречаются преимущественно в натровых щелочных гранитах, в некоторых разновидностях нефелиновых сиенитов и карбонатитов. Для нее характерны парагенные ассоциации со щелочными пироксенами, альбитом и т. п. Роговые обманки второй подгруппы встречаются в различных типах магматических пород нормальной и повышенной щелочности, сформировавшихся из расплавов, богатых K_2O.

Все амфиболы изверженных пород относятся к ленточным метасиликатам, т. е. являются солями гипотетической метакремниевой кислоты $H_{16}Si_8O_{24}$. В связи с этим общую кристаллохимическую формулу роговых обманок принято записывать в такой форме: $X_{2-3}Y_5Z_8O_{22}(OH)_2$, где X=Ca, Na, K, Mn; Y=Mg, Fe, Al, Ti, Li, Zn; Z=Si, Al.

Бедные кальцием роговые обманки ($CaO<5$ вес.%) представлены в изверженных породах рибекит-арфведсонитовым рядом с широкой вариацией магнезиальности, т. е. отношения MgO/FeO. Они представлены смесью следующих четырех главных миналов — конечных членов твердых растворов:

феррорибекит (fRib):

$$\square\,Na_2Fe_3^{2+}(Fe^{3+},\,Al)_2(Si_8O_{22})(OH)_2;$$

магнезиорибекит (m Rib):

$$\square\,Na_2Mg_3^{2+}(Fe^{3+},\,Al)_2(Si_8O_{22})(OH)_2;$$

где $\square$ — вакансии;

ферроарфведсонит (f Arf):

$$Na_3Fe_4(Fe^{3+},\,Al)(Si_8O_{22})(OH)_2;$$

магнезиоарфведсонит (m Arf):

$$Na_3Mg_4(Fe^{3+},\,Al)(Si_8O_{22})(OH)_2.$$

Формулы этих щелочных амфиболов идеализированные: природные минералы имеют более сложный состав. Так, средний из 50 рибекит щелочных гранитов имеет такую кристаллохимическую формулу:

$$(Na_{2,32}K_{0,46}Ca_{0,26})_{3,04}(Fe^{2+}_{2,96}Mn_{0,09}Mg_{0,05})_{3,1}(Fe^{3+}_{1,63}Al_{0,27})_{1,9}\times$$
$$\times(Ti_{0,14}Al_{0,01}Si_{7,85})_{8,0}O_{22}[O_{1,19}(OH,\,F)_{0,81}]_2.$$

Здесь не оказалось вакансии, как в теоретической формуле, и, как следствие, в добавочных анионах $(OH, F)<O_{1,19}$. Однако и в природных щелочных амфиболах наряду с ведущим изовалентным изоморфизмом $Fe^{2+}\rightleftarrows Mg^{2+}$ четко проявлен гетеровалентный: $(Fe, Mg)^{2+}+(Na, K)^{1+}\rightleftarrows(Fe, Al)^{3+}$. Эти закономерности отражены на рис. 23. Здесь же видно, что точки средних составов (Σ) ложатся на одну прямую, обозначенную пунктиром. Причем с переходом от щелочных гранитов через нефелиновые сиениты к карбонатитам составы амфиболов приближаются к магнезиоарфведситу (mArf). Группы этих пород на диаграмме разделены пунктирными линиями и видно, что ни одна из точек одной группы не попадает в поле точек другой группы.

Вариации составов амфиболов из щелочных гранитов иллюстрируют широкое гетеровалентное проявление изоморфизма $(Fe^{2+}+Na)^{3+}\rightleftarrows$

$\rightleftarrows (Al, Fe)^{3+}$. В щелочном граните из хр. Даур (Еврейская автономная область) найден рибекит с предельным составом:

$$(Na_{1,87}K_{0,26}Ca_{0,07})_{2,2}\,(Fe^{2+}_{1,68}Mn_{0,11}Mg_{0,07})_{1,76}\,(Fe^{3+}_{2,57}Al_{0,57})_{3,14}\times$$

$$\times\,(Ti_{0,07}Al_{0,11}Si_{7,82}O_{22}\,[O_{1,3}\,(OH)_{0,7}]_2.$$

Таким образом, среди щелочных амфиболов выделяется еще одна разновидность — ферриррибекит (af) с идеальной формулой $Na_2Fe^{2+}_2Fe^{3+}_3Si_8O_{23}(OH)$.

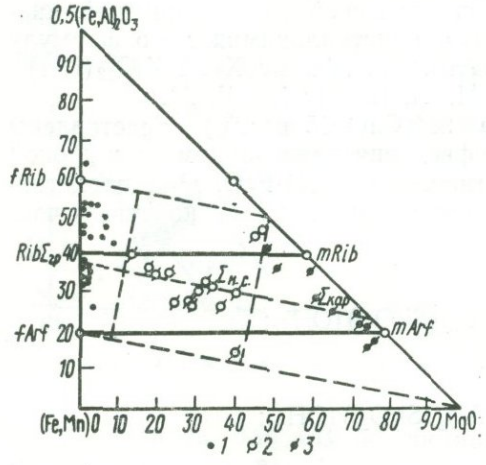


Рис. 23. Диаграмма, иллюстрирующая изоморфизм в щелочных амфиболах из *щелочных гранитов* (*1*; $\Sigma_{гр}$ — *средний* из 50), нефелиновых сиенитов (*2*; $\Sigma_{н.с}$ — средний из 10) и карбонатитов (*3*; $\Sigma_{кар}$ — средний из 9). Пунктиром очерчены предельные составы (Перчук, 1968)

Оптические свойства щелочных амфиболов изучены недостаточно. Однако для определения их магнезиальности по составу можно воспользоваться следующими соотношениями:

в ряду рибекит — магнезиорибекит

$$Ng = 1{,}64 + 0{,}07\,(1 - X_{Mg});\quad Np = 1{,}628 + 0{,}073\,(1 - X_{Mg});$$

в ряду Fe-арфведсонит — Mg-арфведсонит (экерманит)

$$Ng = 1{,}630 + 0{,}075\,(1 - X_{Mg});\quad Np = 1{,}610 - 0{,}088\,(1 - X_{Mg}),$$

где

$$X_{Mg} = Mg : (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn).$$

Рибекиты более характерны для кварцсодержащих изверженных пород, где очень высокое отношение Si/Al. Щелочные граниты с рибекитом и эгирином либо с очень железистым биотитом образуют самостоятельные массивы. Выделяются даже провинции рибекитовых гранитов (в северной Нигерии, Казахстане, Приморье и др.). В нефелиновых сиенитах, как правило, присутствуют промежуточные, рибекит-арфведсонитовые серии твердых растворов. Нередко щелочной амфибол такого состава кристаллизуется раньше эгирина, но образует каймы вокруг зерен Ca—Na-роговых обманок (гастингситов).

Магматическая природа Mg-арфведсонитов в карбонатитах пока остается под сомнением, но находки карбонатитовых лав в срединных океанических хребтах (Лавров, 1973) и на платформах (Восточно-Сибирская, Центральноафриканская) все больше склоняют петрологов к идее о магматическом генезисе значительной части этих пород и слагающих их минералов.

Кальциево-натровые роговые обманки ($CaO > 5$ вес.%) могут рассматриваться как смесь следующих условных миналов:

тремолит — $Ca_2Mg_5\,[Si_8O_{22}]\,(OH)_2$,

ферроактинолит — $Ca_2Fe_5\,[Si_8O_{22}]\,(OH)_2$,

чермакит — $Ca_2Mg_3(Al, Fe^{3+})_2[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$,

феррочермакит — $Ca_2Fe_3(Al, Fe^{3+})_2[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$,

эденит — $NaCa_2Mg_5[Si_7AlO_{22}](OH)_2$,

ферроэденит — $NaCa_2Fe_5[Si_7AlO_{22}](OH)_2$,

гастингсит

(или *паргасит*) — $NaCa_2Mg_4(Al, Fe^{3+})[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$,

феррогастингсит — $NaCa_2Fe_4(Al, Fe^{3+})[Si_6Al_2O_{22}](OH)_2$.

Соотношение этих миналов в магматических роговых обманках изменяется в зависимости от термодинамических условий кристаллизации расплавов и степени их дифференцированности. В общем случае по мере снижения температуры в ходе дифференциации какого-то условного перидотитового расплава железистость роговых обманок должна возрастать. Соотношение «глиноземистых» миналов будет находиться в зависимости от щелочности магм, содержания в них Al_2O_3 и давления.

В пределах Fe—Mg-изоморфных рядов оптические и некоторые термодинамические свойства роговых обманок можно отразить с помощью достаточно простых уравнений. Например, в ряду чермакит—феррочермакит связь показателей преломления с магнезиальностью в первом приближении может быть описана линейными уравнениями

$$Ng = 1{,}64 + 0{,}075(1 - X_{Mg}) \text{ и } Np = 1{,}625 + 0{,}070(1 - X_{Mg}),$$

где $X_{Mg} = Mg : (Mg + Fe^{2+} + Mn + Fe^{3+})$. В ряду гастингсит (паргасит)—феррогастингсит эти зависимости более сложные:

$$X_{Mg}^{Gas} = -67{,}7582 + 57{,}16785\,Ng + 10{,}693854\,(Ng)^2 - 12{,}198\,O\,13067\,(Ng)^3,$$

$$X_{Mg}^{Gas} = -50{,}022 + 9{,}00212\,Np + 51{,}142384\,(Np)^2 - 23{,}005672\,(Np)^3.$$

В целом для обыкновенной роговой обманки из различных магматических пород можно воспользоваться такими уравнениями связи между составом и показателями преломления:

$$X_{Mg}^{Hb} = 35{,}100986 - 63{,}0157695\,Ng + 44{,}130848\,(Ng)^2 - 11{,}227779746\,(Ng)^3,$$

$$X_{Mg}^{Hb} = -27{,}235255 - 10{,}09832\,Np + 48{,}9678535\,(Np)^2 - 19{,}765050172\,(Np)^3.$$

Избыточные объемы смещения Fe—Mg-роговых обманок сильно зависят от их глиноземистости. При каждом данном содержании атомов Al в шестерной координации выведена определенная зависимость V^e от X_{Mg}^{Hb} для роговых обманок, близких к ряду гастингсит — феррогастингсит:

$$V^e = \alpha X_{Mg}^{Hb}(1 - X_{Mg}^{Hb}),$$

где при $Al^{VI} = 0$ $\alpha = -47{,}2$, при $Al^{VI} = 0{,}5$ $\alpha = -36{,}0$, при $Al^{VI} = 1$ $\alpha = -0{,}8$, при $Al^{VI} = 1{,}2$ $\alpha = 0{,}95$. По этой формуле можно рассчитать приближенное значение избыточного интегрального объема роговой об-

манки, зная ее кристаллохимическую формулу. Более подробные сведения по этому вопросу можно получить в специальном учебном пособии (Перчук и Рябчиков, 1975).

Составы роговых обманок в магматических породах изменяются весьма закономерно от щелочных габбро до гранитов и диоритов. С. П. Кориковский (1968) показал, что в ряду щелочное габбро—диорит—гранит снижается глиноземистость и титанистость роговых обманок, а также относительная щелочность (Na+K) : (Na+K+Ca). В щелочных габбро эти параметры даже выше, чем в гастингсите, эдените и чермаките, в связи с чем С. П. Кориковский считает необходимым выделить новый минал — *натрогастингсит* с кристаллохимической формулой

$$H_2(Na_{1,5}Ca_{1,5})_3(Mg, Fe^{2+})_3(Al, Fe^{3+})_2(Si_{5,5}Al_{2,5})_8O_{24}.$$

В диоритовых роговых обманках преимущественный изоморфизм проявлен в ряду эденит — чермакит (средний состав $Ed_{0,6}Cher_{0,4}$), амфиболы из гранитов имеют средний состав, близкий к $Gas_{0,6}Na\text{-}Gas_{0,2}Ed_{0,2}$, а из нефелиновых сиенитов $Gas_{0,5}Ed_{0,2}Na\text{-}Gas_{0,3}$; в щелочных габбро и их эффузных аналогах — $Cher_{0,2}Cer_{0,5}Na\text{-}Gas_{0,3}$. Здесь индекс Cer обозначает керсутит — роговую обманку, богатую титаном:

$$Ca_2(Na, K)(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+})_4Ti[Si_6Al_2O_{22}](O, OH, F)_2.$$

Нередко в щелочных габброидах и их эффузивных аналогах можно встретить баркевикит $Ca_2(Na, K)(Fe^{2+}, Mg, Fe^{3+}, Mn)_5(Si_{6,5}Al_{1,5}O_{22})(OH, F)_2$. Широко распространена в основных эффузивах базальтическая роговая обманка $Ca_2(Na, K)_{0,5-1,0}(Mg, Fe^{2+})_{3-4}(Fe^{3+}, Al)_{2-1}(Si_6Al_2O_{22})(O, OH, F)_2$, отличающаяся высокими отношениями Fe^{+3}/Fe^{+2} ($\approx 0{,}66$) и O/OH — в группе добавочных анионов. Исследования показали, что любая роговая обманка при нагревании превращается в базальтическую. При этом возрастают показатели преломления и двупреломления, но снижается $2V$.

Рассмотрим влияние давления воды и щелочности на пределы стабильности и состав роговых обманок. Чем выше давление воды, тем выше температура дегидратации амфиболов. Ясно поэтому, что их присутствие в базальтах, перидотитах или габбро уже само по себе свидетельствует о достаточно высоком парциальном давлении воды в магматическом флюиде. Дело в том, что температура солидуса базальта (или эклогита) при одинаково высоком давлении воды всегда ниже температуры разложения амфиболов. Вот почему возможна кристаллизация последних непосредственно из водонасыщенного кислого или основного силикатного расплава (магмы).

Проявление гетерогенного изоморфизма в амфиболах из магматических пород нередко связано с изменением щелочности расплава. Так, в миаскитах Ильменогорского массива, имеющих одинаковый парагенезис $Am+Ne+Fsp+Pl_{8-34}\pm Cal$, чрезвычайно широки вариации состава роговых обманок. Среди них преобладают натрогастигситы с высоким содержанием щелочных металлов: мольная доля щелочных металлов (Na+K) : (Na+K+Ca) изменяется в пределах 0,4—0,57. Сопряженно меняется их магнезиальность, глиноземистость и соотношение Na/K. Более подробно с этими вопросами можно ознакомиться в специальных работах (Перчук, 1970; Кориковский, 1968).

Мелилиты

К этой группе относятся минералы, состав которых описывается общей формулой

$$(Ca, Na)_{2-x}Mg_yAl_zSi_{3-(y+z)}O_7,$$

где $0 > x > 0{,}3$; $0 > y > 1$; $0 > z > 2$; $0 > (y+z) > 2$. Из этой формулы можно заключить, что конечными членами твердого раствора являются три минала:

геленит (Gel) — $Ca_2Al_2SiO_7$,

окерманит (Ak) — $Ca_2MgSi_2O_7$,

натромелилит (Na Mel) — $NaCaAlSi_2O_7$.

Геленит-окерманитовые мелилиты возникают как продукты контактово-реакционного метаморфизма при воздействии основных и ультраосновных интрузий на карбонатные породы. В мелилитах из магматических пород содержание натромелилитовой молекулы, как правило, превышает 30%, а в большинстве случаев колеблется в пределах 32—52% (рис. 24). Изоморфизм в ряду геленит — окерманит проявлен шире: число атомов алюминия в кристаллохимической формуле

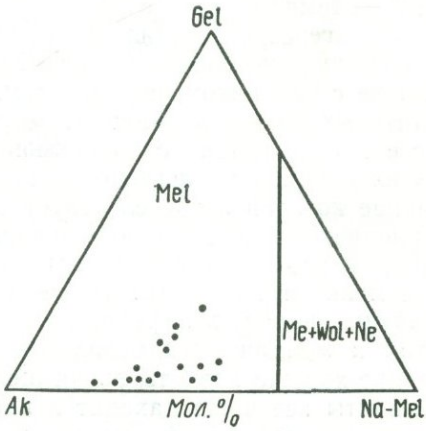


Рис. 24. Составы природных мелилитов из магматических пород. Fe^{3+} включен в геленит, K — в натромелилит, $Fe^{+2}+Mn$ — в окерманит

варьирует в пределах 0,27—0,7. Следовательно, мелилиты в магматических породах представлены серией окерманит — натромелилит с примесью геленитового компонента. Кроме того, в мелилитах наблюдается слабый изоморфизм $Mg \rightleftarrows Fe^{2+}$, $Na \rightleftarrows K$ и $Al \rightleftarrows Fe^{3+}$.

Состав мелилитов может быть определен по оптическим свойствам с очень малым приближением, поскольку нет достаточного числа данных по природным минералам. Синтетические образцы изучены очень хорошо. Например, в серии геленит—натромелилит показатели преломления изменяются линейно в зависимости от состава:

$$No = 1{,}58 + 0{,}09\, X_{Ca}^{Mel}, \quad Ne = 1{,}574 - 0{,}086\, X_{Ca}^{Mel},$$

где

$$X_{Ca}^{Mel} = Ca : (Ca + Na).$$

В остальных двух сериях бинарных растворов (Gel—Ak, Ak—NaMel) связь составов с оптическими свойствами более сложная.

Изучены теплоты растворения мелилитов в ряду геленит — окерманит как для стекол, так и для минералов. Для стекол теплота растворения (ккал/моль) может быть описана уравнением

$$H = 165{,}1\, X_{Ak} + 195\,(1 - X_{Ak}) + 10\, X_{Ak}\,(1 - X_{Ak}).$$

Для кристаллического твердого раствора концентрационная зависимость H знакопеременная: при 75% окерманитового компонента знак меняется с + на —. Величина отклонений не превышает 1,2 ккал/моль.

Термодинамические свойства чистых геленита и окерманита изучены достаточно полно, хотя в последнее время появились признаки ревизии энтропии (Waldbaum, 1973). Здесь мы приведем уравнение рег-

рессии, отражающее температурные зависимости свободных энергий образования Gel и Ak из элементов с учетом общепринятых величин энтропии (S^0_{298} для Gel равна 47,4 э. е. и для Ak 50,03 э. е.):

$$\Delta Z^0_{T(\mathrm{Gel})} = -953{,}0855 + 16{,}4104\,(T\cdot 10^{-3}) - 0{,}0458\,(T\cdot 10^{-3})^2 + \\ + 0{,}00298\,(T\cdot 10^{-3})^3 \text{ ккал/моль},$$

$$\Delta Z^0_{T(\mathrm{Ak})} = -931{,}5055 + 18{,}1487\,(T\cdot 10^{-3}) - 0{,}335\,(T\cdot 10^{-3})^2 + \\ + 0{,}014\,(T\cdot 10^{-3})^3 \text{ ккал/моль},$$

где T — температура, °К.

Парагенезисы мелилита не очень разнообразны. В определенных типах магматических пород он может сосуществовать с Ol, Cpx, Ne, Bi, а также с кальцитом, перовскитом, магнетитом, лейцитом и т. п. В мелилитовых базальтах мелилит встречается главным образом в основной массе и отличается относительно высоким содержанием Na и Fe. В этих породах он легко отличим по «пегматитовой структуре», образование которой свидетельствует о более позднем выделении мелилита из расплава по сравнению с оливином и пироксеном. В редких случаях пироксен реагирует с расплавом с образованием магнетита, перовскита и мелилита. Мелилит также встречается во многих разновидностях щелочных пород: в нефелин-мелилитовых базальтах, мелилитовых лейцитах и мелилитовых базальтовых туфах, альнеитах, турьяитах. Последние хорошо развиты среди щелочных пород Кольского полуострова. Мелилиты все чаще находят в карбонатитовых комплексах, связанных со щелочными платформенными массивами. Например, в комплексе Ока (Квебек, Канада) широко развиты богатые мелилитом породы (окаиты) и волластонитовые йолит-уртиты (Cpx+Ne+Wol). Компонентный состав мелилита следующий: $Ak_{0,53}Gel_{0,11}NaMel_{0,36}$. Предполагается, что окаит возник в результате реакции между карбонатитом и йолитом, которая схематически может быть записана так (Currie, Gelinas, 1972):

$$Ca_{1-x}Na_x(Mg, Fe, Al)Si_2O_6 + CaCO_3 = \\ = Ca_{2-x}Na_x(Mg, Fe, Al)Si_2O_7 + CO_2,$$

т. е. $Cpx + Cal = Mel + CO_2$. В грубом приближении намечена зависимость P_{CO_2} в этой реакции от T°К и общего давления флюида:

$$\ln P_{CO_2} = 22{,}11 + 17219/T + 0{,}150\,(P - 1/T).$$

Однако более правильно предположить иную реакцию: йолит+карбонатит=окаит+CO_2; схематически ее можно записать так:

$$(1-x)\,CaMgSi_2O_6 + x\,CaSiO_3 + x\,NaAlSiO_4 + (1-x)\,CaCO_3 = \\ = Na_xCa_{2-x}Mg_{1-x}Al_xSi_2O_7 + (1-x)\,CO_2,$$

т. е. $Cpx + Wol + Ne \rightleftarrows Mel + CO_2$, которая ближе описывается приведенным выше уравнением $\ln P_{CO_2} = f(T, P)$.

Системы с участием мелилитов экспериментально изучены очень полно не только в зависимости от температуры, но и от давления (см. «Экспериментальная петрология и минералогия». М., «Недра», 1971). Причем изучались как синтетические, так и природные мелилиты. При $P=1$ атм для последних получены следующие данные:

появление фазы	t°C для образца № 1	№ 2
расплав	1322	1330
псевдоволластонит	1237	1250
волластонит	1160	1160
акмитовый пироксен	1160	1160,

где образец № 1 имеет состав $Ak_{0,632}\ Gel_{0,041}\ Na\ Mel_{0,327}$, а образец № 2— $Ak_{0,654}\ Gel_{0,029}\ Na\ Mel_{0,317}$. В системе Ak — Na — Mel для составов, близких к природным, поле устойчивости мелилитов на TP-диаграмме весьма значительно. До 20 кбар при 1000° С мелилиты с 30% натромелилита практически не разлагаются на другие фазы. Так что мелилит в базальтах и других магматических породах может кристаллизоваться из расплава на самых различных глубинах, вплоть до верхней мантии.

Пироксены

В магматических породах встречаются почти все разновидности моноклинных и ромбических пироксенов. По химическому составу они образуют довольно сложную группу минералов, в которых возможна смесимость следующих компонентов — конечных членов твердых растворов:

ферросилит (Fs) — $Fe_2Si_2O_6$,

энстатит (En) — $Mg_2Si_2O_6$,

родонит (Rod) — $Mn_2Si_2O_6$,

диопсид (Di) — $CaMgSi_2O_6$,

геденбергит (Hed) — $CaFeSi_2O_6$,

эгирин (акмит) (Aeg) — $NaFeSi_2O_6$,

иогансенит (—) — $CaMnSi_2O_6$,

жадеит (Jad) — $NaAlSi_2O_6$,

чермакит (Cher) — $CaAl_2SiO_6$,

сподумен (—) — $LiAl_2Si_2O_6$.

Общая кристаллохимическая формула может быть записана в таком виде:

$$X_{1-n}Y_{1+n}Z_2O_6,$$

где X=Ca, Na, K, Mg, Fe^{+2}, Mn; Y=Mg, Fe^{+2}, Mn, Ni, Li, Fe^{+3}, Cr, Al, Ti; Z=Al, Si. Однако в магматических породах преобладают в основном моноклинные и ромбические пироксены трехкомпонентной системы $CaSiO_3$—$MgSiO_3$—$FeSiO_3$.

Ромбические пироксены имеют общую формулу такого вида:

$$X_{0-0,2}\ Y_{1,8-2,0}\ Z_2O_6 \text{ или } X_{0-0,1}\ Y_{0,9-1,0}\ ZO_3.$$

Преимущественный изоморфизм проявлен в ряду $MgSiO_3$—$FeSiO_3$. Ограниченный изоморфизм намечается в части $MgSiO_3$—Al_2O_3 и $(Fe, Mg)SiO_3$—$CaSiO_3$. Родонитовый компонент в магматических ортопироксенах содержится в незначительных количествах. Поэтому наи-

больший интерес должен представлять ряд твердых растворов энстатита и ортоферросилита с примесью различных компонентов (Mn, Ni, Ca, Li, Al и др.).

Для ортопироксенов достаточно четко намечены связи между магнезиальностью и оптическими свойствами:

$$Ng = (1{,}664 + 0{,}124)\,(1 - X_{Mg}) \pm 0{,}002,$$

$$Np = (1{,}654 + 0{,}114)\,(1 - X_{Mg}) \pm 0{,}002,$$

$$(Ng - Np) = (0{,}010 + 0{,}010)\,(1 - X_{Mg}) \pm 0{,}001,$$

$$2V^0 = 125 - 300\,(1 - X_{Mg})\,X_{Mg},$$

где

$$X_{Mg} = Mg : (Mg + Fe^{2+} + Mg + Fe^{3+}).$$

Удельный вес связан с магнезиальностью линейным соотношением

$$\rho = 3{,}202 + 0{,}751\,(1 - X_{Mg})\ г/см^3.$$

Эти уравнения лишь приближенно описывают связи состава ортопироксенов с их физическими свойствами. Это видно уже из того, что концентрационная зависимость удельного веса описывается линейным уравнением. В действительности эта зависимость несколько отличается от линейной, что установлено на основе изучения концентрационной зависимости избыточного мольного объема ортопироксена. Интегральная величина этой зависимости пироксенов имеет знакопеременный характер. При $X_{Mg} \approx 0{,}3$ достигается максимальное значение $V^e = 1$ см^3 на молекулу (Mg, Fe)SiO_3, при $X_{Mg} \approx 0$ $V^e = 0$ и далее при $X_{Mg} \approx 0{,}85$ избыточный объем имеет отрицательное значение: $V^e = -1{,}1$ см^3/моль. Эти величины следует учитывать при расчете зависимости молекулярного объема Орх от магнезиальности по эмпирическому линейному уравнению

$$V^{Opx} = 33{,}5\,X_{Mg}^{Opx} + 32{,}6\,(1 - X_{Mg}^{Opx}).$$

Таким образом, ортопироксены по своим свойствам в ряду энстатит — ферросилит отличаются от законов идеальных растворов. Это подтверждается исследованием сверхструктуры Орх, где намечается две суперпозиции в октаэдрическом расположении атомов Mg и Fe. Так что формулу Орх можно записать следующим образом:

$$(Fe, Mg)_{MII}(Fe, Mg)_{MI}Si_2O_6,$$

где MI и MII — суперпозиции, распределение катионов между которыми неравномерное: $X_{Mg}^{II} < X_{Mg}^{I}$. С увеличением температуры соотношение $X_{Mg}^{II} : X_{Mg}^{I}$ стремится к 1, но никогда не достигает этой величины.

До настоящего времени считалось, что ортопироксены образуют полный ряд твердого раствора $FeSiO_3$—$MgSiO_3$. Однако недавно появились сведения (Boland, 1972) о его распаде в магнезиальной области: тонкие физические методы позволили уловить в Орх из ультрабазитов присутствие двух фаз. Можно ожидать, что по составу эти две фазы будут строго соответствовать субфазам MI и MII в нераспавшемся пироксене.

Ортопироксены достаточно хорошо изучены термохимически. Сахама и Торгесон (Sahama, Torgeson, 1949) нашли приближенную концентрационную зависимость теплоты растворения: $\Delta H = -57\,010 - -5870\,X_{Mg}^{Opx}$. Для клиноэнстатита (En) и ортоферросилита (Fs) най-

дены температурные зависимости свободных энергий их образования из элементов:

$$\Delta Z_T^{En} = -375{,}087 + 9{,}1468\,(T\cdot 10^{-3}) - 0{,}296\,(T\cdot 10^{-3})^2 + \\ + 0{,}01242\,(T\cdot 10^{-3})^3 \text{ ккал/моль},$$

$$\Delta Z_T^{Es} = -287{,}248 + 6{,}788\,(T\cdot 10^{-3}) - 0{,}0607\,(T\cdot 10^{-3})^2 \text{ ккал/моль},$$

где T — температура, °К.

В магматических породах парагенезисы ортопироксенов весьма разнообразны. В ультраосновных породах $X_{Mg}^{Opx} \leqslant 0{,}14$ и обычна ассоциация Opx+Ol+Cpx±Sp. Реже Opx встречается в парагенезисе с гранатом (вебстериты, перидотиты). В пироксенитах он сосуществует с Cpx±Pl. В габброидах и базальтах появление ортопироксена обозначает сдвиг этих пород в сторону норитов. Здесь железистость Opx изменяется в очень широких пределах, вплоть до кристаллизации Opx с $X_{Mg} \geqslant 0{,}2$ (феррогаббро). Нередко ортопироксен в высокотемпературных породах сосуществует с пижонитом — моноклинным пироксеном с содержанием минала $CaSiO_3$ от 6 до 15 мол.%. Однако область устойчивости пижонитов находится в пределах $0{,}3 > X_{Mg} > 0{,}6$. В андезитах, чарнокитах и анортозитах ортопироксен может сосуществовать с биотитом, роговой обманкой, плагиоклазом, клинопироксеном и щелочным полевым шпатом. Нередко железистый ортопироксен можно встретить в гранитах (гиперстеновые граниты и кислые чарнокиты), но он не обнаружен в тоналитах, гранодиоритах и щелочных породах.

В эффузивных породах ортопироксен встречается при содержании в них SiO_2 от 56 до 65%. При бо́льших содержаниях SiO_2 в лавах Opx не обнаружен. Парагенезис ортопироксена с кальциевым клинопироксеном (Cpx) широко распространен не только в земных, но и в лунных породах, а также в каменных метеоритах.

По экспериментальным данным ромбический пироксен — более высокотемпературная фаза, чем моноклинный, бедный кальцием. Однако в каменных метеоритах и лунных породах нередко встречается именно моноклинная разновидность бедного кальцием пироксена. Эти соотношения остаются пока неясными.

Интересные зависимости обнаруживаются в распределении железа и магния между ортопироксеном и биотитом, а также между ортопироксеном и роговой обманкой. В анортозитах Квебека (Канада) биотит оказался значительно магнезиальней ортопироксена: $X_{Mg}^{Bi} = 0{,}667$; $X_{Mg}^{Opx} = 0{,}491$ (среднее из 4-х образцов). Соотношение $X_{Mg}^{Bi} > X_{Mgx}^{Op}$ выдерживается во многих магматических породах.

В парагенезисе с Am магнезиальность ортопироксена изменяется по закону экстремальных соотношений (Коржинский, 1963). В железистой области при высоких значениях температуры $X_{Mg}^{Am} < X_{Mg}^{Opx}$, а в магнезиальной наблюдаются обратные зависимости.

Кальциево-натровые клинопироксены. В магматических породах наблюдаются три серии твердых растворов клинопироксена:

1. $CaMgSi_2O_6 - CaFeSi_2O_6 - Fe_2Si_2O_6 - Mg_2Si_2O_6 - CaAl_2Si_2O_6$.
2. $CaMgSi_2O_6 - CaFeSi_2O_6 - NaAlSi_2O_6$.
3. $CaMgSi_2O_6 - CaFeSi_2O_6 - NaFeSi_2O_6$.

В каждой из этих серий возможны примеси Li, Ti, Mn, Ni, Co, а также $MgSiO_3$ и $FeSiO_3$. Возможно также некоторое смешение между серия-

ми. Однако выделенные три серии являются наиболее общими и отражают состав клинопироксенов в определенных группах магматических пород.

Первая серия твердых растворов характерна для клинопироксенов — авгитов из габброидов, базальтов нормальной щелочности, перидотитов (шпинелевых и гранатовых), пироксенитов, а также из каменных метеоритов и лунных пород. В последних клинопироксены несколько обогащены титаном (TiO_2 до 2 вес.% в среднем), но главная

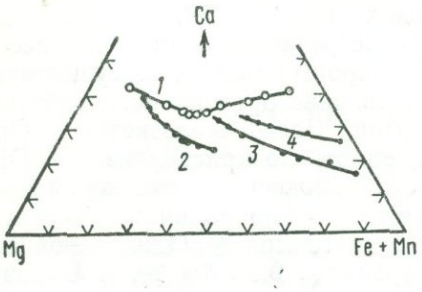


Рис. 25. Пути кристаллизации клинопироксенов Скаердгаардской интрузии в Гренландии (*1*) и лунных пород (*2—4*)

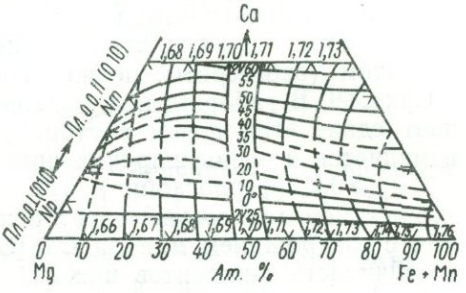


Рис. 26. Зависимости величин параметра элементарной ячейки a(Å) и некоторых оптических параметров от состава Срх

особенность их состава — значительная смесимость в ряду $Ca(Fe, Mg)Si_2O_6$—$(Fe, Mg)_2Si_2O_6$. Клинопироксены данной серии с общей кристаллохимической формулой $(Ca, Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Ti, Al)_2 \times (Si, Al)_2O_6$ называются авгитами. В магматических породах практически отсутствуют пироксены ряда Di—Hed. Чем выше температура, тем больше смешение этого ряда с миналами ряда $FeSiO_3$—$MgSiO_3$. Это особенно четко проявляется при сравнении составов Срх из габброидов Скаергаардской высокотемпературной интрузии с лунными породами. Режим кристаллизации расплавов различался по величине f_{O_2} и по абсолютным значениям температуры. Пути кристаллизации клинопироксенов, как видно на рис. 25, различные.

Из общей формулы авгита следует, что в качестве примеси в него входит чермакитовый компонент $CaAl_2SiO_6$. Особенно это четко видно на примере щелочных эффузивных пород (лейцитовых и анальцимовых базальтов и т. п.). Так, в анальцимовом базальте из вулкана Монтиферро клинопироксен содержит 10,46 вес.% Al_2O_3, что соответствует приблизительно 23% чермакитового компонента.

Концентрационные зависимости оптических и рентгеновских параметров для малоглиноземистых авгитов отражены на диаграмме рис. 26. Ее можно использовать для определения состава Срх по физическим свойствам. С изменением магнезиальности природных пироксенов намечается незначительное отклонение от закона идеального раствора. Так, интегральный избыточный объем связан с составом уравнением $V^e = -4X_{Mg}(1-X_{Mg})$, где $X_{Mg} = Mg : (Mg+Fe+Mu)$. Другие термодинамические свойства пироксенов рассматриваемой серии неизвестны. Лишь для диопсида можно привести надежные данные по температурной зависимости свободной энергии образования из элементов:

$$\Delta Z_T = -766{,}317 + 15{,}6856\,(T\cdot 10^{-3}) - 0{,}3495\,(T\cdot 10^{-3})^2 + \\ + 0{,}016\,(T\cdot 10^{-3})^3,$$

где T — температура, ° К.

Клинопироксены серии твердых растворов Di—Hed—Jad встречаются преимущественно в эклогитах и родственных им породах. Эти

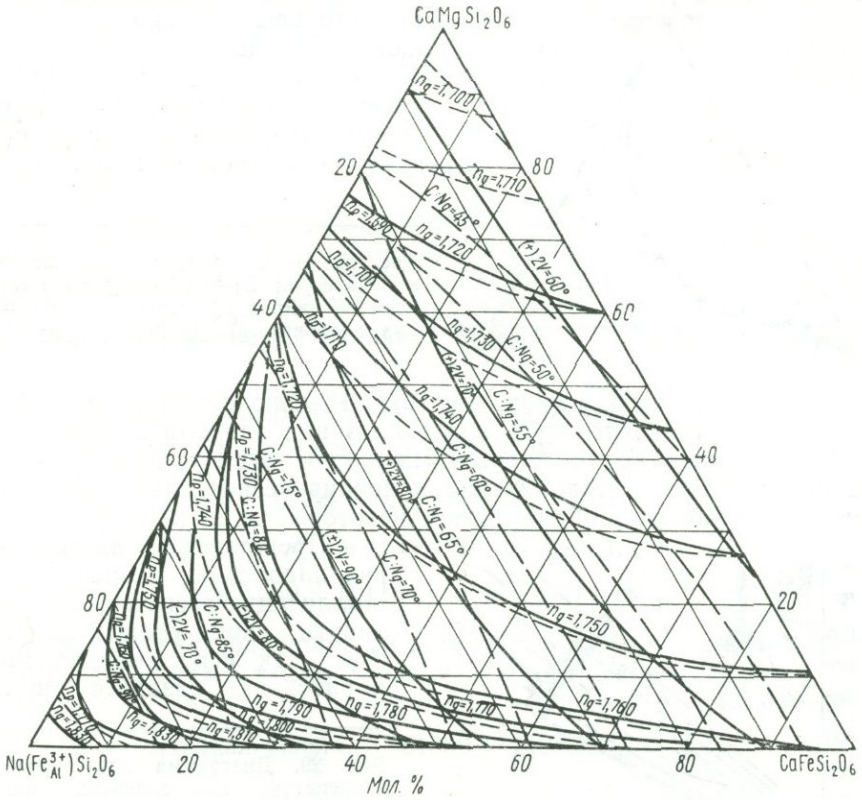


Рис. 27. Диаграммы состав — свойства для клинопикросенов серии Di—Hed—Aeg

пироксены называют омфацитами. Обычно они сосуществуют с гранатом и амфиболами, реже с оливином. Содержание жадеитового компонента в клинопироксенах магматических пород варьирует в достаточно широких пределах: $0{,}06 > X_{Na} < 0{,}5$, где $X_{Na} = Na : (Na + Ca)$. По экспериментальным данным, в ряду Di—Jad обнаружен распад твердого раствора. Область распада, вероятно, уменьшается с увеличением железистости пироксена. В растворе $CaMgSi_2O_6$—$NaAlSi_2O_6$ концентрационная зависимость интегрального объема смешения описывается формулой $V^e = 2{,}56\,X_{Na}(1 - X_{Na})$, где $X_{Na} = Na : (Na + Ca)$.

Пироксены серии твердых растворов Di—Hed—Aeg (рис. 27) встречаются преимущественно в щелочных породах, таких как сиениты и нефелиновые сиениты, нефелин-пироксеновые породы (ийолиты, уртиты, ювиты, якупирангиты и т. п.), тешениты, тералиты, эссекситы, а также щелочные граниты. Соотношение миналов в клинопироксенах этой серии изменяется в очень широких пределах — от безнатровых клино-

пироксенов до почти чистых эгиринов. Особенно ярко это проявляется при прослеживании составов Срх из последовательных дифференциатов единой родоначальной магмы. Оказалось, что в самых различных по глубинности и исходному составу магмах путь кристаллизации клинопироксенов данной серии одинаков и приблизительно отвечает линии на диаграмме рис. 28, которая построена по данным анализов пироксенов из нижнемезозойских интрузий нефелиновых сиенитов и четвертичного комплекса долеритов, монцонитов и сиенитов.

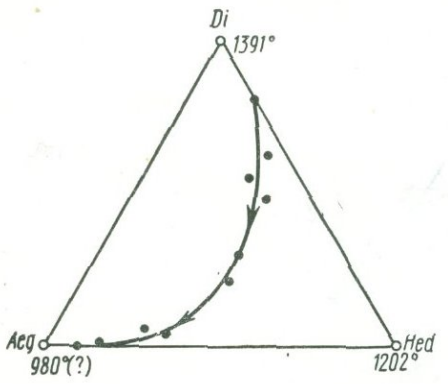


Рис. 28. Путь кристаллизации клинопироксенов серии Di—Hed—Aeg из щелочных магм в приповерхностных и гибабиссальных условиях (Yagi, 1953; Перчук, 1964)

Оптические свойства клинопироксенов рассматриваемой серии могут послужить для определения состава в отношении миналов Di—Hed—Aeg (см. диаграмму на рис. 27). Именно с помощью этой диаграммы был установлен путь кристаллизации клинопироксенов.

В настоящее время имеется множество экспериментальных данных по условиям кристаллизации клинопироксенов самого различного состава. Мы рассмотрим здесь лишь некоторые из них.

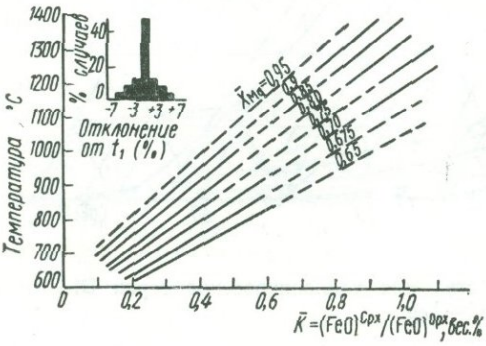


Рис. 29. Диаграмма для определения температуры кристаллизации магматических пород по составам сосуществующих пироксенов при $\bar{X}_{Mg} = 0{,}5\,(X_{Mg}^{Opx} + X_{Mg}^{Cpx}) \geqslant 0{,}65$ (Перчук, 1973)

Представляют интерес условия плавления диопсида и кристаллизация в системе диопсид—анортит при разных значениях P_{H_2O} как искусственная модель образования базальтов и анортозитов. По данным Йодера, температура плавления диопсида в безводной системе зависит от давления P (бар) по закону $t°C = 1391{,}5 + 0{,}01297\,P$. А в системе Di—An эвтектика смещается в сторону An с увеличением давления воды. Этим Йодер объясняет появление анортозитовых серий вместо базальтовых.

Очень важны экспериментальные и геотермометрические данные по смесимости в системе $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$—$(Fe, Mg)_2Si_2O_6$. С ростом температуры смесимость возрастает; но еще более она возрастает с увеличением железистости системы, т. е. в железистых сериях смесимость велика даже при относительно низких температурах. Этим объясняется появление необычных для земных пород клинопироксенов из лунных базальтов (см. рис. 25), где содержание $CaSiO_3$ составляет около 15% (~30 геденбергитового компонента).

Представляет значительный интерес диаграмма (рис. 29) температурной зависимости коэффициента разделения FeO между Срх и Орх

из одного образца породы. Для определения температуры кристаллизации породы необходимо знать содержание в пироксене FeO, Fe_2O_3, MgO и MnO. Далее весовые проценты окислов переводятся в атомные (путем деления на эквивалентный вес) и вычисляются величины $X_{Mg}=MgO:(MgO+FeO+{}^1/_2Fe_2O_3+MnO)$ для Орх и Срх. Если полусумма мольных долей MgO в Срх и Орх больше 0,65, то рассчитывается коэффициент разделения K, равный отношению весовых процентных содержаний FeO и Срх и Орх, и с помощью диаграммы на рис. 29 определяется температура. По этому методу установлено, что в каменных метеоритах температуры равновесий колеблются в пределах 800—1000° С, а во включениях (модулях) в базальтовых лавах и кимберлитах $t=850$—$1200°$ С.

Оливины

Оливины относятся к числу железомагнезиальных минералов и представляют в магматических породах смесь двух миналов — форстерита Mg_2SiO_4 и фаялита Fe_2SiO_4. В твердом растворе оливина возможны примеси Ca, Ni, Co, Mn. Все оптические, рентгеновские и термодинамические параметры оливинов находятся в линейной зависимости от их состава:

$$X_{Mg_2SiO_4} = 4{,}23391 - 1{,}49459\, d_{130},$$

$$Ng = 1{,}670 + 0{,}197\,(1 - X_{Mg_2SiO_4}),$$

$$Nm = 1{,}650 + 0{,}212\,(1 - X_{Mg_2SiO_4}),$$

$$Np = 1{,}637 + 0{,}186\,(1 - X_{Mg_2SiO_4}),$$

$$\rho = 1{,}630 + 0{,}113\,(1 - X_{Mg_2SiO_4})\ \text{г/см}^3.$$

Теплота растворения оливинов, по данным Сахамы и Торгесона (Sahama, Torgeson, 1949), также находится в линейной зависимости от состава:

$$\Delta H\ (\text{кал/моль}) = -81330 - 14050\, X_{Mg_2SiO_4}.$$

Температурные и концентрационные зависимости свободных энергий образования оливинов из элементов могут быть описаны следующим эмпирическим уравнением (кал/моль):

$$\Delta Z_T^{Ol} = (1 - X_{Mg})\,[-351044 + 7050\,T\cdot 10^{-3} + 105\,(T\cdot 10^{-3})^2 -$$

$$- 4{,}645\,(T\cdot 10^{-3})^3 + RT\ln(1 - X_{Mg})] + X_{Mg}\,[-520485 +$$

$$+ 10343{,}6\,T\cdot 10^{-3} - 212{,}18\,(T\cdot 10^{-3})^2 + 12{,}665\,(T\cdot 10^{-3})^3 + RT\ln X_{Mg}],$$

где $X_{Mg} = Mg:(Mg + Fe)$ в оливине.

Таким образом, для магматогенных оливинов как будто устанавливается совершенство твердого раствора. Однако тонкие физические методы позволяют утверждать, что оливиновый раствор несколько отличается от идеального. Ядерный гамма-резонанс и рентгеноструктурный анализ показали, что в октаэдре оливинов четко различаются две структурные позиции. Упорядочение атомов Fe и Mg очень слабое и распределены они между подрешетками M_1 и M_2 равномерно (табл. 11). Это хорошо согласуется с результатами исследования концентрационной зависимости интегрального мольного объема оливинов (Перчук, 1970), который при $X_{Mg}=0{,}2$ равен $-0{,}5$ см³/моль. Это мизерная ве-

Таблица 11

Распределение Fe и Mg по энергетически неэквивалентным позициям M_1 и M_2 в оливинах

M_1		M_2			Источник
Fe	Mg	Fe	Mg	Ca	
0,271	0,729	0,258	0,734	0,008	Finger (1971)
0,523	0,477	0,490	0,503	0,007	
0,193	0,807	0,147	0,846	0,007	Finger, Virgo (1971)
0,420	0,580	0,300	0,700	—	
0,436	0,564	0,282	0,718	—	

личина, свидетельствующая о незначительном отклонении твердого раствора оливина от идеального.

Температура плавления форстерита составляет 1890°, а фаялита 1205° С. Теплота плавления форстерита неизвестна, а фаялит плавится с поглощением 22 030 кал/моль. По данным Боуэна и Шейрера, составы равновесных кристаллов и расплава известны до 1500° С. Используя эти данные, можно рассчитать среднюю теплоту плавления форстерита по уравнению Ван-Лаара:

$$\ln \overline{K} = \ln (X^{liq}_{Mg}/X^{Ol}_{Mg}) = \Delta G^{пл}/RT.$$

Дифференцируем это равенство по температуре:

$$-\frac{1{,}987\, d \ln \overline{K}}{d(1/T)} = -\Delta H^{пл}.$$

Исходные данные для расчета следующие:

T °K	X^{lig}_{Mg}	X^{Ol}_{Mg}	$\overline{K}$	$-RT \ln \overline{K}$
1573	0,07	0,25	0,28	1728
1673	0,16	0,45	0,356	1200
1873	0,395	0,725	0,545	949
2073	0,75	0,93	0,806	294

Строим график в координатах $10^3/T$—$R\ln\overline{K}$. Зависимость близка к линейной, что позволяет по приведенной выше производной найти $\Delta H^{пл} = 13{,}700$ *ккал/моль*.

Исследование распределения Mg и Fe между оливинами и ортопироксенами, сосуществующими в магматических горных породах, показало, что в железистой области составов оно не идеальное и оливин значительно менее магнезиален, чем ортопироксен. В магнезиальной области составов наблюдаются обратные соотношения (Ramberg, De Vore, 1951). Однако в высокотемпературных парагенезисах (1200° С) оливин во всей области составов более магнезиален, чем равновесный с ним ортопироксен (Маракушев, 1968).

Сейчас появились диаграммы, позволяющие оценивать приближенные значения температуры кристаллизации оливинсодержащих пород (Перчук, Ваганов, 1976). По таким диаграммам установлено, что интервал температур кристаллизации основных и ультраосновных пород составляет 890—1400° С.

Оливины встречаются не только в ультраосновных (перидотиты, кимберлиты и т. п.) и основных (оливиновые базальты и габбро, габ-

бро-диабазы и т. п.) породах, где они представлены в основном магнезиальными разновидностями. Железистые оливины (фаялиты и гортонолиты) найдены в сиенитах и гранитах (рапакиви).

При сверхвысоких значениях давления оливин превращается в кубическую модификацию — рингвудит. В глубинных породах рингвудит пока не обнаружен, но в крупных метеорных кратерах он встречается как продукт ударного сжатия оливина при взрыве метеорита.

Гранаты

В магматических породах встречается два типа твердых растворов граната:

$$\underset{(гроссуляр)}{Ca_3Al_2Si_3O_{12}} - \underset{(андрадит)}{Ca_3Fe_2Si_3O_{12}},$$

$$\underset{(альмандин)}{Fe_3Al_2Si_3O_{12}} - \underset{(пироп)}{Mg_3Al_2Si_3O_{12}}.$$

Гранаты гроссуляр-андрадитового ряда встречаются исключительно в щелочных породах — сиенитах, нефелиновых сиенитах и т. п. Альмандины обнаружены в некоторых гранитах. В гранитных пегматитах встречаются спессартиновые ($Mn_3Al_2Si_3O_{12}$) гранаты, обогащенные альмандиновым компонентом. В гранатовых перидотитах, ветстеритах, кимберлитах и эклогитах магматического происхождения в основном встречаются гранаты пироп-альмандинового ряда. Причем в ультраосновных породах содержание пиропового компонента в гранате, как правило, превышает 50%.

Оптические и рентгеновские параметры гранатов, а также их удельный вес изменяются линейно с изменением состава. В ряду гроссуляр—андрадит (Gros—Andr) связь этих параметров с составом может быть описана следующими равенствами:

$$N = 1{,}734 + 0{,}153\, X_{Andr};$$

$$a = 11{,}851 + 0{,}197\, X_{Andr}\ Å;$$

$$\rho = 3{,}594 + 0{,}265\, X_{Andr}\ г/см^3;$$

$$V = 125{,}3 + 6{,}35\, X_{Andr}\ см^3/моль,$$

где X_{Andr} — мольная доля андрадитового компонента в гроссуляр-андрадитовом гранате.

В гранатах пироп-альмандинового ряда подобные зависимости от мольной доли альмандина (X_{Alm}) следующие:

$$N = 1{,}714 + 0{,}116\, X_{Alm};$$

$$a = 11{,}459 + 0{,}067\, X_{Alm}\ Å;$$

$$\rho = 3{,}582 + 0{,}736\, X_{Alm}\ г/см^3;$$

$$V = 113{,}27 + 2\, X_{Alm}\ см^3/моль.$$

В каждый из двух типов рассмотренных выше твердых растворов могут входить примеси спессартина (Spes) либо уваровита ($Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$). Возможно также некоторое смешение в серии Alm—Pyr—Gros—Andr. Для определения составов таких гранатов

имеются специальные диаграммы, но они не дают однозначного результата, если предварительно не известно к какой серии твердых растворов принадлежит данный гранат. На рис. 30 приведена диаграмма для определения составов граната по показателю преломления, параметру *a* в элементарной ячейке граната и по его удельному весу.

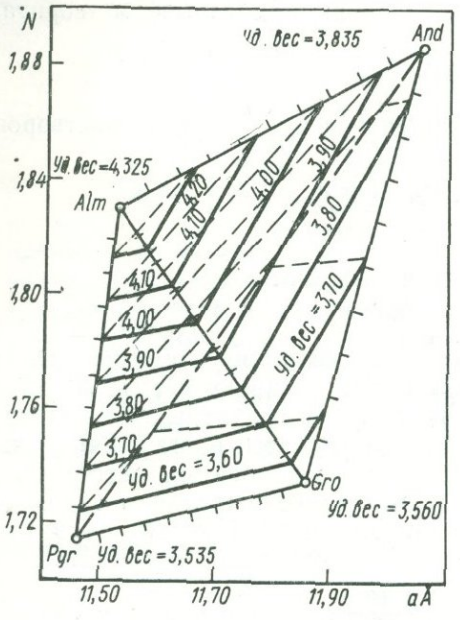


Рис. 30. Диаграмма состав — свойства для гранатов серии альмандин — пироп — гроссуляр — андрадит (Winchell, 1958)

Надежных термохимических констант при высоких значениях температуры для гранатов практически нет. Даже известные данные по гроссуляру оказываются недостаточно точными для термодинамических расчетов равновесий с участием этого граната. Известно лишь, что по своим свойствам гранаты любых промежуточных составов близки к совершенным твердым растворам.

В щелочных породах гранаты гроссуляр-андрадитового ряда ассоциируют с плагиоклазом, щелочным полевым шпатом, роговой обманкой, биотитом, иногда — с нефелином. Такие породы Эскола назвал святоносителями — по месту их первого открытия (Святой Нос на Байкале). Однако они широко распространены в щелочных комплексах Чукотки, Средней Азии, Урала и других районов. Интересные соотношения составов сосуществующих гранатов и роговых обманок. Такие данные

Таблица 12

Кристаллохимические формулы гранатов и роговых обманок, сосуществующих в щелочных породах Ильменских гор (Перчук, 1971а)

Катионы	*Сиенит*		*Миаскит*	
	гранат	амфибол	гранат	амфибол
Si	2,813	5,633	2,920	5,432
Ti	0,061	0,152	0,053	0,153
Al	1,279	2,805	1,691	3,102
Fe^{3+}	0,918	1,302	0,395	0,992
Fe^{2+}	0,146	2,200	0,195	1,813
Mg	0,032	0,586	0,213	1,444
Mn	0,236	0,819	0,072	0,060
Ca	2,543	1,681	2,444	1,716
Na	—	0,810	—	1,143
K	—	0,444	—	0,462
F	—	0,219	—	0,470
$Mg : (Mg + Fe^{2+})$	0,177	0,210	0,521	0,443
$Al : (Al + Fe^{3+})$	0,582	0,683	0,811	0,757

имеются по сиенитам и миаскитам из Ильменогорского массива. В образце сиенита сосуществуют плагиоклаз (№ 26), щелочной полевой шпат, роговая обманка и гранат. В образце миаскита к этому парагенезису прибавляется нефелин. Кристаллохимические формулы и некоторые параметры составов сосуществующих гранатов и амфиболов приведены в табл. 12. Видно, что в нефелиновом сиените (миаските) мольная доля глиноземистых компонентов в обоих минералах выше, чем в сиените. Но соотношение железистостей и глиноземистостей сосуществующих фаз оказывается различным:

$$\left.\begin{aligned} X^{Am}_{Al}/X^{Gr}_{Al} &= 1{,}17 \\ X^{Am}_{Mg}/X^{Gr}_{Mg} &= 1{,}19 \end{aligned}\right\} \text{ сиенит,}$$

$$\left.\begin{aligned} X^{Am}_{Al}/X^{Gr}_{Al} &= 0{,}85 \\ X^{Am}_{Mg}/X^{Gr}_{Mg} &= 0{,}93 \end{aligned}\right\} \text{ миаскит.}$$

Из этих соотношений видно, что в сиените роговая обманка богаче граната глиноземистым и магнезиальным компонентами. В миаските — обратная картина. Это может быть обусловлено различными условиями щелочности либо температуры в ходе кристаллизации пород.

Следует обратить внимание на то, что гранат в щелочных породах нередко возникает в автометаморфическую стадию с образованием каемок вокруг зерен клинопироксена на границе с микроклином и (или) нефелином. Такие соотношения хорошо прослежены в сиенитах и щелочных габбро-сиенитах Центрального Туркестано-Алтая (Перчук, 1964). Состав граната в этих породах варьирует в широких пределах, но в таких каемках он богат гроссуляровым компонентом: $Gros_{0,545}Andr_{0,355}Alm_{0,06}Pyr_{0,02}Spes_{0,02}$. Генезис граната в нефелиновых сиенитах Миаширо (Miyashiro, 1959) объяснял такими реакциями:

$$а)\ 6Di + 2Or + 3An + 4{,}5Ne + 2H_2O = 3Gros + 4{,}5Ab + Bi,$$

$$б)\ 9Hed + Or + 4{,}5\,Ne + H_2O + 1{,}5O_2 = 3Andr + Bi + 4{,}5Ab,$$

т. е. возникновению граната $Gros_{0,5}$ и $And_{0,5}$ способствует возрастание P_{H_2O} и P_{O_2}, что обычно для автометаморфической стадии формирования сиенитов. Но в эту стадию возможна дифференциальная подвижность многих компонентов и тогда каемки граната можно объяснить как процесс образования микроскарнов. Например, при подвижности щелочей и железа возрастание μ_{K_2O} приведет к неустойчивости парагенезиса Cpx+Ne и возникновению граната с микроклином. Вообще анализ минеральных парагенезисов гранатсодержащих сиенитов, нефелиновых сиенитов и других щелочных пород показывает, что образованию в них граната способствует умеренное увеличение химического потенциала K_2O на фоне снижения температуры и возрастания P_{O_2}.

Гранаты альмандин-пиропового ряда встречаются, как отмечалось выше, в перидотитах, вебстеритах и эклогитах. В этих породах они всегда ассоциируют с клинопироксеном, часто с оливином и редко с алмазом, кианитом и т. п. Во многих случаях образование граната из расплава не вызывает сомнения. И тогда можно утверждать, что данная порода начала кристаллизоваться при высоком давлении, особенно в случае $X^{Gr}_{Mg} = Mg : (Mg+Fe) > 0{,}5$. Этот вывод основан на экспериментальных данных, согласно которым при сверхвысоких значениях давления кристаллизация базальтовых и некоторых перидотитовых магм начинается с выпадения граната как первой фазы ликвидуса.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Акцессорными принято называть минералы, количество которых в породе обычно не превышает 2—3%. К их числу относятся шпинели (включая магнетит), сфен, циркон, анатит, гематит, ильменит, рутил, турмалин и множество других минералов. В том случае, когда количество главного породообразующего минерала снижается до 1—2%, о нем говорят так же, как об акцессорном.

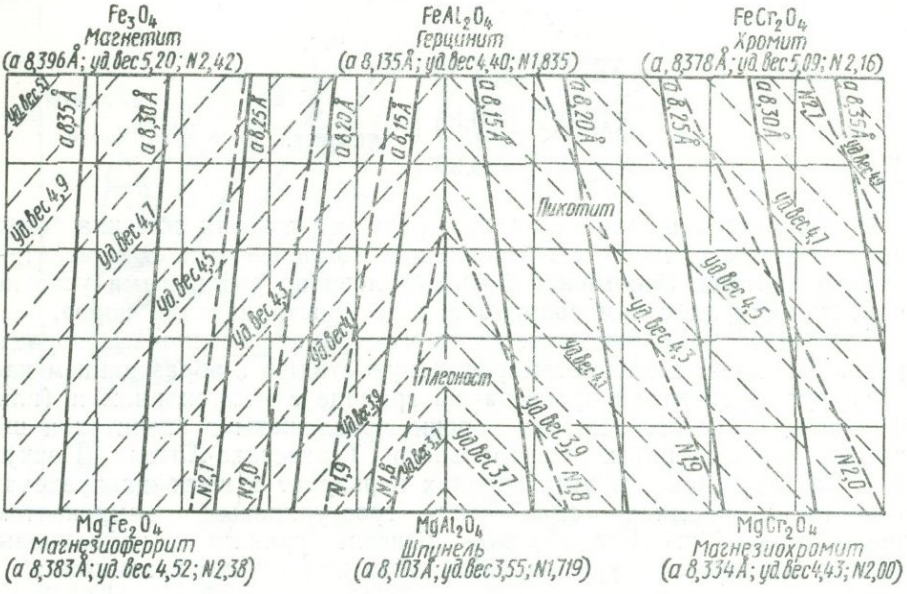


Рис. 31. Корреляционные связи состава шпинелей с показателем преломления N, размером ребра элементарной ячейки a и удельным весом d (Дир, Хауи и Зусман, 1966)

Шпинели — окисные минералы, кристаллизующиеся в кубической сингонии (пространственная группа $Fd3m$, $Z=8$, $a=8{,}08—8{,}53$ Å) и дающие целую гамму сложных твердых растворов. В магматических породах преобладают хромшпинелиды, магнезиально-железистые глиноземистые шпинели и титаномагнетиты. Твердые растворы этих минералов сложены смесью следующих миналов:

шпинель — $MgAl_2O_4$,	*магнезиоферрит* — $MgFe_2O_4$,
герцинит — $FeAl_2O_4$,	*хромит* — $FeCr_2O_4$,
магнетит — $FeFe_2O_4$,	*магнезиохромит* — $MgCr_2O_4$,
якобсит — $MnFe_2O_4$,	*ульвошпинель* — Fe_2TiO_4.

Состав простейших твердых растворов шпинели может быть определен по физическим свойствам с помощью диаграммы на рис. 31.

Глиноземистые шпинели встречаются главным образом в основных и ультраосновных породах в ассоциации с оливином, пироксенами, серпентином, плагиоклазом. Герцинит встречается как продукт распада в системе $FeAl_2O_4$—$FeFe_2O_4$. Шпинель встречается достаточно часто в парагенезисе с Cpx, Ol и Opx в модулях щелочных базальтов. В этих включениях шпинель нередко содержит повышенные концентрации хрома, приближаясь по составу к хромшпинелидам.

Хромшпинелиды имеют общую формулу $(Mg, Fe)(Cr, Al, Fe)_2O_4$ и являются типичным представителем ультраосновных пород, где они нередко образуют крупные скопления, имеющие промышленное значение. В таких случаях шпинель становится главным породообразующим минералом и представляет интерес как источник хрома. Собственно хромиты и магнезиохромиты также встречаются в неизмененных ультрабазитах, а также в серпентинитах и родственных им породах. Хромшпинелиды в силикатных породах образуют четкие прослои и сегрегации. Их происхождение можно связать с пересыщенностью силикатных магм рудным веществом, которое осаждается из расплава в виде твердой фазы либо является продуктом ликвации (в жидком состоянии).

Магнетит — обычный акцессорный минерал изверженных пород (как интрузивных, так и эффузивных). Он встречается в гранитах и *липаритах, в гранодиоритах и дацитах, в габбро, габбро-норитах,* базальтах и т. д. При повышенных концентрациях Ti в магме возникают титаномагнетиты (т. е. смесь миналов $FeFe_2O_4$—Fe_2TiO_4), образование которых контролируется парциальным давлением кислорода. Во многих платформенных интрузиях габбро и габбро-диабазов титаномагнетиты образуют промышленные скопления, генезис которых принято либо связывать с аккумуляцией осажденных кристаллов (имеются признаки резорбции), либо рассматривать как продукт ликвации.

Титаномагнетиты нередко сосуществуют в различных горных породах с ильменитами[1], точнее с твердыми растворами Fe_2O_4—$FeTiO_3$, т. е. иманита с ильменитом. Их равновесие моделируется обменной реакцией

$$Fe_2O_3 + Fe_2TiO_4 = FeTiO_3 + Fe_3O_4,$$

константа которой зависит главным образом от температуры. Однако изменение составов Mt и Il связано с процессом окисления-восстановления:

$$3Fe_2TiO_4 + {}^1/_2O_2 = Fe_3O_4 + 3FeTiO_3;$$

$$2FeTiO_3 + {}^1/_2O_2 = Fe_2O_3 + 2TiO_2.$$

Таким образом, магнетит-ильменитовое равновесие контролируется двумя параметрами — температурой и давлением кислорода. Эти параметры можно определить по диаграмме рис. 32, полученной экспериментально (Lindsley, 1963), *если известны составы сосуществующих* титаномагнетита и ильменита.

Рутил (TiO_2) — самая высокотемпературная форма окиси титана. Он образует ограниченные твердые растворы с FeO и Nb_2O_5. Показатели преломления рутила варьируют в таких пределах: $No = 2{,}605$—$2{,}613$; $Ne = 2{,}899$—$2{,}901$. Удельный вес 4,23—5,5; твердость 6—6,5, $Z = 2$, пространственная группа $P4_2/mnm$. Рутил — достаточно распространенный акцессорный минерал самых различных типов магматических пород. Крупные кристаллы рутила встречаются в некоторых гранитных и нефелинсиенитовых пегматитах.

Сфен, или **титанит,** обычный минерал щелочных пород, габброидов и некоторых гранитоидов. Это кальциевый титаноортосиликат $CaTiSiO_4(O, OH, F)$, кристаллизующийся в моноклинной сингонии ($Z = 4$, пространственная группа $C2/c$). Оптические свойства следующие: $Np = 1{,}843$—$1{,}950$; $Nm = 1{,}870$—$2{,}034$; $Ng = 1{,}943$—$2{,}110$; $+2V = 17$—$40°$. Удельный вес 3,45—3,55; твердость 5.

---

[1] *Ильменит — тригональный* ($R\bar{3}$), уд. вес. 4,7—4,78, твердость 5—6, $Z = 2$.

Вариации оптических параметров и удельного веса обусловлены переменностью состава сфена — наличием в нем значительного количества примесей Al, Fe, Mg, TR, а также изменчивостью отношения F/OH.

В большинстве сиенитов и нефелиновых сиенитов количество сфена достигает 3%, а иногда и более. Почти всегда сфен присутствует в средних и кислых изверженных породах. В пегматитах нефелиновых сиенитов он отличается крупными хорошо ограненными кристаллами.

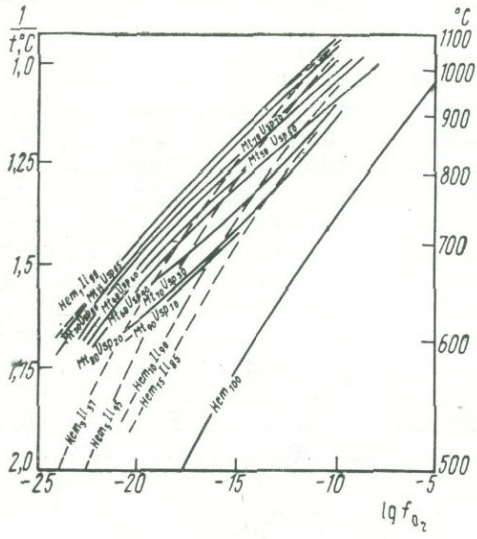


Рис. 32. Магнетит-ильменитовое равновесие в зависимости от температуры и логарифма летучести кислорода

Циркон — ортосиликат циркония $ZrSiO_4$ — тетрагональный ($Z=4$, пространственная группа I 4/a md), характеризуется очень высокими показателями преломления ($No = 1{,}923$—$1{,}960$; Ne = —1968—2,015), удельным весом 4,6—4,7 и твердостью 7,5. Один из наиболее распространенных акцессорных минералов в магматических породах, особенно — в щелочных и кислых. В пегматитах нефелиновых сиенитов и мариуполитов он образуется в виде крупных кристал-

лов, нередко дающих промышленные скопления. Считается, что в гранитах выпадение циркона из расплава происходит достаточно быстро на самых ранних стадиях кристаллизации магмы. Это определено по формам кристаллов циркона, детальные исследования которых позволяют сделать множество интересных генетических выводов.

Апатит — гексагональный ($Z = 2$, пространственная группа $C6_3/m$) фосфат кальция. $Ne = 1{,}624$—$1{,}666$; $No = 1{,}629$—$1{,}667$; удельный вес 3,1—3,35; твердость. 5. Представляет смесь следующих миналов:

фторапатит — $Ca_5(PO_4)_3F$; $No = 1{,}633$;

хлорапатит — $Ca_5(PO_4)_3Cl$; $No = 1{,}667$;

гидроксилапатит — $Ca_5(PO_4)_3OH$; $No = 1{,}651$;

карбонатапатит — $Ca_5(PO_4, CO_3OH)_3(F, OH)$.

Наиболее распространен фторапатит, который весьма обычен во многих изверженных породах как акцессорный минерал; в щелочных — он иногда становится главным породообразующим минералом, давая промышленные залежи. Таковы апатитовые месторождения Хибинских гор, где образуется устойчивый парагенезис апатита с нефелином (апанеиты и неапиты), залежи апатитовых пород в Сыннырском хребте (Северное Прибайкалье) и т. п. В большинстве подобных месторождений апатит кристаллизуется из расплавов и является продуктом ликвации некоторой силикатно-фосфатной магмы. О магматической природе говорят высокие температуры гомогенизации газово-жидких включений в апатите ($t = 800$—$900°$ C).

Кальцит встречается как акцессорный минерал во многих щелочных породах магматического происхождения. Первично-магматическая природа кальцита доказывается наличием вокруг его зерен каемок клинопироксена, амфибола и граната. Кроме того, закономерное изменение составов сосуществующих нефелина, щелочного полевого шпата, плагиоклаза и кальцита в нефелиновых сиенитах свидетельствует о их парагенных соотношениях. Равновесие этих минералов моделируется следующей схематической реакцией:

$$Na_xCa_{1-x}Al_{2-x}Si_{2+x}O_8 + \frac{2y(1-x)-x(1-z)}{2}Na_2O +$$

$$+ (1-x)CO_2 + \frac{2[(1-x)(1-y)+x(1-z)}{2}K_2O = 2(1-x)Na_yK_{1-y} \times$$

$$\times AlSiO_4 + xNa_zK_{1-z}AlSi_3O_8 + (1-x)CaCO_3, \text{ т. е.}$$

плагиоклаз = нефелин + щелочной полевой шпат + кальцит.

Это равновесие смещается вправо или влево в зависимости от изменения щелочности (μ_{K_2O} и μ_{Na_2O}) и давления углекислого газа. Изучение таких парагенезисов показало, что кальцит может служить хорошим индикатором глубинности и щелочности при кристаллизации интрузий нефелиновых сиенитов (Перчук, 1966).

Когда содержание кальцита в породе выше количества силикатных минералов, образуются так называемые карбонатиты. Они гетерогенны по своему происхождению. В ряде случаев установлена их магматическая природа. Наилучшими примерами могут служить современные излияния карбонатитовых лав в Центральной Африке, а также находки карбонатитов в срединных океанических хребтах.

Карбонатитовые магмы могут быть продуктом ликвации обычных базальтоидных расплавов, подвергшихся воздействию высокого давления углекислого флюида, богатого щелочными металлами (Перчук, 1971б, 1973).

Ликвационные явления в основных и ультраосновных магмах при высоких концентрациях серы, меди, никеля и железа нередко приводят к кристаллизации *пирротина, пентландита, пирита, халькопирита* и других минералов из сульфидного расплава. В таких случаях часто возникают очень крупные медно-никелевые месторождения (Норильск, Талнах, Бушвельд, Седбери). Однако эти минералы достаточно широко распространены во многих изверженных породах как акцессорные.

МАГМАТИЧЕСКИЕ РАСПЛАВЫ, ИХ СВОЙСТВА И СТРОЕНИЕ

Магматические расплавы представляют существенно ионные силикатные и алюмосиликатные расплавы с квазикристаллическим строением и сложной сиботаксической (или «роевой») структурой. В структуре расплава можно различать ближний порядок, где упорядоченность приближается к таковой в кристаллах, и дальний порядок, где в зависимости от силы взаимодействия возникают, существуют и распадаются («роятся») различные сиботаксические группировки компонентов.

Вследствие существенно кислородной основы расплавов структурное положение, форма нахождения, подвижность и кислотно-основные свойства компонентов в силикатных расплавах определяются главным образом характером и энергией связи с кислородом. Она может быть охарактеризована качественно — величиной ионного потенциала, а количественно — величиной энергии связи.

Кислотными свойствами в расплаве обладают элементы, имеющие значительный ионный потенциал (6 и более) и энергии связи с кислородом (более 60 ккал/г·атом на одну связь). Эти элементы, присоединяя кислород, образуют в расплаве различные комплексные анионы с существенной долей ковалентной связи и вследствие поляризации с высокой способностью к образованию полимерных анионных группировок. К таким элементам относятся кремний, фосфор, бор, цирконий и некоторые другие.

Основными свойствами в расплаве обладают элементы, имеющие малый ионный потенциал (менее 3) и невысокие энергии связи с кислородом (порядка 5—30 ккал/г·атом на одну связь). Основные компоненты образуют в расплаве свободные (или комплексные) катионы. К ним относятся щелочные металлы, кальций, магний и т. д.

Наконец, элементы, отличающиеся промежуточными значениями ионных потенциалов и энергии связи с кислородом (40—60 ккал/г·атом на одну связь), имеют, естественно, амфотерные свойства, проявляя себя как кислотные или основные компоненты в зависимости от общей кислотности расплава. К амфотерным компонентам относятся алюминий, трехвалентное железо, хром и др.

Кроме рассмотренных следует выделить еще одну группу компонентов расплава, к которой относятся кислород, сера, хлор, фтор, гидроксильная группа и им подобные. Эти компоненты отличаются высо-

кой поляризуемостью (которая возрастает с увеличением радиуса и заряда иона) и присутствуют в расплавах в виде простых или сложных комплексных анионов.

Отмеченная энергетическая неравнозначность связей различных катионов с кислородом приводит к тому, что квазикристаллический остов структуры расплава составляют более прочные упорядоченные кремнекислородные группировки, поляризованные в зависимости от кислотности расплава («ближняя структура»). Дальний порядок («дальняя структура») по отношению к остову структуры расплава обнаруживают основные компоненты, причем можно предполагать, что степень упорядоченности в «дальней структуре» возрастает с увеличением энергии связи катионов с кислородами остова.

Кислотность-основность силикатного расплава может, как известно, определяться концентрацией свободных анионов кислорода, которая возрастает по мере увеличения основности расплава. Если использовать индекс основности: $bs = \frac{O}{Z}$, где Z—Si, B, P и другие кислотные компоненты (в мольных единицах), то нетрудно убедиться, что наиболее кислые расплавы с $bs \leqslant 2$ (например, расплав кремнезема) будут характеризоваться наивысшей полимеризацией с тенденцией образования трехмерного кремнекислородного каркаса; при $2 < bs < 3$ расплавы тяготеют к двумерной, а при $3 < bs < 4$ — к линейной полимеризации. При $bs \geqslant 4$ (что отвечает, например, расплаву оливина) полимеризация в силикатном расплаве отсутствует. Полимеризация составляет существенную особенность магматических расплавов, определяя многие физические свойства их. Кроме отмеченной и наиболее важной зависимости от состава, полимеризация зависит от температуры: понижение температуры увеличивает полимеризацию расплава, которая является экзотермическим процессом.

От положения в структуре существенным образом зависит способность к перемещению компонентов в расплаве. Заметной подвижностью обладают только компоненты, находящиеся в «дальней структуре», причем их подвижность тем выше, чем меньше энергия связи (и энергия активации разрыва ее) с кислородом ближней структуры. Наименьшие энергии связи и энергии активации обусловливают значительно большую подвижность щелочных металлов по сравнению с другими компонентами, что хорошо подтверждается экспериментальными данными.

Силикатные расплавы характеризуются значительной растворимостью воды при повышенных давлениях. Растворимость воды зависит от температуры, давления и состава расплава. Экспериментальные данные по растворимости воды в расплавах находятся в соответствии с принципиальной термодинамической зависимостью:

$$d \ln X_{H_2O} = -\frac{(S^g_{H_2O} - S^l_{H_2O})}{RT} dT + \frac{(V^g_{H_2O} - V^l_{H_2O})}{RT} dP -$$

$$- d \ln f_{H_2O} \cong -\frac{(S^g_{H_2O} - S^l_{H_2O})}{RT} dT + \frac{(V^g_{H_2O} - V^l_{H_2O})}{RT} dP,$$

согласно которой растворимость воды уменьшается с увеличением температуры (так как мольная энтропия воды в газовой фазе $S^g_{H_2O}$ выше, чем в расплаве $-S^l_{H_2O}$) и увеличивается с повышением давления паров воды (поскольку мольный объем воды в газовой фазе $V^g_{H_2O}$ больше, чем в расплаве $-V^l_{H_2O}$).

Для количественной характеристики на рис. 33 суммированы экспериментальные данные многих исследователей по определению растворимости воды в расплавах кремнезема, альбита, гранита и базальта. Анализ данных показывает, что расплавы характеризуются существенной, но ограниченной растворимостью воды; непрерывный переход расплав — раствор для этих расплавов отсутствует. Для не очень высоких давлений (до 4000—6000 атм) изотермическая растворимость близка к линейной зависимости $X_{H_2O} = K\sqrt{P_{H_2O}}$. Устанавливается связь растворимости воды с составом силикатного расплава. Наименьшей растворимостью (в мольных долях) обладает расплав кремнезема, наибольшей — расплав альбита. Расплавы гранита и базальта характеризуются близкой мольной долей

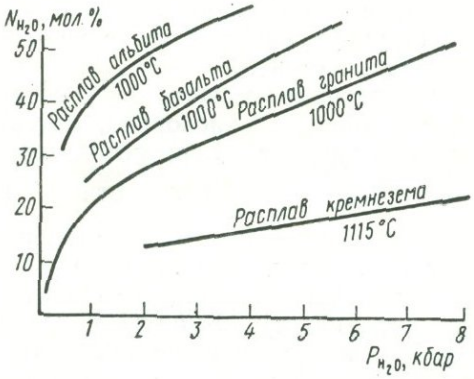


Рис. 33. Растворимость воды в расплавах альбита, базальта, гранита и кремнезема (в мольных процентах, определенных исходя из представлений о квазикристаллическом строении расплава)

растворимости воды. Экспериментальные данные показывают также, что растворимость воды возрастает по мере увеличения содержания щелочей в расплавах.

Отмеченные зависимости растворимости воды дают определенные основания для предположений о форме существования воды в силикатных расплавах. Можно полагать, что преимущественное значение имеет вода, присутствующая в расплаве в диссоциированном состоянии. Растворение воды в таком случае можно представить как реакцию молекул воды и ионов кислорода расплава с образованием гидроксильных групп: $H_2O + O = 2OH$ (в соответствии с этой схемой находится изотермическая растворимость $X_{OH^-} = \dfrac{\sqrt{a_{H_2O}\, a_{O^{2-}}}}{\gamma_{OH^-}k} = K\sqrt{P_{H_2O}}$).

В зависимости от состава расплава структурная роль образующихся гидроксильных групп будет различна. В расплав кремнезема молекула воды может войти, разрушив связи кремнекислородного каркаса таким образом, что одна молекула воды разрывает одну из связей —O—Si—O—Si с образованием двух гидроксильных связей: —O—Si—O—H, H—O—Si—O — это вызывает деполимеризацию и уменьшение кислотности расплава. Высокая прочность связей Si—O обусловливает весьма ограниченную растворимость воды в расплаве кремнезема. В силикатных расплавах, содержащих катионные группы (например, M — двухвалентный катион), вода занимает иное структурное положение. Молекула воды разрывает связь M—O, заменяя ее связями M—OH и Si—OH. Прочность связи M—O существенно меньше кремнекислородной связи, поэтому растворимость воды в основных расплавах выше, чем в расплаве кремнезема. Особенно существенно для петрогенетических целей поведение воды в расплавах, где катионы представлены щелочными металлами. В таких расплавах молекула воды, диссоциируя, отщепляет водород, который вытесняет щелочной металл в связи R—O, занимая его положение в «дальней структуре». Щелочные металлы оказываются ассоциированными с гидроксилами и

образуют в расплаве свободные группы R—OH. Замещение катионов щелочных металлов водородом воды энергетически наиболее благоприятно из всех возможных реакций растворения воды.

Можно полагать, что кроме диссоциированной воды в силикатных расплавах в определенных условиях существует и в процессе эволюции расплавов неизбежно появляется вода в молекулярной форме. Молекулярная вода может создавать гидратные оболочки ионов или входить в состав водных комплексов, может образовывать самостоятельную фазу, располагающуюся между структурными группами расплава с водородной или координационной связью с ними. Для нахождения в расплаве молекулярной воды благоприятны высокие давления, более низкие температуры. Наконец, молекулярная вода неизбежно возникает при кристаллизации вследствие ограниченной растворимости воды в расплавах.

Появление избыточной воды при кристаллизации расплава или вследствие понижения давления вызывает расслоение расплава с образованием второй, существенно водной фазы. В условиях низких давлений она существует как собственно газовая фаза и сравнительно быстро отделяется от расплава. В условиях высоких давлений водная фаза обладает высокой плотностью и в отношении главных характеристик (растворимость, диссоциация и т. д.) представляет жидкий водно-солевой раствор. В начальной стадии — при микрорасслоении — возможно удержание водной фазы в расплаве под действием сил связи молекул воды со структурными группами расплава. При увеличении размера обособлений водно-солевой раствор как существенно молекулярная жидкость, обладающая меньшим поверхностным натяжением, чем силикатный ионный расплав, будет отделяться («выталкиваться») из расплава, давая начало гидротермальным растворам.

Следует предполагать высокую подвижность воды в силикатных расплавах, осуществляющуюся для диссоциированной воды, вероятно, путем трансляции протона ионами кислорода, а для молекулярной воды — конвективным течением в поле градиента давлений.

Вода, растворенная в силикатных расплавах, оказывает существенное влияние на физические свойства расплавов, понижая их температуру плавления (см. ниже), вязкость, увеличивая электропроводность и подвижность основных компонентов в расплавах.

Силикатные расплавы растворяют, естественно, не только воду, но и другие летучие компоненты — CO_2, SO_3, H_2S, Cl_2 и т. д. Однако экспериментальные данные о растворимости и влиянии других летучих компонентов единичны и обсуждение их пока преждевременно. Отметим только, что растворимость углекислоты в расплавах приблизительно на порядок меньше, чем воды.

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Понижение температуры и изменение давления (повышение общего давления или уменьшение давления паров воды) вызывают кристаллизацию магматических расплавов. Общие закономерности кристаллизации расплавов как всяких фазовых переходов определяются термодинамическими параметрами систем. Однако в конкретном проявлении этих закономерностей существенной оказывается роль кинетических факторов, таких, как скорость образования и роста фаз, скорость диффузии компонентов и т. п.

Кристаллизация природных магматических расплавов — процесс необратимый. Однако протекание этого необратимого процесса, особен-

но в глубинных условиях, таково, что в каждый момент времени, в каждом данном участке осуществляется тенденция к однозначному соответствию состояния систем факторам минералообразования, т. е. к равновесным соотношениям. Поэтому закономерности изменения фазового состава при кристаллизации расплавов с успехом могут быть рассмотрены на основе равновесной термодинамики, путем изучения и приложения диаграмм состояния систем.

В настоящее время известно большое число диаграмм состояния силикатных систем, показывающих зависимость между температурой, давлением, химическим и фазовым (минеральным) составом систем (*T—P—X* диаграммы). Хотя ни одна из экспериментально изученных систем не отвечает полностью составу какой-либо магматической породы и они могут рассматриваться только как существенно упрощенные праобразы, тем не менее физико-химические закономерности кристаллизации расплавов являются общими, и знание упрощенных экспериментальных диаграмм состояния составляет обязательный этап в изучении и понимании более сложных природных магматических систем.

Несмотря на значительное разнообразие диаграммы состояния силикатных и других по составу систем (особенно широко изучены системы в технологических целях, при $P=1$ атм), все они представляют комбинации небольшого числа типических соотношений, которые включают: а) конгруэнтное плавление, б) инконгруэнтное плавление, в) отсутствие растворимости в твердом состоянии, г) ограниченную растворимость в твердом и жидком состоянии и д) неограниченную растворимость в твердом и жидком состоянии. Системы, естественно, различаются по составу и числу компонентов — одно-, двух-, трех- и многокомпонентные. Однако принципиальное значение, определяющее физико-химические особенности и тип диаграммы состояния, имеет присутствие в составе системы летучих компонентов. Соответственно различают: 1) системы в конденсированном состоянии, или конденсированные системы, и 2) системы с летучими компонентами.

Общая *T—P—X* диаграмма состояния системы показывает аналитически выражаемую правилом фаз ($n=K+2-r$) зависимость между интенсивными параметрами системы (температура, давление=2), химическим составом системы (число компонентов K) и фазовым составом системы (число фаз r). Оказалось удобным интенсивные параметры изображать в декартовых координатах, а химический состав системы — в барицентрических, в которых геометрическая фигура — отрезок, треугольник, принимается за единичное количество (мольное или весовое), а состав фигуративных точек внутри фазы определяется по правилу центра тяжести или рычага (см. ниже). Хотя барицентрические координаты и понижают на единицу размерность диаграмм, тем не менее уже для двухкомпонентной *T—P—X* диаграммы необходима трехмерная фигура. Поэтому диаграммы состояния обычно представлены в виде изобарических сечений (*T—X* диаграммы), для которых правило фаз соответственно $n=K+1-r$ (один интенсивный параметр — температура, давление постоянно и не оказывает влияния на изменение фазового состава системы).

Конденсированные системы с конгруэнтным плавлением без твердых растворов и соединений

Конгруэнтным называется плавление, при котором состав образующегося расплава полностью отвечает составу твердой фазы. Кон-

груэнтно плавятся многие минералы, например отвечающие по составу окислам: кварц, корунд, периклаз и другие более сложные по составу силикаты: форстерит, диопсид, альбит, лейцит и другие. Каждый конгруэнтно плавящийся минерал или фаза (для общности мы будем употреблять последнее обозначение) могут рассматриваться как независимые компоненты системы. Они имеют собственные температуры плавления (T_m) и собственные теплоты плавления $Q_m = -\Delta H_m$, которые равны (с обратным знаком) изменению энтальпии фазового перехода твердое $\rightleftarrows$ жидкое. T_m и Q_m находятся в некоторой пропорциональной зависимости: чем больше Q_m, тем выше T_m. Смесь конгруэнтно плавящихся фаз имеет меньшую температуру плавления, чем температура плавления каждой из фаз. Эта зависимость характеризуется термодинамическим соотношением

$$d \ln a_b^l = \frac{\Delta H_m}{RT^2} dT \qquad (1)$$

или

$$d \ln x_b^l = \frac{\Delta H_m}{RT^2} dT - d \ln \gamma_b^l, \qquad (2)$$

которое применительно к идеальным системам (без последнего члена уравнения 2) известно как уравнение Шредера. Уравнение показывает, что уменьшение содержания мольной доли X компонента в системе должно приводить к уменьшению температуры его плавления в системе. Это в равной мере справедливо для всех компонентов системы. Тогда следует, что при каком-то определенном составе температура

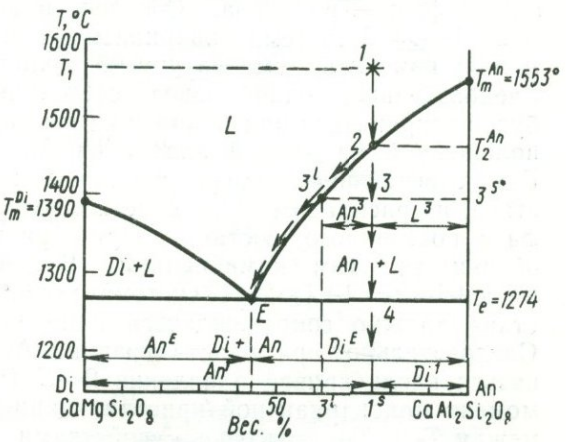


Рис. 34. T—X диаграмма состояния конденсированной системы (диаграмма плавкости) диопсид—анортит при $P=1$ атм. Объяснение обозначений см. в тексте

плавления или кристаллизации будет наименьшей, одинаковой для нескольких фаз системы (число которых равно числу компонентов) и из расплава этого определенного состава при этой наименьшей температуре будут одновременно кристаллизоваться эти фазы системы. Такое состояние системы называется эвтектическим, или просто эвтектикой. В зависимости от числа компонентов системы выделяют двойные (бинарные), тройные, четверные эвтектики и т. д. Наконец, если к двойной эвтектике прибавлять какой-либо третий компонент, то температура двойной эвтектики в соответствии с уравнением Шредера будет понижаться таким образом, что каждому составу будет отвечать определенная температура плавления. Каждое из отмеченных состояний и все вместе объединяются под названием котектики, а совокупность котектических точек на диаграмме образует котектическую линию. Нетрудно убедиться, что в тройной системе каждая котектическая линия начинается в бинарной, а кончается в тройной эвтектике.

Обсудим свойства рассматриваемого типа диаграмм состояния конденсированных систем (или, как их называют упрощенно, диаграмм плавкости) на некоторых примерах, важных для петрологии.

На рис. 34 показана T—X диаграмма ($P=1$ атм) системы диопсид (Di) — анортит (An), в которой оба компонента представляют конгруэнтно плавящиеся фазы и не образуют между собой соединений. *Сплошными линиями на диаграмме разделены поля стабильности* возможных фаз системы: L (расплав), L+Di, An+L, Di+An. Фазовые границы — линии $T_m^{Di}E$ и $T_m^{An}E$ — представляют кривые плавления соответственно Di и An, описываемые уравнением Шредера. Легко видеть, например, что чистый Di плавится или кристаллизуется при $T_m^{Di}=1390°C$, по мере увеличения в системе содержания An температура плавления Di понижается вплоть до эвтектики (E), в которой *одновременно кристаллизуются* Di *и* An.

Рассмотрим в качестве примера кристаллизацию расплава, обозначенного фигуративной точкой 1. Состав расплава и закристаллизовавшейся из него смеси фаз определяется по правилу барицентрических координат: опустив из точки 1 перпендикуляр (линия 1^s) на ось абсцисс, отсечем отрезки, пропорциональные содержанию An и Di: отрезок Di 1^s показывает содержание An в расплаве $1(An^1)$, отрезок An 1^s—*содержание* Di (Di^1). *При температуре, отвечающей точке* 1 (T_1), система, состав которой задан точкой 1, существует в виде одной гомогенной фазы — расплава. Согласно правилу фаз в поле $n=K+1-r=2+1-1=2$ система дивариантна, т. е. не изменяя фазового состава, можно изменять температуру и мольные соотношения компонентов. *Следовательно, однофазовое состояние системы* 1 *в виде расплава* будет сохраняться при понижении температуры вплоть до точки 2, расположенной на кривой плавления An. При достижении температуры T_2^{An}, отвечающей температуре плавления An в системе заданного состава, из расплава начнет кристаллизоваться An, в данной системе как фаза постоянного состава. При кристаллизации An расплав будет обедняться этим компонентом. В соответствии с правилом фаз $n=K+1-r=2+1-2=1$ система моновариантна, т. е. изменение состава должно сопровождаться изменением температуры, и наоборот. Следовательно, при кристаллизации An состав расплава будет изменяться вдоль кривой плавления 2—E (показано стрелками). В любой момент моновариантной кристаллизации, т. е. при любой температуре между T_2 и T_E, *пользуясь свойствами барицентрических координат*, можно определить состав и количества фаз. Например, для T_3: проекция точки 3^l на ось абсцисс показывает состав расплава; отношение отрезков $\frac{3.3^s}{3^l.3^s}$ отвечает количеству расплава, а $\frac{3^l.3}{3^l.3^s}$ — количеству An. *Моновариантная кристаллизация* An+L *будет продолжаться* вплоть до достижения эвтектики. В эвтектике из расплава кроме анортита будет кристаллизоваться также диопсид, система нонвариантна ($n=K+1-r=2+1-3=0$), температура и состав будут оставаться неизменными вплоть до полной раскристаллизации расплава. Состав эвтектического расплава легко определяется проектированием точки E на ось составов (на рис. 34 отрезки An^E, Di^E), относительные количества кристаллизующихся фаз отвечают их соотношениям в расплаве. Относительные количества расплава и твердых фаз в каждый момент эвтектической кристаллизации по диаграмме определить нельзя, так как количество расплава определяется теплосодержанием или энтропией системы, которые не отражены на диаграмме.

Рассмотренный процесс кристаллизации удобно записать в виде краткой схемы: $\frac{L}{1\to 2}\to\frac{An+L}{2\to E}\to\frac{L+An+Di}{E}$.

Наконец, после полной раскристаллизации расплава система снова становится моновариантной (две фазы: An+Di, $n=K+1-r=1$), возможно дальнейшее понижение температуры системы без изменения фазового состава вплоть до каких-либо фазовых превращений, которые будут протекать уже в твердом состоянии или, как еще его обозначают, — в области субсолидуса.

В качестве примера **трехкомпонентной диаграммы плавкости** с конгруэнтным плавлением фаз и без образования соединений рассмотрим диаграмму состояния системы периклаз (Per) — шпинель (Spl) — форстерит (Fo), представляющую часть более общей диаграммы системы $MgO—Al_2O_3—SiO_2$.

На рис. 35 представлена пространственная $T—X$ диаграмма системы (рис. 35, *а*) и ее проекция на треугольник составов (рис. 35, *б*). На диаграммах e_1, e_2, e_3 — бинарные эвтектики в краевых системах: E — тройная эвтектика; e_1E, e_2E, e_3E — котектические линии; $T_m^{Per}\,e_2Ee_1$, $T_m^{Spl}\,e_1Ee_3$, $T_m^{Fo}\,e_2Ee_3$ — поверхности плавления соответственно периклаза, шпинели и форстерита, которые представляют фазовые

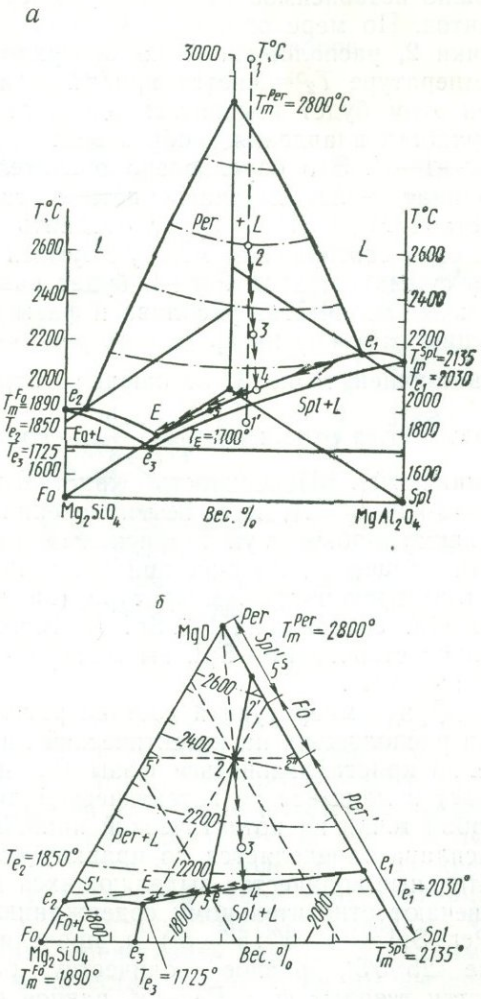


Рис. 35. $T—X$ диаграмма (*а*) и проекция ее на треугольник составов (*б*) системы периклаз — шпинель — форстерит

границы $L\rightleftharpoons L+S$ (твердая фаза) и показывают состав расплава, находящийся в равновесии с твердой фазой при данной температуре (штрихпунктиром на рис. 35 показаны некоторые изотермы). В качестве примера рассмотрим кристаллизацию расплава, обозначенного фигуративной точкой 1. Состав полностью закристаллизовавшегося расплава, или, что то же, содержание в расплаве конгруэнтно плавящихся компонентов, определяется по правилу барицентрических координат: спроектировав точку 1 на треугольник составов (точка 1′, а на проекции точка 1′=2) и проведя через нее прямые, параллельные сторонам треугольника, получим на каждой стороне отрезки, пропорциональные содержанию компонентов: например, на стороне Per—Spl

(рис. 35, *б*) отрезком Per—2′ показано содержание Spl, 2′—2″ — содержание Fo и 2″ — Spl — содержание Per (все отрезки в долях от единичного значения, выраженного длиной стороны Per—Spl). При температуре, отвечающей точке 1, в системе заданного состава существует только расплав, система трехвариантна ($n=K+1-r=3+1-1=3$), т. е. в области существования одного расплава возможно независимое изменение температуры и содержаний двух компонентов. По мере охлаждения системы фигуративный состав достигнет точки 2, расположенной на поверхности плавления периклаза, и при температуре T_2 начнется кристаллизация периклаза. Состав расплава при этом будет изменяться вдоль линии 2—4, расположенной на поверхности плавления и образованной при пересечении ее с плоскостью Per—1—1′. Это обусловлено обязательным для барицентрических координат свойством слагаемости составов: удаление из расплава фазы состава MgO (Per) будет обеднять расплав этим компонентом, не изменяя соотношений между другими компонентами и всякий раз так, что сумма составов Per+*L* будет равна исходному составу 2. Относительные количества расплава и фазы Per можно определить по соотношению отрезков на проекции (рис. 35, *б*). Например, для температуры, отвечающей точке 3, отношение отрезков $\frac{2-3}{\text{Per}-3}$ равно количеству фазы Per, а отношение $\frac{\text{Per}-2}{\text{Per}-3}$ — количеству расплава (отрезок Per—3 единичный). Поверхность кристаллизации периклаза дивариантна ($n=3+1-2=2$), т. е. без изменения фазового состава возможно изменение любых двух интенсивных параметров, однако по физической сути процессов, идущих при кристаллизации в системе, такими параметрами являются температура (перемещение по линии 2—4) и соотношение содержания Fo : Spl (возможное перемещение точки 2 параллельно стороне Fo—Spl, вызываемое изменением фигуративного состава системы).

При температуре и составе расплава, отвечающего точке 4, которая расположена на котектической линии, из расплава начнут одновременно кристаллизоваться фазы Per и Spl. Состав расплава при этом будет изменяться по котектической линии от точки 4 до точки E. Для любой точки на котектической кривой (например, для точки 5) состав расплава определяется по правилу барицентрических координат; относительные количества выделяющихся из расплава кристаллов Per и Spl отвечают относительному содержанию этих компонентов в расплаве (Per : Spl = Fo—5″ : 5″—5′) и, проведя прямую $5'25^s$, получим отношение $25^s/5'5^s$, равное количеству расплава, $5'2/5'5^s$, равное количеству твердых фаз, Per—5^s, равное количеству Spl, и Spl—5^s, равное количеству Per. Трехфазовая система (L + Per + Spl : $n=3+1-3=1$) моновариантна: изменению температуры отвечает однозначное изменение состава котектического расплава.

Кристаллизация расплава закончится в эвтектической точке E, где из расплава будут одновременно кристаллизоваться все твердые фазы системы: Per, Spl, Fo. Относительные количества выделяющихся фаз отвечают соотношению компонентов в расплаве, легко определяемому по правилам барицентрических координат. В эвтектической точке система нонвариантна ($n=3+1-4=0$) и эвтектическая температура сохраняется постоянной до полной раскристаллизации расплава.

Аналогичным образом анализируются и все другие диаграммы плавкости трехкомпонентных систем с конгруэнтным плавлением. Они обычно представлены в виде проекций на треугольник составов (см.

рис. 35, *б*), поскольку эти проекции содержат всю необходимую информацию о системе.

Четырехкомпонентные системы графически анализировать весьма затруднительно (диаграмма представляет T — x проекцию на тетраэдр составов), а системы с большим числом компонентов вообще невозможно без специальных искусственных преобразований диаграмм.

Конденсированные системы без твердых растворов с соединениями, плавящимися конгруэнтно

Отличие диаграмм этого типа от рассмотренных выше состоит только в том, что выбранные компоненты системы образуют соединения, которые также плавятся конгруэнтно. На T—x диаграммах систем такого типа кривые плавления (в бинарных системах) или поверхности плавления (в тройных системах) имеют один или несколько максимумов (по числу соединений), и точка каждого максимума по составу отвечает каждому соединению. Соответственно числу соединений в системе увеличивается число эвтектических точек.

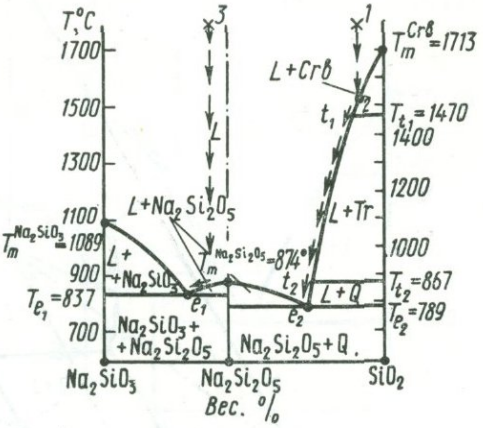


Рис. 36. T—X диаграмма системы Na_2SiO_3—SiO_2. Диаграмма плавкости с конгруэнтно плавящимся соединением

Рассмотрим в качестве примера диаграмму плавкости бинарной системы Na_2SiO_3—SiO_2 (рис. 36). В этой системе существует соединение постоянного состава $Na_2Si_2O_5$, которое плавится конгруэнтно при $T=874°$ С. Соответственно на кривой плавления имеется максимум, и кристаллизация составов, менее богатых кремнеземом, чем Na_2SiO_5, будет заканчиваться в эвтектической точке e_1, а более богатых кремнеземом, чем Na_2SiO_5, в точке e_2. В остальном схема кристаллизации аналогична простым диаграммам с эвтектикой. Нетрудно видеть, что рассматриваемую диаграмму можно представить как две диаграммы, каждая с одной эвтектикой, если в качестве компонентов мы выберем Na_2SiO_3—$Na_2Si_2O_5$ и $Na_2Si_2O_5$—SiO_2 (штрихпунктир на рис. 36).

Еще одна особенность диаграммы связана с существованием полиморфных разновидностей у кремнезема. При понижении температуры будут происходить полиморфные переходы кристобалит — тридимит ($T_{t_1}=1470°$) и тридимит — кварц ($T_{t_2}=867°$). Поскольку все эти фазы постоянного состава, температура перехода (при постоянном давлении) строго определена и поля кристаллизации этих минералов на диаграмме отделены изотермами. Полиморфные превращения протекают при нонвариантном состоянии системы ($n=K+1-r=2+1-3=0$), поэтому состав расплава при температуре перехода (T_{t_1} и T_{t_2}) остается постоянным.

Приведены схемы кристаллизации расплавов, состав которых отвечает фигуративным точкам 1 и 3:

т. 1 $\xrightarrow[1\to 2]{\mathrm{L}} \xrightarrow[2\to t_1]{\mathrm{L+Crb}} \xrightarrow[t_1]{\mathrm{L+Crb+Tr}} \xrightarrow[t_1\to t_2]{\mathrm{L+Tr}} \xrightarrow[t_2]{\mathrm{L+Tr+Q}} \xrightarrow[t_2\to e_2]{\mathrm{L+Q}} \xrightarrow[e_2]{\mathrm{L+Q+Na_2Si_2O_5}}$,

т. 3 $\xrightarrow[3\to 4]{\mathrm{L}} \xrightarrow[4\to e_1]{\mathrm{L+Na_2Si_2O_5}} \xrightarrow[e_1]{\mathrm{L+Na_2Si_2O_5+Na_2SiO_3}}$.

На рис. 37 представлена схематическая T—X проекция трехкомпонентной диаграммы плавкости системы с соединениями, плавящимися

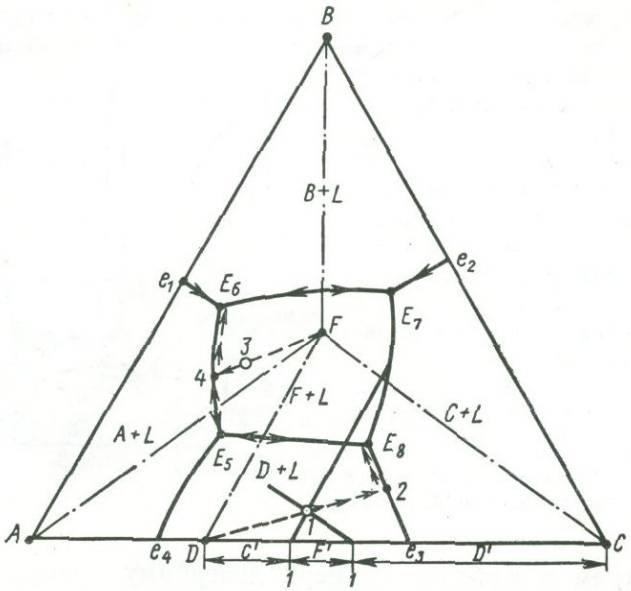


Рис. 37. Схема проекции T—X диаграммы тройной системы с конгруэнтно плавящимися двойным (D) и тройным (F) соединениями

конгруэнтно, из которых фаза D двухкомпонентная и фаза F — трехкомпонентная. Особенность диаграмм этого типа состоит в том, что котектические линии, отвечающие изменению состава расплава при кристаллизации в трехкомпонентной системе фазы — соединения, плавящегося конгруэнтно, имеют максимум. Этот максимум располагается на пересечении котектических линий с коннодами, соединяющими фигуративные составы сосуществующих фаз (на рис. 37 коннеды обозначены штрихпунктиром). Соответственно кристаллизация расплавов, фигуративные точки которых располагаются внутри какого-либо из фазовых треугольников (ABF, BCF, CDF, ADF), будет заканчиваться в эвтектической точке, расположенной в том же фазовом треугольнике (соответственно в точках E_5, E_6, E_7 и E_8). В остальном закономерности кристаллизации, изменения составов расплавов, определение их состава и количественных соотношений фаз полностью аналогичны диаграммам с одной эвтектикой. Обратим еще раз внимание на то, что каждый из отмеченных фазовых треугольников может рассматриваться как самостоятельная диаграмма с одной эвтектической точкой.

На рис. 37 также показаны:

1) состав фигуративной точки 1 в отношении содержания фаз C, D и F;

2) кристаллизация расплава, состав которого обозначен точкой 1:

$$\frac{L+D}{1\to 2}\to\frac{L+D+C}{2\to E_8}\to\frac{L+C+D+F}{E_8};$$

3) кристаллизация расплава, обозначенного точкой 3:

$$\frac{L+F}{3\to 4}\to\frac{L+A+F}{4\to E_6}\to\frac{L+F+A+B}{E_6}.$$

Конденсированные системы с соединениями, плавящимися инконгруэнтно

Инконгруэнтным называется такое плавление (растворение), в результате которого образуются расплав, не отвечающий по составу соединению, и твердая фаза. Формула инконгруэнтного плавления: D→L+A. Иначе инконгруэнтное плавление называют плавлением с разложением. Обратно кристаллизация инконгруэнтных соединений происходит в результате реакции ранее выделяющихся фаз с расплавом (A+L→D). Реакция инконгруэнтного разложения с плавлением носит также название перитектической реакции, соответствующее состояние системы называется перитектикой.

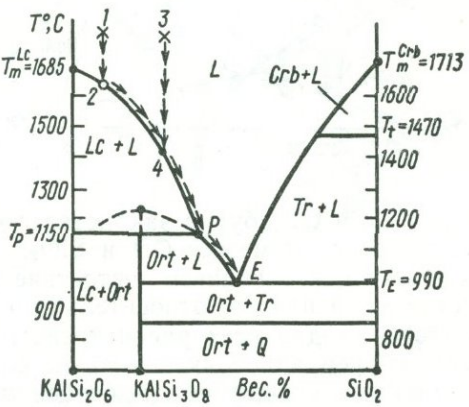


Рис. 38. *T*—*X* диаграмма системы лейцит ($KAlSi_2O_6$) — кремнезем (SiO_2) с инконгруэнтно плавящимся соединением ($KAlSi_3O_8$)

Отличительный признак соединений, плавящихся инконгруэнтно, состоит в том, что фигуративная точка состава соединения (D) располагается (при температуре плавления) в поле кристаллизации другой фазы (A). Такое положение и определяет инконгруэнтное плавление соединения (D→A+L).

Рассмотрим особенности перитектической кристаллизации на примере бинарной системы лейцит—кремнезем. На рис. 38 представлена *T*—*X* диаграмма системы (*P*=1 атм). Калиевый полевой шпат в этих условиях плавится инконгруэнтно: фигуративная точка плавления (максимум на пунктирной кривой) его лежит в поле устойчивости лейцита и расплава. Поэтому при *T*=1150° протекает перитектическая реакция: Ort⇄Lc+L. Реакция нонвариантна ($n=K+1-r=2+1-3=0$). Температура и состав системы остаются в течение перитектической реакции постоянными вплоть до исчезновения в процессе этой реакции одной из фаз. Схемы кристаллизации фигуративных составов 1 и 3:

$$\frac{L}{1\to 2}\to\frac{L+Lc}{2\to P}\to\frac{L+Lc\to Ort}{P},$$

$$\frac{L}{3\to 4}\to\frac{L+Lc}{4\to P}\to\frac{L+Lc\to Ort}{P}\to\frac{L+Ort}{P\to E}\to\frac{L+Ort+Tr}{E}.$$

Различия между рассмотренными примерами состоят в следующем. При исходном составе 1 кристаллизация заканчивается в перитектике: реакция L+Lc→Ort протекает до полного исчерпания расплава. При исходном составе 3 перитектическая реакция протекает до исчезновения лейцита и затем из расплава будет кристаллизоваться калиевый полевой шпат вплоть до эвтектики L+Ort+Tr. Отмеченные различия связаны с составом исходного расплава: все составы, расположенные

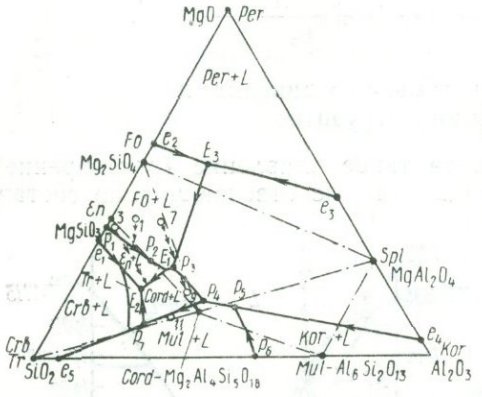


Рис. 39. Проекция $T - X$ диаграммы состояния системы $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$. Тройная система с инконгруэнтным плавлением. Температура, °С: $T_m^{Per} = 2800$, $T_m^{Kor} = 2050$, $T_m^{Crb} = 1713$, $T_m^{Fo} = 1860$, $T_m^{Spl} = 2135$, $T_{e_1} = 1550$, $T_{e_2} = 1760$, $T_{e_3} = 2030$, $T_{e_4} = 1925$, $T_{E_1} = 1700$, $T_{E_2} = 1345$, $T_{P_1} = 1555$, $T_{P_2} = 1360$, $T_{P_3} = 1370$, $T_{P_4} = 1455$, $T_{P_5} = 1575$, $T_{P_6} = 1810$, $T_{P_7} = 1445$

между Lc и Ort, будут закристаллизовываться полностью в перитектике, все составы между Ort и SiO_2 — в эвтектике. Остальные свойства диаграммы, касающиеся эвтектической кристаллизации, определены составом расплавов, относительного количества фаз и т. д., полностью аналогичны для всех рассмотренных диаграмм. Мы не будем в дальнейшем специально указывать на это, останавливаясь только на отличительных и специфических особенностях новых диаграмм.

В качестве примера трехкомпонентной системы с инконгруэнтным плавлением на рис. 39 приведена схематизированная (опущено поле сапфирина и двух жидкостей) диаграмма состояния системы $MgO—Al_2O_3—SiO_2$. На диаграмме представлены 6 фаз с конгруэнтным плавлением (кристобалит, тридимит, форстерит, периклаз, шпинель, корунд) и 3 фазы с инконгруэнтным плавлением — двухкомпонентные соединения (энстатит и муллит[1]) и трехкомпонентное (кордиерит). На диаграмме штрихпунктиром показаны коннноды сосуществующих фаз, нанесены фигуративные точки расплавов и пути их кристаллизации. Изотермы для облегчения сняты, температуры соответствующих точек обозначены в подписи к рис. 39. Для удобства часть рассматриваемой диаграммы на рис. 40 приведена в увеличенном масштабе.

Анализ процесса кристаллизации в трехкомпонентных системах с инконгруэнтным плавлением в ряде случаев затруднителен, поэтому важна последовательность проведения его. Прежде всего по положению фигуративной точки определяют фазы, в которые должен быть закристаллизован расплав, затем находят точку окончания кристаллизации расплава и после этого — путь кристаллизации (линия, показывающая изменение состава расплава). Рассмотрим типичные примеры кристаллизации.

---

[1] В последнее время высказывается мнение о иных фазовых соотношениях: конгруэнтное плавление муллита, переменный состав его. Мы оставим диаграмму в том виде, в каком она обычно приводится в справочниках.

А. Кристаллизация расплава, заданного фигуративной точкой 1. В соответствии с расположением точки в треугольнике составов закристаллизовавшийся расплав будет сложен En+Fo+Cord. Следовательно, кристаллизация расплава закончится в точке E_1, где сосуществуют все эти три фазы. Проследим путь кристаллизации $1\rightarrow 2\rightarrow P_2\rightarrow E_1$. При достижении температуры, отвечающей точке 1, из расплава начинает кристаллизоваться Fo, состав расплава изменяется от точки 1 по направлению к линии P_1P_2. При достижении расплавом точки 2, расположенной на перитектической кривой P_1—P_2, начинается инконгруэнтная кристаллизация En. Перитектическая реакция происходит за счет взаимодействия Fo и расплава с кристаллизацией En. При этом количество форстерита в системе уменьшается, а состав расплава изменяется вдоль перитектической кривой по направлению к точке P_2,

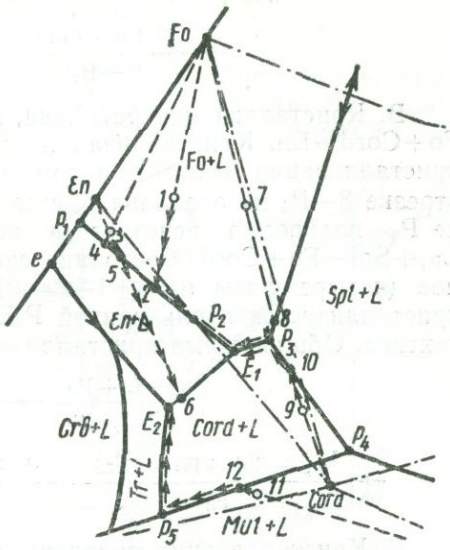


Рис. 40. Часть диаграммы системы MgO—Al_2O_3—SiO_2 с путями кристаллизации типовых фигуративных точек

поскольку в результате реакции из расплава изымается только кремнезем и расплав относительно обогащается глиноземом. Инконгруэнтная реакция на перитектической кривой должна быть записана как $L_{2+m}+Fo\rightarrow En+L_{2+n}$ (где $n>m$ — любое состояние вплоть до $2+n=P_2$). Эти соотношения хорошо видны и графически: в соответствии с правилом слагаемости составов совокупность фаз $Fo+L_{2+m}$ может быть заменена ассоциацией $En+L_{2+n}$ только в том случае, если состав L_{2+n} расположен ближе к P_2, нежели состав L_{2+m}. На перитектической кривой система моновариантна (три фазы: Fo, En, L и $n=K+1-r=1$), что отвечает сопряженному изменению температуры и состава расплава. При достижении расплавом точки P_2 перитектическая реакция закончится, расплав окажется насыщенным и энстатитом и форстеритом и в дальнейшем на пути P_2—E из него будут кристаллизоваться En и с ним одновременно снова Fo—по котектическому принципу. Наконец, в точке E происходит эвтектическая кристаллизация Fo+En+Cord. Общая схема кристаллизации расплава, заданного фигуративной точкой 1:

$$\frac{L+Fo}{1\rightarrow 2}\rightarrow\frac{L_{2+m}+Fo\rightarrow En+L_{2+n}}{2\rightarrow P_2}\rightarrow\frac{L+En+Fo}{P_2\rightarrow E_1}\rightarrow\frac{L+En+Fo+Cord}{E_1}.$$

Б. Кристаллизация расплава, заданного фигуративной точкой 3. Состав системы: En+Cord+SiO_2 (тридимит). Кристаллизация закончится в точке E_2. Особенность кристаллизации состоит в том, что в ходе перитектической реакции $L+Fo\rightarrow En+L$, протекающей на отрезке 4—5 перитектической кривой, в точке 5 будет исчерпан весь Fo (состав 3 полностью слагается из фаз $En+L_5$). Далее будет происходить кон-

груэнтная кристаллизация En в поле En+L с изменением состава расплава $L_5 \rightarrow L_6$, затем следует котектическая кристаллизация En+Cord ($L_6 \rightarrow E_2$) и конечная кристаллизация в эвтектике E_2. Общая схема кристаллизации:

$$\frac{L + Fo}{3 \rightarrow 4} \rightarrow \frac{L_{4(+m)} + Fo \rightarrow En + L_{4+n}}{4 \rightarrow 5} \rightarrow \frac{L + En}{5 \rightarrow 6} \rightarrow$$

$$\rightarrow \frac{L + En + Cord}{6 \rightarrow E_2} \rightarrow \frac{L + En + Cord + Tr}{E_2}.$$

В. Кристаллизация расплава, заданного точкой 7. Состав системы: Fo+Cord+En. Кристаллизация заканчивается в точке E_1. Особенность кристаллизации состоит в том, что вдоль котектической кривой на отрезке 8—P_3 из расплава вместе с Fo выделяется Spl, которая в точке P_3 полностью исчезает в результате перитектической реакции $L_{P_3} + Spl \rightarrow Fo + Cord$. Состояние системы при этой реакции нонвариантное (четыре фазы $n=3+1-r=0$). После растворения Spl расплав кристаллизуется вдоль кривой P_3E_1 и в точке E_1, как котектика и эвтектика. Общая схема кристаллизации:

$$\frac{L + Fo}{7 \rightarrow 8} \rightarrow \frac{L + Fo + Spl}{8 \rightarrow P_3} \rightarrow$$

$$\rightarrow \frac{L_{P_3} + Spl \rightarrow Fo + Cord}{P_3} \rightarrow \frac{L + Fo + Cord}{P_3 \rightarrow E_1} \rightarrow \frac{L + Fo + Cord + En}{E_1}.$$

Г. Кристаллизация расплава, заданного точкой 9. Состав системы: Cord+Fo+En. Схема кристаллизации аналогична рассмотренному выше случаю, с той разницей, что начинается она в поле L+Cord:

$$\frac{L + Cord}{9 \rightarrow 10} \rightarrow \frac{L + Cord + Spl}{10 \rightarrow P_3} \rightarrow \frac{L_{P_3} + Spl \rightarrow Cord + Fo}{P_3} \rightarrow$$

$$\rightarrow \frac{L + Cord + Fo}{P_3 \rightarrow E_1} \rightarrow \frac{L + Cord + Fo + En}{E_1}.$$

Д. Кристаллизация расплава, заданного точкой 11. Состав системы: Cord+En+Tr. Путь кристаллизации: $11 \rightarrow 12 \rightarrow P_5 \rightarrow E_2$. Особенности кристаллизации следующие. На отрезке 12—P_5 протекает моновариантная перитектическая реакция: $L_{12+m} + Mul \rightarrow Cord + L_{12+n}$ вплоть до достижения расплавом точки P_5. В перитектической точке P_5 — нонвариантная перитектическая реакция $Mul + L_{P_5} \rightarrow Cord + Tr$, которая протекает до полного исчезновения Mul. Затем следует котектическая и эвтектическая кристаллизация на пути P_5—E_2 и в точке E_2. Общая схема кристаллизации:

$$\frac{L + Mul}{11 \rightarrow 12} \rightarrow \frac{L_{12+m} + Mul \rightarrow Cord + L_{12+n}}{12 \rightarrow P_5} \rightarrow \frac{L_{P_5} + Mul \rightarrow Cord + Tr}{P_5} \rightarrow$$

$$\rightarrow \frac{L + Cord + Tr}{P_5 \rightarrow E_2} \rightarrow \frac{L + Cord + Tr + En}{E_2}.$$

Конденсированные системы с неограниченной растворимостью в жидком и твердом состоянии

Этот тип охватывает диаграммы состояния систем, компоненты которых образуют неограниченные твердые растворы. Фазовые соотно-

шения в системах с твердыми растворами характеризуются следующей термодинамической зависимостью:

$$d \ln \frac{a_b^l}{a_b^s} = \frac{\Delta H_m}{RT^2} dT, \tag{3}$$

$$d \ln \frac{x_b^l}{x_b^s} = \frac{\Delta H_m}{RT^2} dT - d \ln \frac{\gamma_b^l}{\gamma_b^s}. \tag{4}$$

Применительно к идеальным растворам (без последнего члена уравнения 4) оно известно как уравнение Ван-Лаара. Уравнение Ван-Лаара показывает, что содержание компонентов в расплаве в твердом растворе различно и каждой температуре отвечает определенный состав сосуществующих расплава и твердого раствора. Кривая плавления, таким образом, состоит из двух ветвей: одна из них показывает состав расплава — она носит название кривой ликвидуса, или просто ликвидуса, другая — показывает состав сосуществующего твердого раствора — она носит название кривой солидуса, или просто солидуса. Наконец, поле диаграммы и соответственно состояние системы между ликвидусом и солидусом называется субликвидусом, а ниже кривой солидуса — субсолидусом.

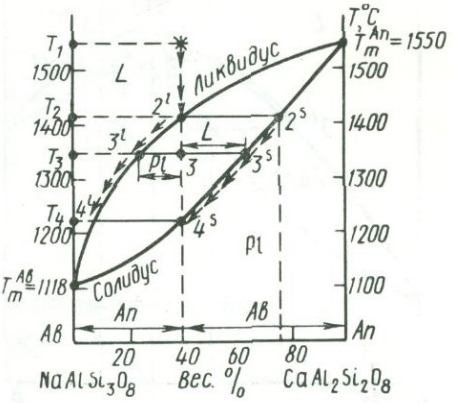


Рис. 41. T—X диаграмма плавкости для твердых растворов плагиоклазового ряда (по Н. Боуэну)

В качестве примера бинарной системы с твердыми растворами на рис. 41 приведена T—X диаграмма плагиоклаза. Этот тип диаграммы состояния твердых растворов, к которому также относятся другие петрологически важные системы (например, оливины), обозначается нередко как I тип Розебома (по имени исследователя, теоретически рассмотревшего главные возможные типы бинарных систем с твердыми растворами). Диаграммы I типа отличаются монотонным изменением кривых ликвидуса и солидуса, целиком располагающихся в интервале температур плавления чистых компонентов.

Рассмотрим в качестве примера кристаллизацию расплава, заданного точкой 1. В интервале T_1—T_2 существует расплав. При T_2 расплав достигает кривой ликвидуса (точка 2^l) и из него начинается кристаллизация твердой фазы. Состав выделяющихся кристаллов легко определить графически, проведя изотерму (линия, параллельная оси абсцисс) через точку 2^l до пересечения ее с кривой солидуса (точка 2^s) и опустив последнюю на абсциссу составов. При заданном составе 1 — при T_2 из расплава, по составу отвечающему плагиоклазу с 40% анортитовой молекулы (Pl_{40}) начнет кристаллизоваться плагиоклаз с содержанием 76% анортитовой молекулы (Pl_{76}). В точке 2 система моновариантна ($n = K + 1 - r = 2 + 1 - 2 = 1$); соответственно понижению температуры будет отвечать определенное изменение составов сосуществующих расплава и твердых фаз. Изменение состава расплава будет происходить по кривой ликвидуса $2^l \rightarrow 3^l \rightarrow 4^l$, изменение состава твердого раствора — по кривой солидуса $2^s \rightarrow 3^s \rightarrow 4^s$. Изменение состава

твердого раствора осуществляется за счет реакции ранее выделившихся кристаллов с расплавом, при этом валовой состав системы остается постоянным. Так, для T_3 валовой состав системы отвечает точке $3(Pl_{40})$, состав расплава — точке $3^l(Pl_{24})$, состав твердого раствора — $3^s(Pl_{64})$. Количество расплава и твердой фазы определяется соотношением отрезков $3^s—3 : 3—3^l$.

Кристаллизация расплава, заданного точкой 1, закончится при T_4, последние капли расплава будут иметь состав, отвечающий точке $4^l(Pl_7)$.

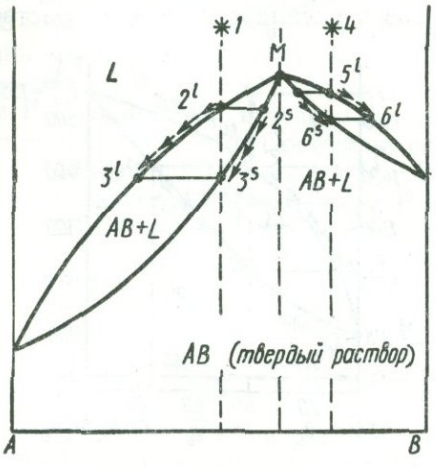


Рис. 42. Схема $T—X$ диаграммы плавкости твердых растворов II типа с максимумом

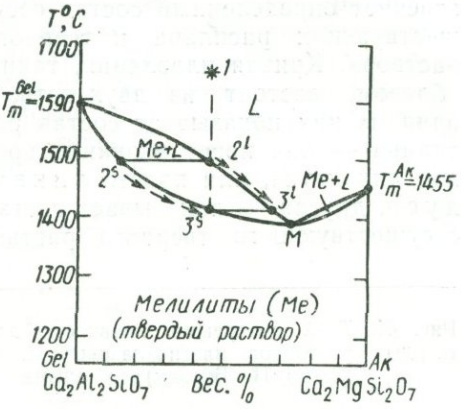


Рис. 43. $T—X$ диаграмма плавкости твердых растворов мелилитового ряда (III тип, с минимумом)

Обратно, если мы начнем нагревать плагиоклаз № 40, то при T_4 из него начнет выплавляться почти чистый алабит (Pl_7) и при дальнейшем нагревании состав расплава и остающейся твердой фазы (рестита) будет обогащаться анортитовой молекулой.

На рис. 42 представлена схема диаграммы плавкости твердых растворов II типа с максимумом на кривой плавления. Такого рода диаграммы неизвестны пока для петрологических систем и мы ограничимся кратким рассмотрением схемы. Нетрудно видеть, что любые составы правее и левее состава M кристаллизуются аналогично твердым растворам первого типа:

$$\frac{L}{1\to 2} \to \frac{L_{2^l—3^l} + AB_{2^s—3^s}}{2\to 3}; \qquad \frac{L}{4\to 5} \to \frac{L_{5^l—6^l} + AB_{5^s—6^s}}{5\to 6}.$$

И только состав M кристаллизуется как конгруэнтно плавящаяся фаза. Отметим, что, выбрав компонентами системы A и M, а также M и B, рассматриваемую диаграмму можно свести к двум диаграммам I типа.

На рис. 43 представлена диаграмма плавкости твердых растворов III типа, отличающихся минимумом на кривой плавления. В отличие от твердых растворов II типа рассматриваемые соотношения весьма характерны для природных силикатных систем. В качестве примера приведена диаграмма плавкости мелилитов — геленита ($Ca_2Al_2SiO_7$) и окерманита ($Ca_2MgSi_2O_7$). Рассмотрение последовательности кристал-

лизации не вызывает затруднений. Для фигуративного состава 1 схема кристаллизации, например, $\frac{L}{1-2} \rightarrow \frac{L_{2^l-3^l} + Me_{2^s-3^s}}{2 \rightarrow 3}$. Отметим также, что в точке минимума как в экстремальной точке будет кристаллизовываться (плавиться) единственный состав М.

Диаграммы состояния трехкомпонентных систем с неограниченными твердыми растворами весьма разнообразны, что обусловлено различными сочетаниями трех рассмотренных типов бинарных систем как

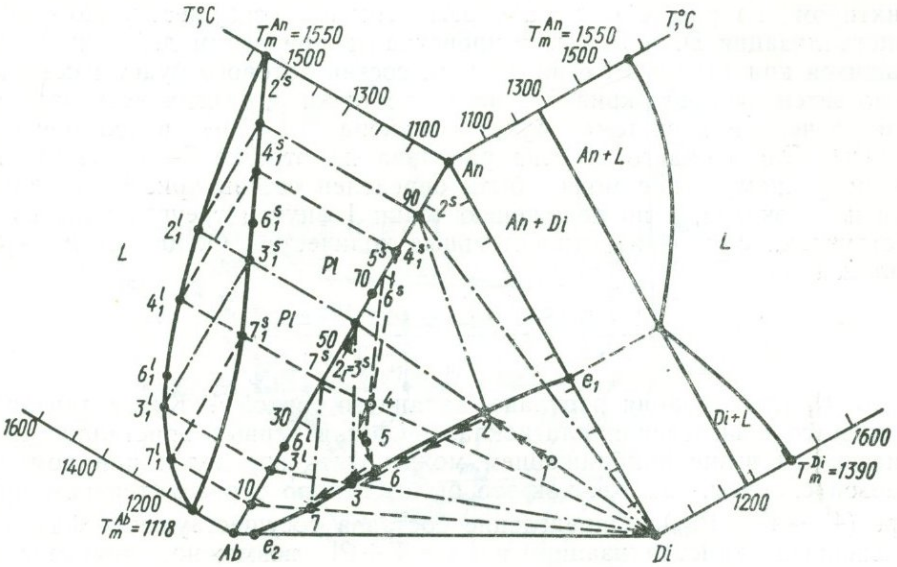


Рис. 44. *T—X* проекция диаграммы состояния системы альбит ($NaAlSi_3O_8$) — анортит ($CaAl_2Si_2O_8$) — диопсид ($CaMgSi_2O_6$) с краевыми *T—X* диаграммами для твердых растворов плагиоклазов и эвтектики диопсид — анортит

краевых (по три бинарных краевых системы в каждой трехкомпонентной) между собой и с компонентами, плавящимися конгруэнтно или инконгруэнтно.

Большое значение для понимания условий кристаллизации горных пород имеет трехкомпонентная система диопсид — анортит — альбит, где альбит — анортит образуют твердый раствор I типа, а диопсид плавится конгруэнтно, находясь с плагиоклазами в эвтектических соотношениях. Диаграмма плавкости системы приведена на рис. 44, причем кроме проекций для краевых систем Ab—An и An—Di на соответствующих сторонах треугольника представлены *T—X* диаграммы. Главная особенность диаграммы состоит в том, что она имеет не тройную эвтектику, а непрерывный ряд бинарных эвтектик — эвтектическую линию e_1e_2 с минимальной температурой в краевой системе Ab—Di. Рассмотрим типичные случаи кристаллизации.

А. Кристаллизация расплава, заданного фигуративной точкой 1. При температуре, отвечающей точке 1, из расплава начинает кристаллизоваться Di и состав расплава изменяется по линии 1→2. При достижении точки 2, расположенной на эвтектической кривой, из расплава вместе с Di начинает кристаллизоваться плагиоклаз. Совершенно строго определить состав выделяющегося плагиоклаза можно, только если на диаграмме нанесены конноды (типа линий 22^s, 33^s, 77^s и т. д.),

соединяющие фигуративную точку расплава с сосуществующим плагиоклазом. Однако если пренебречь влиянием Di на активности плагиоклазовых компонентов, то с некоторым приближением, вполне допустимым для многих систем, можно определить состав кристаллизующегося твердого раствора. Для этого проводят прямую через вершину Di и фигуративную точку расплава (точка 2) до пересечения со стороной составов Ab—An (2^l), проектируют ее на линию ликвидуса (точка 2^l_1) и обычным путем определяют состав сосуществующего твердого раствора (точка 2^s_1 и 2^s). Конноды треугольника Di—2^s—2 (проведены штрихпунктиром на рис. 44) показывают составы сосуществующих фаз. Кристаллизация Di и Pl будет происходить при взаимодействии выделившихся кристаллов Pl с расплавом, состав которого будет изменяться по эвтектической кривой вплоть до точки 3, когда весь расплав будет исчерпан и система будет сложена $Di + Pl_{57}$ в соотношении $3^s1 : Di1$. Для каждого состава расплава на отрезке 2—3 аналогично рассмотренному выше может быть определен состав кристаллизующегося плагиоклаза, а по положению точки 1 внутри треугольника сосуществующих фаз — их относительные количества. Общая схема кристаллизации:

$$\frac{L + Di}{1 \rightarrow 2} \rightarrow \frac{L_{2-3} + Di + Pl_{87-58}}{2 \rightarrow 3}.$$

Б. Кристаллизация расплава, заданного точкой 4. Кристаллизация начинается с выделения плагиоклаза. Состав первых кристаллов Pl с отмеченным выше приближением может быть определен при помощи краевой системы, так же, как это было сделано в рассмотренном примере ($4^l_1 \rightarrow 4^s_1 = Pl_{78}$). Определение составов сосуществующих фаз при дальнейшей кристаллизации в поле L+Pl возможно, только если экспериментально определен путь кристаллизации (на рис. 44 это кривая 4—5—6). Тогда для каждой температуры линия, проведенная через точки состава расплава (например, точка 5) и исходного состава (точка 4), при пересечении со стороной — Ab—An обозначит состав плагиоклаза (Pl_{70} в точке 5^s). В точке 6, расположенной на эвтектической кривой, вместе с плагиоклазом будет выделяться Di и так вплоть до точки 7, в которой расплав будет полностью исчерпан. Определение составов и количества фаз при кристаллизации по эвтектической кривой аналогично рассмотренному выше примеру. Общая схема кристаллизации:

$$\frac{L_{4-6} + Pl_{78-65}}{4 \rightarrow 6} \rightarrow \frac{L + Pl_{65-41} + Di}{6 \rightarrow 7}.$$

В качестве примера более сложных диаграмм плавкости с твердыми растворами рассмотрим систему кварц — альбит — калиевый полевой шпат. Система псевдотройная, т. е. на диаграмме состояния располагается поле устойчивости фазы (лейцита), лежащей вне треугольника составов. Диаграмма плавкости системы приведена на рис. 45, где кроме проекции приведена T—X диаграмма краевой также псевдобинарной системы Ort—Ab. Калиевый полевой шпат и альбит образуют твердый раствор с минимумом (III тип). Кроме того, как мы видели выше, калиевый полевой шпат плавится инконгруэнтно, с образованием лейцита и расплава, что и обусловливает поле устойчивости лейцита при выбранном составе системы. Поскольку примесь альбитового компонента понижает температуру инконгруэнтной реакции на

T—X диаграмме псевдобинарной системы Ort—Ab, то мы имеем интервал $P_1^s - P_2^s$ инконгруэнтного перехода Lc+L→Ort и только предельные составы имеют, естественно, единственную координату (T, состав расплава, состав Ort) инконгруэнтного перехода.

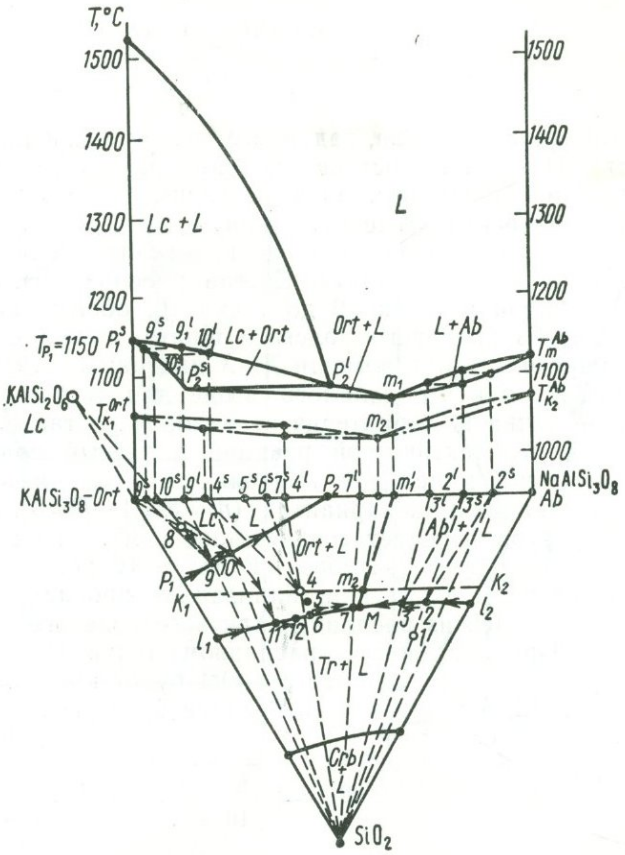


Рис. 45. Схематизированная T—X проекция, диаграммы состояния псевдотройной системы калиевый полевой шпат ($KAlSi_3O_8$) — альбит ($NaAlSi_3O_8$) — кремнезем (SiO_2) при P=1 атм. Показана T—X диаграмма краевой псевдобинарной системы калиевый полевой шпат—альбит с проекцией на нее сечения K_1K_2

А. Кристаллизация расплава, заданного фигуративной точкой 1, не отличается от рассмотренного выше случая (система Ab—An—Di). Схема кристаллизации:

$$\frac{L + Tr}{1 \rightarrow 2} \rightarrow \frac{L_{2-3} + Tr + Ab_2{}^s{}_{-3}{}^s}{2 \rightarrow 3}.$$

Это справедливо и для случая расположения исходного состава в поле Ab+L.

Б. Кристаллизация расплава, заданного фигуративной точкой 4, может быть прослежена, если известен путь кристаллизации и солидус-ликвидус Ort в сечении K_1K_2. На рис. 45 соответствующее сечение по-

казано штрихпунктиром на краевой диаграмме и обозначен путь кристаллизации (4→5→6). В таком случае нахождение сосуществующих составов и количественных соотношений становится аналогичным рассмотренной в предыдущем примере кристаллизации расплава из поля плагиоклаза. Общая схема (показана на рис. 45):

$$\frac{L + Ort_{4^s \to 6^s}}{4 \to 6} \to \frac{L + Ort_{6^s \to 7^s} + Tr}{6 \to 7}.$$

В. Кристаллизация расплава, заданного точкой 8, начинается с выделения лейцита. Изменение состава расплава находим вспомогательным построением точки лейцита, проведя линию Lc—8—9. В точке 9 расплав попадает на перитектическую кривую и в системе начинается реакция расплава и выделившихся ранее кристаллов лейцита с образованием калиевого полевого шпата. Состав расплава изменяется до перитектической кривой от точки 9 до точки 10, обогащаясь натрием и глиноземом. Состав калиевого полевого шпата можно с известным приближением определить при помощи T—X диаграммы краевой системы Ort—Ab, так же как это делалось выше для твердых растворов (в данном случае точка 9^l характеризует валовой состав системы без SiO_2). В процессе перитектической реакции калиевый полевой шпат обогащается альбитовой молекулой, изменяя состав от Ort_{9^s} до Ort_{10^s}. Перитектическая реакция моновариантна ($n=K+1-r=3+1-3=1$) — изменению температуры отвечает сопряженное изменение состава расплава и минерала (твердого раствора). В точке 10 весь лейцит в системе будет исчерпан и путь кристаллизации пройдет через поле Ort+L с кристаллизацией из расплава калиевого полевого шпата переменного состава. При достижении расплавом точки 11, лежащей на эвтектической кривой, в системе вместе с Ort будет кристаллизоваться Tr вплоть до точки 12, в которой весь расплав будет исчерпан. Общая схема кристаллизации:

$$\frac{L + Lc}{8 \to 9} \to \frac{Lc + L_{9+(m)} \to Ort + L_{9+(n)}}{9 \to 10} \to \frac{L + Ort}{10 \to 11} \to \frac{L + Ort + Tr}{11 \to 12}.$$

Конденсированные системы с ограниченной растворимостью в жидком и твердом состоянии

Ограниченная растворимость в жидком и твердом состоянии вызывает распад гомогенных растворов на две или более сосуществующие фазы одного агрегатного состояния. Расслоение жидкого раствора на жидкости с ограниченной смесимостью носит название ликвации. На рис. 46 представлена схема T—X диаграммы состояния двухкомпонентной системы с областью расслоения $l_1 l_2$, существующей при температурах выше ликвидуса. Проследим фазовые изменения в системе по мере понижения температуры для состава, заданного точкой 1. В интервале T_1—T_2 существует гомогенный расплав. При достижении T_2 в расплаве заданного состава происходит расслоение на две несмешивающиеся жидкости состава $2'$ и $2''$. При дальнейшем понижении температуры в интервале T_2—T_4 сосуществуют два расплава, состав которых изменяется по кривой расслоения для расплава L_1 от $2'$ до $4'$, для расплава L_2 — от $2''$ до $4''$. Ниже T_4 снова существует гомогенный расплав, который кристаллизуется как эвтектика. Общая схема кристаллизации:

$$\frac{L}{1\to 2} \to \frac{L_1+L_2}{2\to 4} \to \frac{L}{4\to 5} \to \frac{L+B}{5\to E} \to \frac{L+B+A}{E}.$$

На рис. 47 представлена T—X диаграмма системы Mg_2SiO_4—SiO_2, характеризующая соотношения, при которых область расслоения час-

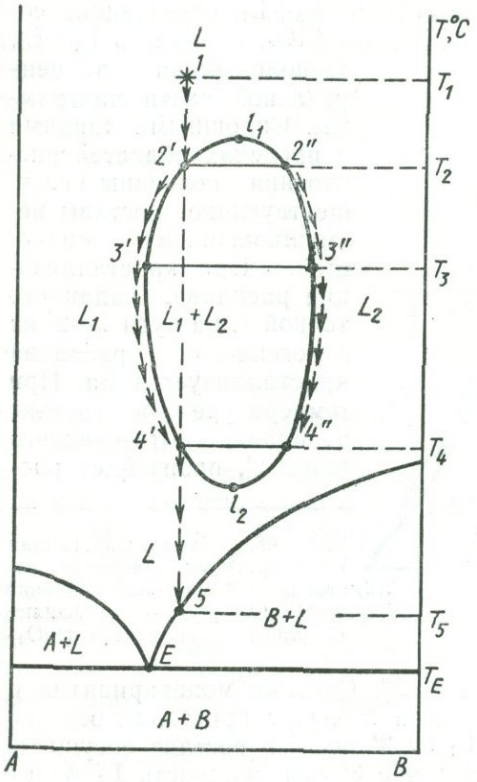


Рис. 46. Схема T—X диаграммы с расслоением в области ликвидуса (объяснение в тексте)

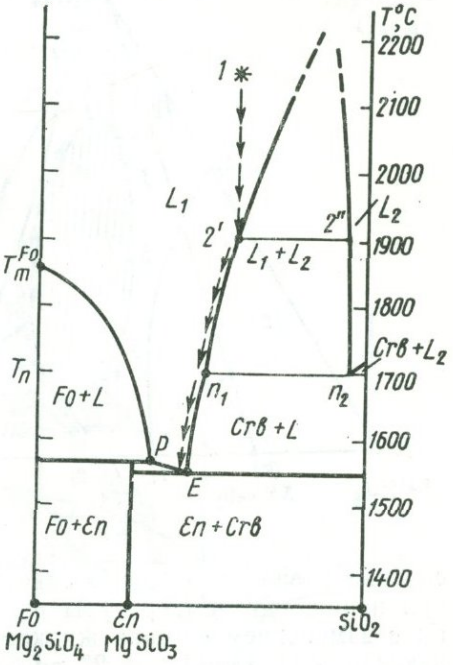


Рис. 47. T—X диаграмма состояния системы форстерит (Mg_2SiO_4) — кремнезем (SiO_2) при $P=1$ атм

тично перекрывается областью кристаллизации одной из фаз (кристобалита). Особенность системы состоит в том, что в ней существует еще одно нонвариантное состояние (при T_n), в котором из жидкости L_2 (состава n_2) кристаллизуется кристобалит с одновременным выделением несмешивающейся жидкости L_1 (состава n_1). Общая схема кристаллизации не требует дополнительных пояснений:

$$\frac{L}{1\to 2} \to \frac{L_1+L_2}{\begin{matrix}2\to n_1\\ 2\to n_2\end{matrix}} \to \frac{L_2\to Crb+L_1}{n_1,\ n_2} \to \frac{L_1+Crb}{n_1\to E} \to \frac{L_1+Crb+En}{E}.$$

В трехкомпонентных системах равновесие двух несмешивающихся жидкостей является дивариантным ($n=K+1-r=3+1-2=2$), т. е. составы их при данной температуре могут быть различными. Поэтому на T—X проекции область расслоения должна быть очерчена изотермами, тогда при данном составе системы и данной температуре каждому составу одной из жидкостей будет отвечать определенный состав

другой. Равновесие двух жидкостей и кристаллической фазы является моновариантным: составы сосуществующих расплавов изображаются сопряженными точками на кривых, отвечающих равновесию с твердой фазой соответственно для каждого расплава.

В качестве примера на рис. 48 приведена схематизированная диаграмма системы $KAlSi_2O_6$ (лейцит) — Fe_2SiO_4 (фаялит) — SiO_2. На диаграмме показаны две области расслоения: L_3+L_4, отвечающие составам, близким к бинарной системе SiO_2—Fe_2SiO_4, и область L_1+L_2, расположенная в центральной части диаграммы. Сплошными линиями в пределах областей расслоения показаны сосуществующие составы несмешивающихся жидкостей. При кристаллизации расплава, заданного точкой 1, на пути 1—2′ из гомогенного расплава кристаллизуется Fa. При температуре и составе расплава, отвечающего точке 2′, произойдет рас-

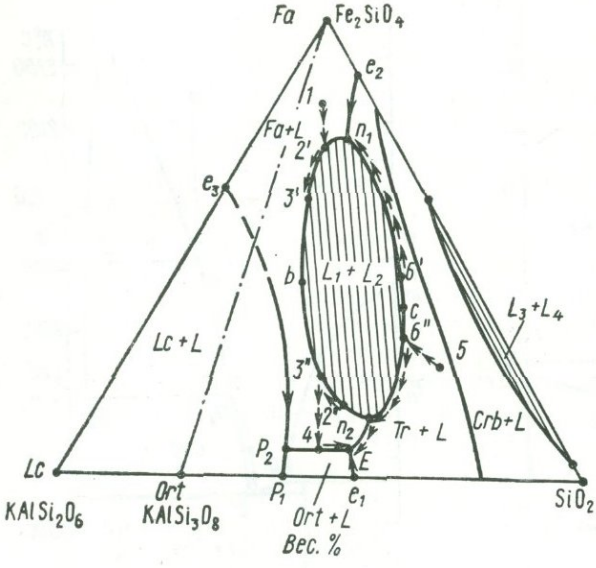


Рис. 48. Схематизированная T—X проекция диаграммы состояния системы лейцит ($KAlSi_2O_6$) — фаялит (Fe_2SiO_4) — кремнезем (SiO_2)

слоение расплава на две жидкости 2′ и 2″. Система моновариантна и при понижении температуры из жидкости 2′ будет кристаллизоваться Fa с изменением состава жидкости L_1 от 2′ до 3′ и состава сосуществующей жидкости L_2 от 2″ до 3″. В точке 3′ вся жидкость L_1 будет исчерпана (состав 1 слагается из Fa+3″) и далее кристаллизация идет обычным путем из гомогенного расплава, заканчиваясь в эвтектической точке. Схема кристаллизации:

$$\frac{L+Fa}{1\to 2} \to \frac{L_1+L_2+Fa}{2\to 3} \to \frac{L_2+Fa}{3\to 4} \to \frac{L_2+Fa+Ort}{4\to E} \to \frac{L_2+Fa+Ort+Tr}{E}.$$

Особенность кристаллизации фигуративного состава 5 состоит в том, что при кристаллизации тридимита по моновариантной реакции $L_1\to Tr+L_2$ на пути $6'\to n_1$ (для L_1) и $6''\to n_2$ (для L_2) расплав не будет исчерпан. При температуре, отвечающей точкам n_1 и n_2 (составы расплавов n_1 и n_2), система станет нонвариантна, так как вместе с тридимитом из L_1 начнет кристаллизоваться фаялит. Нонвариантная «псевдоэвтектическая» реакция будет протекать по схеме $L_{1(n_1)}\to L_{2(n_2)}+$ $+Tr+Fa$ до тех пор, пока не будет исчерпан весь расплав L_1. Далее обычна котектическая и эвтектическая кристаллизация оставшегося расплава L_2. Общая схема кристаллизации:

$$\frac{L+Tr}{5\to 6''} \to \frac{L_1\to Tr+L_2}{\begin{matrix}6''\to n_2\\ 6'\to n_1\end{matrix}} \to \frac{L_1\to L_2+Tr+Fa}{n_1,\ n_2} \to \frac{L+Tr+Fa}{n_2\to E} \to \frac{L+Tr+Fa+Ort}{E}.$$

Рассмотрим теперь диаграммы состояния систем с ограниченной смесимостью в области субсолидуса, т. е. с ограниченными твердыми

растворами. На диаграммах состояния таких систем, аналогично расслоению в жидком состоянии, обозначается область распада твердых растворов, которая ограничивается кривой (в бинарных системах) или поверхностью (в тройных системах) распада твердых растворов, которые носят также нечасто употребляемое название сольвуса.

На рис. 49 представлена $T—X$ диаграмма щелочных полевых шпатов, на которой показана область субсолидуса с кривой сольвуса *adb*. Особенность фазовых превращений в системе состоит в распаде гомогенного твердого раствора при температуре ниже T_d. Изотермы в точках пересечения кривой сольвуса показывают составы сосуществующих твердых растворов (например, для T_5 соответственно 5′ и 5″). Схема кристаллизации расплава, заданного фигуративной точкой 1:

$$\frac{\mathrm{L}}{1^l \to 2^l} \to \frac{\mathrm{L} + \mathrm{Ort}\,(2^s \to 3^s)}{3^l \to 4^l} \to \frac{\mathrm{Fsp}}{3^s \to 4'},$$

$$\frac{\mathrm{Ort}\,(4' \to a) + \mathrm{Ab}\,(4'' \to b)}{\begin{matrix} 4' \to 5' \to a \\ 4'' \to 5'' \to b \end{matrix}}.$$

Широко распространены в природных системах такие соотношения, когда ограниченная растворимость твердых растворов распространяется на всю область солидуса. Диаграммы состояния таких систем как бы получаются путем пересечения кривых (или поверхностей) сольвуса и солидуса. На рис. 50 и 51 приведены схемы наиболее типичных диаграмм состояния такого типа для бинарных систем (они известны как IV и V типы твердых растворов Розебома).

Наиболее сложна диаграмма типа IV, представленная на рис. 50. Рассмотрим сначала кристаллиза-

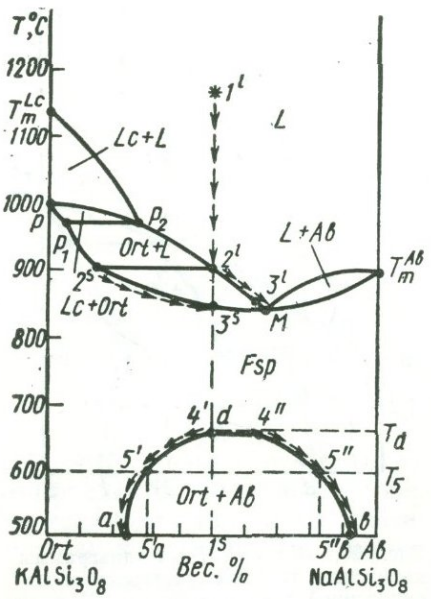


Рис. 49. $T—X$ диаграмма системы полевой шпат — альбит ($NaAlSi_3O_8$) при $P = P_{H_2O} =$ $= 1000$ кг/см². Система псевдобинарная

цию расплава, заданного фигуративной точкой 1. Общая схема кристаллизации:

$$\frac{\mathrm{L}}{1 \to 2^l} \to \frac{\mathrm{L} + \mathrm{B}\,(2^s \to c)}{2^l \to a} \to \frac{\mathrm{L}_{(a)} + \mathrm{B}_{(c)} \to \mathrm{A}_{(b)}}{a\,(b,\ c)} \to \frac{\mathrm{A}_{(b \to d)} + \mathrm{B}_{(c \to f)}}{\begin{matrix} b \to d \\ c \to f \end{matrix}}.$$

Особенность кристаллизации состоит в нонвариантной инконгруэнтной реакции, которая протекает при температуре T_a^l: расплав, состав которого отвечает точке *a*, реагирует с выделившимися кристаллами B (состав которых при этой температуре отвечает точке *c*), образуя кристаллы A (состав их зафиксирован точкой *в*). Инконгруэнтная реакция протекает до исчерпания расплава и в дальнейшем при пони-

жении температуры состав сосуществующих твердых растворов изменяется по кривым сольвуса.

Схема кристаллизации расплава, заданного точкой 3:

$$\frac{L}{3\to 4^l} \to \frac{L+B\,(4^s\to c)}{4^l\to a} \to \frac{L_{(a)}+B_{(c)}\to A_{(b)}}{a} \to$$

$$\to \frac{L+A\,(b\to 5^s)}{a\to 5^l} \to \frac{A}{5^s\to 6^a} \to \frac{A\,(6^a\to d)+B\,(6^b\to f)}{\begin{matrix}6^a\to d\\ 6^b\to f\end{matrix}}.$$

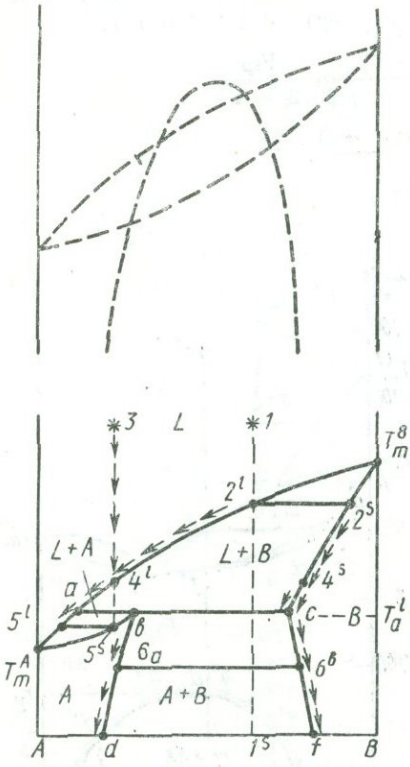


Рис. 50. Схема T—X диаграммы плавления твердых растворов с ограниченной растворимостью (IV тип)

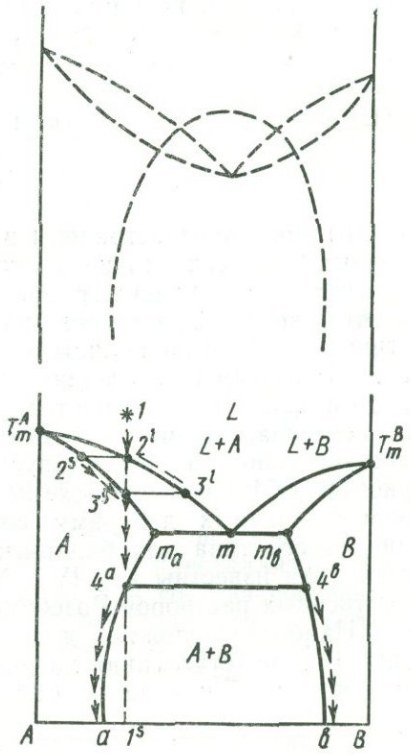


Рис. 51. Схема T—X диаграммы плавкости твердых растворов с ограниченной растворимостью (V тип)

В этом случае в ходе перитектической реакции будут исчерпаны кристаллы B, система станет моновариантной и при понижении T из расплава на пути $a\to 5^l$ будет кристаллизоваться A, изменяя состав от b до 5^s. В точке 5^l расплав будет исчерпан. При понижении T после однофазового поля A фигуративная точка также попадает на кривую сольвуса с распадом твердого раствора A на A+B.

На рис. 51 представлена схема диаграммы состояния твердых растворов V типа с минимумом температуры плавления. Анализ последовательности кристаллизации по этой диаграмме проводится аналогично рассмотренному выше случаю. В качестве примера приведем схему кристаллизации фигуративного состава 1:

$$\frac{L^{l}}{1 \to 2^{l}} \to \frac{^{l}L + A}{2^{l} \to 3^{l}} \to \frac{A^{l}}{3 \to 4a} \to \frac{A + B}{\begin{matrix} 4^{a} \to a \\ 4^{b} \to b \end{matrix}}.$$

Рассмотренные случаи диаграмм плавкости твердых растворов отражают упрощенные соотношения. В диаграммах состояния реальных систем они обычно встречаются в комбинации с другими разнообразными фазовыми переходами.

ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ФАКТОРОВ НА КРИСТАЛЛИЗАЦИЮ РАСПЛАВОВ

Условия плавления и кристаллизации зависят от многих факторов. Кроме индивидуальных свойств веществ решающее значение имеют: а) кислотно-основное взаимодействие компонентов в расплаве; б) давление; в) содержание летучих, в первую очередь воды, а точнее их активность в расплавах; г) активность других вполне подвижных компонентов магмы и, наконец, д) кинетика процессов кристаллизации, определяющая отклонения в составе и структуре пород от соотношений, определяемых равновесными диаграммами состояния.

Принцип кислотно-основного взаимодействия компонентов в расплавах, сформулированный Д. С. Коржинским, устанавливает, что увеличение основности расплавов вызывает увеличение коэффициентов активности и, следовательно, общей активности основных компонентов расплава и уменьшение коэффициентов активности—общей активности кислотных компонентов. Это взаимодействие тем значительнее, чем сильнее соответствующие основания или кислотные компоненты. Изменение активности компонентов приводит в соответствии с уравнениями (2) и (4) к изменению температур и полей кристаллизации на диаграммах состояния систем. Поясним это на простом примере.

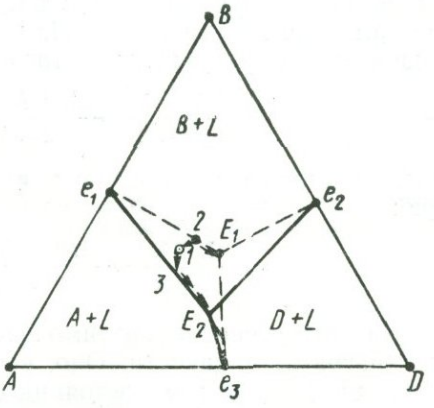


Рис. 52. Изменение положения котектических линий при кислотно-основном взаимодействии компонентов (схема)

Пусть к бинарной системе, сложенной однокомпонентными фазами A и B, кристаллизующейся по схеме простой эвтектики, добавляется третий компонент D (рис. 52), также образующий с ними эвтектические соотношения. При отсутствии кислотно-основного взаимодействия прибавление третьего компонента, согласно уравнению Шредера (уравнение 2, стр. 79), будет уменьшать мольные доли компонентов, находящихся в эвтектике, без изменения их соотношений и вызывать понижение температуры бинарной эвтектики. Следовательно, соответствующая котектическая линия (e_1E_1) будет направлена к вершине D. Эти рассуждения справедливы для всех бинарных котектик системы ABD и в результате (см. пунктир на рис. 52) на пересечении котектических линий, направленных из бинарных эвтектик в противолежащие вершины, расположится тройная эвтектика E_1.

Иные соотношения устанавливаются при кислотно-основном взаимодействии компонентов. Пусть в том же примере (рис. 52) компонент A более основной, компонент B — более кислотный и D — кислотный компонент. В этом случае согласно принципу кислотно-основного взаимодействия и в соответствии с общей термодинамической зависимостью (уравнение (2)) *добавление кислотного компонента будет повышать* активность и температуру плавления более кислотного компонента B и, напротив, понижать активность и температуру плавления более основного компонента A в трехкомпонентном расплаве. Это взаимодействие приведет к смещению котектической линии в направлении к вершине A, все большему по мере увеличения содержания D (до положения e_1E_2, как показано на рис. 52). Аналогичным образом можно рассмотреть влияние основного компонента A на кристаллизацию компонента B и кислотного компонента D, которое приведет к перемещению котектической линии в направлении вершины D (до положения e_2E_2, как показано на рис. 52). В результате кислотно-основного взаимодействия всех компонентов произойдет существенное расширение поля кристаллизации среднего по основности компонента B, изменение котектических и эвтектических составов и для определенных составов (в многоугольнике $e_1E_1e_2E_2e_3$) — изменение последовательности кристаллизации минералов. Для одного и того же валового состава, обозначенного фигуративной точкой 1, схема кристаллизации

$$\frac{L+A}{1\to 2} \to \frac{L+A+B}{2\to E_1} \to \frac{L+A+B+D}{E_1}$$

вследствие кислотно-основного взаимодействия изменится на следующую:

$$\frac{L+B}{1\to 3} \to \frac{L+B+A}{3\to E_2} \to \frac{L+B+A+D}{E_2}.$$

Кислотно-основное взаимодействие существенно влияет на строение диаграмм плавкости. Оно, естественно, отражено и в рассмотренных выше диаграммах состояния систем. В качестве еще одного, очень яркого примера на рис. 53 приведена проекция T—x диаграммы системы лейцит — анортит — кремнезем. Бросается в глаза резко гипертрофированное по размерам поле кристаллизации среднего по основности анортита. Для сравнения на диаграмме пунктиром показано, какое строение она могла бы иметь при отсутствии кислотно-основного взаимодействия.

Влияние давления *на условия плавления и кристаллизацию* минералов определяется общей термодинамической зависимостью, известной как уравнение Клаузиуса — Клапейрона:

$$\frac{dT}{dP} = \frac{V^l - V^s}{S^l - S^s} = \frac{T(V^l - V^s)}{H^l - H^s},$$

где V^l — объем компонента в расплаве; V^s — объем в твердой фазе; S^lH^l и S^sH^s — энтропия и энтальпия в жидкой и твердой фазах. И числитель и знаменатель в условиях несверхбольших давлений всегда положительны, соответственно повышение давления вызывает повышение температуры плавления минералов. Величина $\frac{dT}{dP}$ имеет значения от 0,0036 до 0,030 град/атм, различные для разных минералов, которые к тому же для некоторых минералов существенно изменяются с возрастанием давления. Это приводит не только к различному возра-

станию температуры плавления для разных минералов, но и к существенному изменению котектических и эвтектических соотношений в расплавах в зависимости от давления. В общем случае эвтектика смещается в сторону минерала, имеющего меньшее $\frac{dT}{dP} = \frac{\Delta V}{\Delta S}$. Например, при $P = 1$ бар в эвтектике ($T_l = 1274°C$) диопсид — анортит содержится 42 вес. % анортита, при $P = 20\,000$ бар ($T_l = 1553°C$) — около 72 вес. % анортита (по данным Йодера и Бойда).

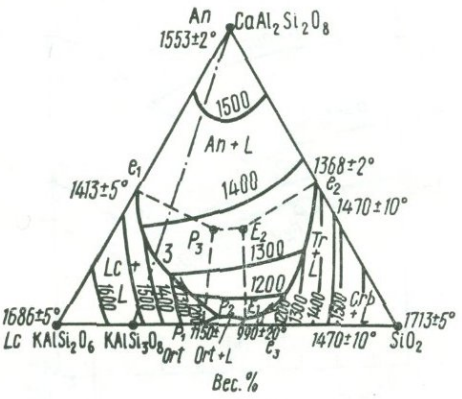


Рис. 53. Диаграмма плавкости системы лейцит ($KAlSi_2O_6$) — анортит ($CaAl_2Si_2O_8$) — кремнезем (SiO_2) при $P = 1$ атм. Пунктиром показано положение котектических и перитектической линий при отсутствии кислотно-основного взаимодействия компонентов

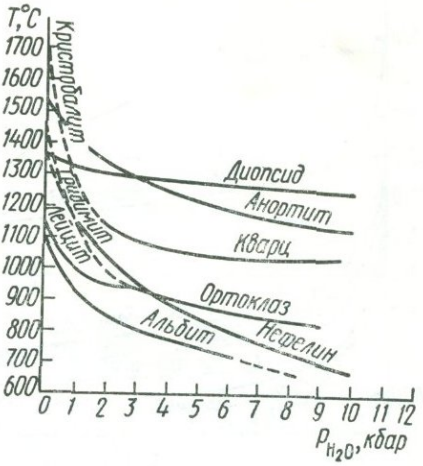


Рис. 54. $T - P_{H_2O}$ диаграмма плавления некоторых главных породообразующих минералов (главным образом по данным Йодера)

Кроме того, возрастание давления приводит в ряде систем к изменению перитектических соотношений, т. е. к изменению характера плавления минералов: инконгруэнтного на конгруэнтное и наоборот.

Возрастание давления приводит к существенному увеличению растворимости в твердом состоянии. Многие минералы, которые при малых давлениях в отношении ряда компонентов (или в целом) могут рассматриваться как минералы постоянного состава при высоких и особенно при сверхвысоких давлениях, оказываются минералами — твердыми растворами.

Весьма существенное влияние на условия кристаллизации оказывает **присутствие в магмах воды.** Кристаллизация минералов из водонасыщенных расплавов (т. е. когда $P = P_{H_2O}$) происходит по схеме:

водонасыщенный расплав → твердые кристаллы + газ (H_2O).

Тогда из уравнения Клаузиуса — Клапейрона $\frac{dT}{dP} = \frac{V^l - (V^s + V^g)}{S^l - (S^s + S^g)}$, где $S^l > S^s + S^g$ (ввиду того что энтропия расплава S^l больше энтропии твердой фазы S^s и энтропии газа-воды S^g, поскольку количество воды ограничено), а $V^l < V^s + V^g$ (так как объем газа V^g и объем кристаллов V^s заметно больше объема расплава V^l), следует $\frac{dT}{dP_{H_2O}} < 0$,

и температура плавления силикатов уменьшается при увеличении давления паров воды. В полном соответствии с рассмотренным соотношением находятся экспериментальные данные по кристаллизации водонасыщенных расплавов, приведенные на рис. 54 и 55, где в координатах $T—P_{H_2O}$ показаны кривые плавления некоторых минералов и кривые ликвидус—солидус главных типов изверженных пород. Для большинства минералов и пород характерны резкое уменьшение темпера-

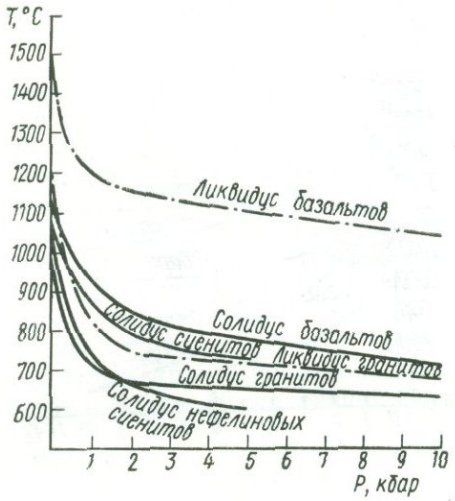


Рис. 55. $T—P_{H_2O}$ кривые плавления некоторых горных пород

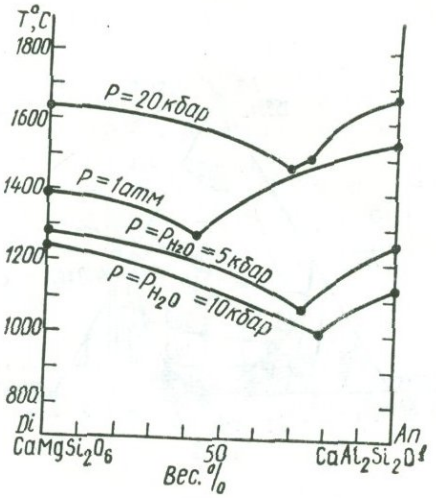


Рис. 56. Эвтектика диопсид — анортит при $P=1$ атм, $P=20$ кбар, $P_{H_2O}=5$ и 10 кбар

туры плавления в интервале от 1 до 2 000—3 000 бар и затем монотонное незначительное понижение по мере дальнейшего возрастания давления паров воды.

Различное значение $\frac{dT}{dP_{H_2O}}$ для разных минералов приводит к изменению состава эвтектик и котектик различных систем. В общем случае происходит обогащение эвтектических и котектических составов компонентами, для которых абсолютная величина $\frac{dT}{dP_{H_2O}}$ больше. На рис. 56 сопоставлено положение эвтектики диопсид — анортит при $P=1$ атм, при давлении паров воды $P_{H_2O}=5$ и 10 кбар и для сравнения при давлении в сухих условиях, равном 20 кбар (в этом случае анортит плавится инконгруэнтно). Нетрудно видеть, что увеличение P_{H_2O} уменьшает температуры плавления минералов, температуру эвтектики и смещает ее в сторону анортита. Причем для изменения состава эвтектики эффект повышения P_{H_2O} до 10 кбар оказывается существенней, чем возрастание давления в сухой системе до 20 кбар. Это можно связывать с кислотно-основным взаимодействием воды: увеличение основности расплава при растворении воды расширяет поле кристаллизации более основного минерала — диопсида. Так же, как и воздействие давления в сухих системах, возрастание давления воды может приводить к изменению характера плавления: инконгруэнтного на конгруэнтное и наоборот.

Магматические расплавы существуют в равновесии не с чистой водой, а с флюидом, имеющим сложный состав: кроме воды обычны CO_2, CO, Cl, F, H_2 и, вероятно, многие другие. Поскольку среди различных летучих компонентов главное влияние на кристаллизацию расплавов оказывает вода, в качестве простейшей модели такой системы можно рассмотреть равновесие расплава при различном парциальном давлении, или, точнее, при различной фугитивности воды, отличной от общего давления. На рис. 57 сопоставлены кривые плавления эвтектики кварц+калиевый полевой шпат в сухой системе (*a*), при давлении паров воды, равном общему давлению (*b*), и для условий определенного парциального давления воды, отличного от общего давления: в конкретном примере принято $P_{H_2O}=0{,}4\ P^l$ (*c*). Особенность последней кривой состоит в том, что она имеет минимум температуры плавления. В зависимости от парциального давления воды минимум температуры может приходиться на разные давления, но существование в каком-то интервале давлений и глубин условий, особо благоприятных для плавления, — характерная особенность природного образования гранитных магм.

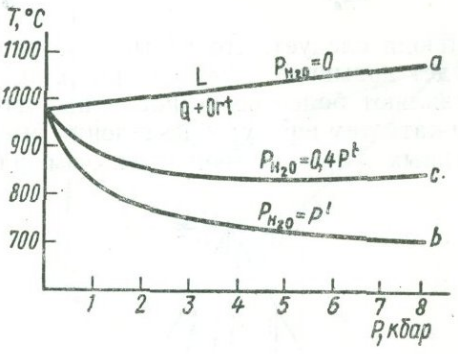


Рис. 57. *T—P* кривые плавления эвтектики кварц + калиевый полевой шпат: *a* — в сухой системе; *b* — при давлении паров воды, равном давлению на расплав ($P_{H_2O}=P^l$) и *c* — при условии, когда $P_{H_2O}=0{,}4\ P^l$

Рассмотренные примеры показывают существенную роль воды как активного фактора образования и кристаллизации магм. Такое влияние воды обусловлено не только особыми свойствами воды как химического соединения, но и особенностями ее поведения в магматических системах как вполне подвижного компонента, для которого определяющим является его активность или фугитивность в системе, а не содержание в каком-либо участке магматической камеры.

Кроме воды в определенных условиях вполне подвижное поведение обнаруживают щелочи — K_2O, Na_2O. Изменение активности или химических потенциалов щелочей оказывает существенное влияние на кристаллизацию расплавов. В соответствии с зависимостью $\frac{dT}{d\mu_{R_2O}}=-\frac{n^l_{R_2O}-n^s_{R_2O}}{\Delta S}$ можно видеть, что повышение химического потенциала щелочей (μ_{R_2O}) будет приводить к повышению температуры плавления тех минералов, содержания щелочей в которых ($n^s_{R_2O}$) больше, чем в расплаве ($n^l_{R_2O}$), и, наоборот, понижать температуру плавления тех минералов, содержания щелочей в которых меньше, чем в расплаве. В итоге изменение активности или химического потенциала вполне подвижных щелочей будет приводить к изменению полей кристаллизации, эвтектических и котектических составов, а также последовательности кристаллизации минералов из расплавов. Отмеченное влияние активности щелочных металлов оказывается очень существенным для природных магматических расплавов, являясь одной из главных причин разнообразия в составе и структуре интрузивных магматических пород.

Кроме щелочей на кристаллизацию магматических расплавов в определенной обстановке могут оказывать заметное влияние **окислительно-восстановительные условия.** Принципиальная зависимость температур плавления минералов от химического потенциала электрона (редокс-потенциала) или от химического потенциала кислорода может быть выражена следующими соотношениями:

$$\frac{dT}{d\mu_{e^-}} = -\frac{(n_{e^-}^{l} - n_{e^-}^{s})}{\Delta S} \quad \text{и} \quad \frac{dT}{d\mu_{O_2}} = -\frac{(n_{O_2}^{l} - n_{O_2}^{s})}{\Delta S}.$$

Отсюда следует, что повышение редокс-потенциала (и понижение μ_{O_2}) будет повышать температуры плавления тех минералов, которые представляют более восстановленные формы, чем расплав, и, наоборот, понижать температуры плавления минералов, содержащих больше окисленных форм компонентов, чем расплав. Повышение окислительного потенциала (или химического потенциала кислорода) будет, естественно, вызывать противоположное действие. В результате изменение окислительно-восстановительных условий приведет к

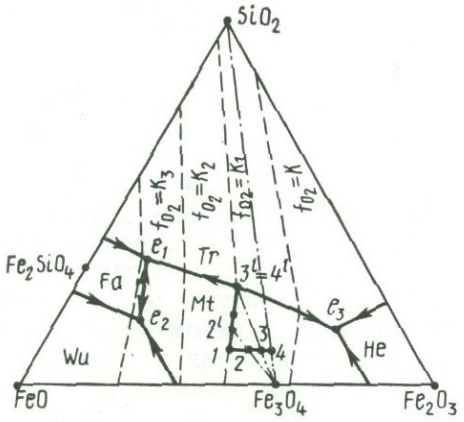


Рис. 58. Проекция T—X диаграммы системы FeO—Fe_2O_3—SiO_2. Пунктиром на диаграмме нанесены линии постоянной фугитивности кислорода ($f_{O_2} = K$, K_1, K_2, K_3) и показано изменение состава расплава (1→4) и твердых фаз (1→4) системы при кристаллизации в условиях постоянной фугитивности кислорода

изменению температур плавления, полей и последовательности кристаллизации минералов для расплавов, содержащих элементы переменной валентности в жидкой и твердой фазах. Для природных расплавов главным таким элементом является железо и окислительно-восстановительный режим оказывается особенно существенным для основных, богатых железом магм.

Рассмотренные зависимости справедливы только для вполне подвижного поведения кислорода или (что то же) для независимых, извне заданных окислительно-восстановительных условий. Следует обратить внимание на то, что порядок кристаллизации на диаграммах плавкости для систем, содержащих компоненты переменной валентности и вполне подвижный кислород, отличается от всех рассмотренных выше примеров. Главные отличия состоят в том, что состав системы оказывается непостоянным: при вполне подвижном поведении кислорода и заданном извне его химическом потенциале в процессе кристаллизации происходит изменение содержания кислорода в системе и смещение положения фигуративной точки исходного состава. Кроме того, для определения путей кристаллизации на диаграмме необходимы изопотенциальные линии, фиксирующие изменение состава системы при постоянстве химического потенциала кислорода [1].

[1] Отметим, что сказанное здесь полностью справедливо и для диаграмм плавкости систем с щелочами, если последние ведут себя как вполне подвижные компоненты.

В качестве примера рассмотрим схему кристаллизации в системе $FeO—Fe_2O_3—SiO_2$, представленную на рис. 58, где показаны поля кристаллизации тридимита (Tr), фаялита (Fa), вюстита (Wu), магнетита (Mt), гематита (He). Область расслоения в системе для упрощения опущена. Рассмотрим особенности кристаллизации в этой системе в условиях, когда кислород является вполне подвижным компонентом и фугитивность его поддерживается постоянно в течение всего периода кристаллизации. Пусть исходный состав в момент начала кристаллизации обозначен точкой 1 и фугитивность кислорода равна $f_{O_2}=K_1$. При температуре, отвечающей точке 1, из расплава начнет кристаллизоваться магнетит. Состав расплава должен изменяться по линии постоянной фугитивности кислорода ($1\rightarrow 2^l\rightarrow 3^l$), а общий состав системы будет обогащаться привнесенным в систему кислородом, поскольку выделяющийся магнетит содержит кислорода больше, чем исходный расплав при данной $f_{O_2}=K_1$. Отношение Si/Fe остается, естественно, постоянным и линия изменения общего состава расположится параллельно стороне $FeO—Fe_2O_3$ ($1\rightarrow 2\rightarrow 3$). Для какого-либо промежуточного состояния, например обозначенного точкой 2: 2^l — состав расплава, 2 — общий состав системы, Fe_3O_4 — состав кристаллизующейся фазы. При

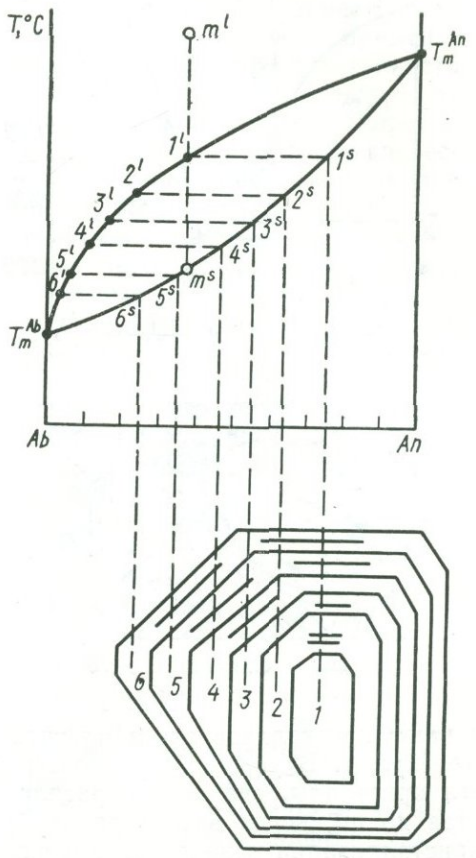


Рис. 59. Схема образования зонального кристалла плагиоклаза в результате неравновесной кристаллизации расплава

достижении расплавом котектической кривой (точки 3^l) из расплава вместе с магнетитом начнет кристаллизоваться тридимит. Состав расплава будет оставаться постоянным, поскольку он удерживается в точке 3^l постоянной фугитивностью кислорода, а общий состав системы будет обогащаться привнесенным кислородом, который необходим для образования магнетита ($3\rightarrow 4$). Кристаллизация закончится исчерпанием расплава, состав которого будет оставаться неизменным при совместной кристаллизации $Tr+Mt$ ($3^l=4^l$). Общий состав закристаллизовавшейся системы будет отвечать точке 4, лежащей на конноде $SiO_2—Fe_3O_4$.

Рассмотренные выше диаграммы состояния и вытекающие из них соотношения фаз в процессе кристаллизации основывались на соблюдении условий равновесия. Оно осуществляется всякий раз, когда «кинетические факторы», такие как скорость кристаллизации, скорость реакций взаимодействия твердых фаз и расплава, скорость переме-

щения компонентов в расплаве и т. д., намного выше, чем скорость изменения факторов минералообразования: температуры (или энтропии), давления, химических потенциалов вполне подвижных компонентов. Однако в природной (и экспериментальной) обстановке равновесная кристаллизация расплавов скорее проявляется как общая главная тенденция процесса, в ходе которого в той или иной степени, но почти всегда наблюдаются отклонения от состояния равновесия, обусловленные различными кинетическими и динамическими причинами.

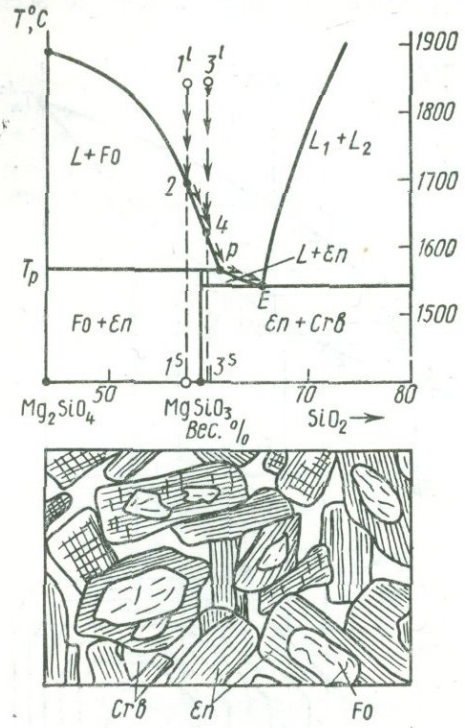


Рис. 60. Образование реакционных кайм при неравновесной кристаллизации расплава

Обсудим кратко **влияние кинетических и динамических факторов на кристаллизацию** и соответственно на состав и строение магматических горных пород для некоторых типовых соотношений.

Характерным признаком неравновесной кристаллизации являются зональные кристаллы (очень типичны для плагиоклазов вулканических и субвулканических пород). На рис. 59 представлена схема кристаллизации зонального плагиоклаза. Из расплава состава m^l первыми начинают кристаллизоваться плагиоклазы состава 1^s (75% анортитовой молекулы). В условиях равновесной кристаллизации, как мы видели, эти кристаллы, реагируя с расплавом, непрерывно изменяют свой состав до m^s, когда весь расплав будет исчерпан. При неравновесной кристаллизации вследствие быстрого понижения температуры или малой скорости взаимодействия выделившиеся кристаллы не успевают прореагировать с расплавом и на них нарастают грани иного состава, с меньшим содержанием анортита: 2^s, 3^s, 4^s и так далее вплоть до исчерпания расплава. Естественно, что остаточный расплав и внешние зоны кристалла будут иметь менее анортитовый состав, чем равновесный кристалл (m^s). Зональность может быть непрерывной и дискретной (как показано на рис. 59), что обусловлено кинетикой процесса. Присутствие зональных кристаллов с небольшим числом зон резко различного состава свидетельствует о существенных изменениях физико-химических условий кристаллизации.

Другим характерным признаком неравновесной кристаллизации служат реакционные каймы минералов (рис. 60). Перитектическая реакция, происходящая в системе (при T_p), вследствие изоляции от расплава ранее выделившихся кристаллов Fo каймами En или вследствие быстрого понижения температуры протекает не до конца, и из расплава на пути P—E начинает кристаллизоваться En и En+Crb. В результате возникает в целом неравновесная минеральная ассоциа-

ция с характерными реакционными соотношениями минералов. В многокомпонентных природных магматических системах такие соотношения проявляются многообразней, чем в рассмотренном случае, но в принципе они подобны.

В связи с обычным проявлением неравновесной кристаллизации изверженных горных пород, получающей, естественно, отражение в их минеральном составе, целесообразно уточнить **понятие парагенезиса минералов** применительно к магматическим горным породам. В общем определении парагенезис минералов — это совокупность совместно существующих, находящихся в равновесии минералов. Тогда применительно к магматическим образованиям **парагенезис** — это совокупность **совместно кристаллизующихся минералов,** и его следует отличать от общего минерального состава или минеральной ассоциации породы.

Из особенностей изверженных пород, обусловленных неравновесным течением процессов, следует отметить широкое распространение стекловатых разностей вулканических пород. Быстрое понижение температуры, сопровождающее излияние расплавов или внедрение их небольших масс в непрогретые вмещающие породы, приводит к тому, что в расплаве не успевают возникнуть и вырасти кристаллы и расплав застывает в виде стекла. Образование стекол, представляющих твердые переохлажденные метастабильные жидкообразные (по структуре) состояния, — характерная особенность силикатных расплавов. Превращение метастабильного стекла в кристаллический агрегат — расстеклование (девитрификация) — происходит в природной обстановке в разнообразных условиях, отличных, как правило, от условий нормальной кристаллизации расплавов, поэтому многообразны по структуре и составу продукты кристаллизации стекол.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ РАСПЛАВОВ

Кроме рассмотренных и других кинетических факторов, влияющих на состав и строение изверженных горных пород, в образовании их существенное, нередко определяющее значение имеют динамические причины, приводящие к разделению и обособлению жидких и кристаллизующихся расплавов. Эти процессы разделения и обособления жидких и кристаллизующихся расплавов получили название **магматической дифференциации.** Причины, вызывающие магматическую дифференциацию, разнообразны. Магматические массы существуют и кристаллизуются в поле градиентов температуры (T), давления (P), силы тяжести (g). Эти факторы воздействуют как на однородные, так и особенно на гетерогенные расплавы, вызывая разделение компонентов и фаз расплава в соответствии с их термодинамическими и физическими свойствами. Процессы разделения усугубляются естественной и вынужденной конвекцией в расплавах, возникающей как вследствие существования в поле градиентов T, P, g, так и под воздействием дополнительных наложенных сил.

Процессы магматической дифференциации можно подразделить следующим образом:

I. Дифференциация в однородном расплаве:

а) термодиффузионная;

б) бародиффузионная;

в) гравитационная.

II. Дифференциация в гетерогенном расплаве:

а) ликвационная;

б) кристаллизационная (фракционная кристаллизация).

III. Конвективная дифференциация:

а) собственная;

б) вынужденная;

в) флюидная.

Охарактеризуем кратко выделенные типы магматической дифференциации. Магматические массы располагаются в поле градиентов температуры, давления и силы тяжести таким образом, что внутренние части интрузивных масс будут находиться при более высокой температуре, а более глубокие — под бóльшим давлением, при более высокой температуре и под бóльшим влиянием силы тяжести. Вследствие этого в соответствии с термодинамическими свойствами компонентов расплава будет происходить их перераспределение в пределах однородного (однофазового) расплава. Градиент температуры будет вызывать термодиффузию компонентов (эффект Сорэ), приводящую к тому, что более нагретые части расплава обогащаются компонентами, имеющими большие энтропии или энтальпии. Вследствие градиента давления возникает бародиффузия компонентов, которая вызовет обогащение глубоких частей магматического тела компонентами, имеющими меньшие парциальные (удельные) объемы. Наконец, наличие градиента силы тяжести приведет к обогащению более глубоких частей магматического тела компонентами, имеющими большие массы (удельные веса или плотности). Разделению компонентов в поле градиентов T, P и g будет в определенной мере препятствовать обычная (концентрационная) диффузия, порожденная разностью концентраций компонентов, возникающей при разделении их в градиентном поле. В результате по прошествии значительного времени в пределах магматического тела установится стационарное распределение — разделение компонентов, т. е. произойдет дифференциация расплава.

Оценить количественно охарактеризованные процессы пока еще трудно — отсутствуют экспериментальные определения необходимых кинетических характеристик (коэффициенты термодиффузии, бародиффузии и т. д.). Однако общую тенденцию можно выявить исходя из термодинамических характеристик компонентов расплава, учитывая при этом известные трудности в выборе независимых компонентов расплава вследствие особенностей его внутреннего строения (см. выше), изменяющегося в зависимости от температуры и некоторых других факторов. В табл. 13 приведены характеристики некоторых компонентов расплава, представленных в виде окислов и в форме минеральных молекул. Эти характеристики показывают, что такие компоненты, как FeO, MgO, CaO, будут накапливаться в более прогретых и глубоких частях магматических тел. Для других компонентов влияние T и P неоднозначно: например, для K_2O, Na_2O благоприятны условия более высоких температур и меньших давлений, для SiO_2 и Al_2O_3, наоборот, более высоких давлений и меньших температур. Если принимать за исходные компоненты минеральные молекулы, то несомненна тенденция обогащения более прогретых и глубинных частей магматических тел железомагнезиальными минералами. Однако в целом влияние термодиффузионного, бародиффузионного и гравитационного разделения компонентов в однородном (однофазовом) расплаве, по-видимому, невелико, так как эти процессы протекают медленно (коэффициенты термо- и бародиффузии ориентировочно на полтора-два порядка меньше, чем коэффициенты обычной диффузии) и для их осуществления необходимы большие магматические массы, сохраняющиеся в жидком состоянии десятки миллионов лет.

Таблица 13

Некоторые характеристики компонентов расплава

Компоненты в расплаве	$S^l_{1000°C}$	V^l	M	d	Компоненты в расплаве	S^l	V^l	M	d
H_2O	13,0	28,2	18,0	0,62	$NaAlSi_3O_8$	19,6	14,0	32,8	2,33
K_2O	58,1	45,0	94,2	2,09	$KAlSi_3O_8$	20,1	15,2	34,8	2,29
Na_2O	49,2	30,0	61,9	2,04	$CaAl_2Si_2O_8$	20,3	14,0	34,8	2,49
CaO	33,5	19,0	56,1	2,97	$CaMgSi_2O_6$	20,5	12,2	36,1	2,95
MgO	28,4	12,5	40,3	3,22	$MgSiO_3$	20,7	11,7	33,5	2,87
FeO	37,5	13,1	71,8	5,4	$MgSiO_4$	23,2	11,7	35,2	2,89
Al_2O_3	21,1	9,5	33,9	3,58	Fe_2SiO_4	27,4	13,8	50,9	3,66
SiO_2	17,3	13,2	30,0	2,27	Fe_3O_4	31,1	12,3	57,9	4,68
TiO_2	18,2	10,8	39,9	3,83					

ПРИМЕЧАНИЯ. 1. Данные по энтропии ($S^l_{1000°C}$ для 1000°С в жидком состоянии), мольному объему (V^l), молекулярным весам (M) приведены в сопоставимых величинах — на один атом кислорода.

2. Плотности и, следовательно, мольные объемы для характеристики состояния в расплаве изменены на 10% (объемный эффект плавления силикатных расплавов) по сравнению с твердым состоянием.

3. Данные $S^l_{1000°C}$ и $V^l_{1000°C}$ для жидкой воды, растворенной в расплаве по экспериментальным результатам *В. Бернема, при $P = 1000$ атм, а d вычислено из V^l и M.*

4. Данные по K_2O и Na_2O ориентировочные.

Значительно более существенны процессы дифференциации в гетерогенных расплавах. Заметные различия в плотностях и удельных объемах жидких и твердых фаз различного состава обусловливают возможность эффективной ликвационной и кристаллизационной дифференциации. Рассмотрим эти явления на двух примерах.

Ликвационная дифференциация. В системе FeS—FeO—SiO_2 (изученной Я. И. Ольшанским) существует большая область несмесимости в жидком состоянии, в которую попадают фигуративные точки основных изверженных пород с повышенным содержанием сульфидов. В магмах таких составов при понижении температуры будет происходить ликвация с обособлением сульфидного (с содержанием 1—2% силикатов) и силикатного расплавов. Вследствие резких различий в плотностях и удельных объемах сульфидного и силикатного расплавов в поле силы тяжести и градиента давлений будет происходить дифференциация этих расплавов. Можно попытаться оценить эффективность ликвационной дифференциации сульфидного и силикатного расплавов. Скорость движения капли расплава в поле гравитации выражается формулой Стокса в виде $V = \frac{2}{9} g r^2 \frac{d_1 - d_2}{\eta}$, где g — ускорение силы тяжести = 980 см/сек^2; r — радиус частиц; d_1 — плотность сульфидного расплава; d_2 — плотность силикатного расплава; η — вязкость силикатного расплава. Для рассматриваемого примера плотность сульфидного расплава 3,6—4,0 г/см^3, примем ее равной 3,9 г/см^3; плотность силикатного расплава 2,9—3,3, примем 3,2 г/см^2, вязкость силикатного расплава соответствующего состава для температуры 1200°С составит порядка 3000—4500 пуаз, примем ее равной 4000 пуаз. Тогда для капель сульфидного расплава радиусом 1 мм скорость погружения составит $38{,}1 \cdot 10^{-5}$ см/сек, или 130 м/год. Для капель размером 2 мм скорость составит уже $15{,}2 \cdot 10^{-4}$ см/сек, или 520 м/год и т. д. Поскольку время остывания жидких интрузивных масс исчисляется (в зависимости от размера, температуры и теплопроводности магмы и вме-

щающих пород) величинами порядка $n \cdot 10^2$—$n \cdot 10^4$ лет, очевидно, что этого времени вполне достаточно для эффективного и масштабного проявления ликвационной дифференциации сульфидного и силикатного расплавов.

Заметим, что петрогенетическое значение расслоения и ликвационной дифференциации силикатных и алюмосиликатных расплавов без участия «рудных» расплавов, по-видимому, очень невелико, хотя в общем эта проблема не исследована достаточно глубоко. Дело в том, что в тех силикатных системах, для которых установлена ликвация, расслоение происходит в области существенно кремнеземистых составов расплавов, вязкость которых очень велика. В то же время разница в плотностях ликватов невелика, а добавление в систему щелочей, заметно уменьшающих вязкость силикатных расплавов, приводит, как показали экспериментальные исследования, к исчезновению явлений ликвации в силикатных расплавах. Однако отсутствие данных по водным силикатным расплавам оставляет пока проблему ликвационной дифференциации открытой.

Кристаллизационная дифференциация, или, как это явление было обозначено Н. Боуэном, **фракционная кристаллизация**, представляет разделение выделившихся кристаллов и расплава в поле силы тяжести (или градиента давления) вследствие различия в плотностях (или удельных объемах) кристаллов и расплава. Рассмотрим это на примере системы диопсид — анортит — кремнезем, которая может представлять упрощенную модель основных и средних изверженных пород. Фигуративная точка модельного состава (10% SiO_2+40% анортита+ +50% диопсида), в какой-то мере отвечающая среднему типу пород, расположится в поле диопсида, и при достижении температуры ликвидуса из расплава начнется выделение диопсида. Плотность кристаллов диопсида (d_2=3,27) заметно выше, чем плотность расплава (d=2,65), и кристаллы диопсида будут погружаться на дно магматической камеры. По уравнению Стокса можно оценить скорость погружения, которая при вязкости расплава порядка 5000 пуаз (что приблизительно отвечает принятому составу при T=1300°С) для частиц радиусом 1 мм составит $26{,}5 \cdot 10^{-5}$ см/сек, или 84,0 м/год. При достижении расплавом котектической линии из расплава вместе с диопсидом будет выделяться анортит, который также будет погружаться в нижние горизонты магматической камеры. Скорость погружения при кристаллизации по котектической кривой будет меньше вследствие большей вязкости расплава из-за меньшей температуры и изменения его состава. Она составит для диопсида порядка 47,0 м/год, для плагиоклаза, имеющего меньшую плотность, около 12,0 м/год. Осаждение кристаллов диопсида и в меньшей степени плагиоклаза (и всплывание менее плотного расплава) приведет к заметному изменению состава кристаллизующегося расплава по вертикали. Кристаллизационная дифференциация приведет к тому, что придонные части магматической камеры будут сложены существенно пироксеном с некоторым количеством плагиоклаза, выше будут плагиоклаз-пироксеновые породы, еще выше в них появится кварц и исчезнет пироксен и, наконец, в кровле — кварц-плагиоклазовые породы со значительным содержанием кварца.

Кристаллизационная дифференциация весьма эффективно проявляется при кристаллизации основных магм. В кислых магмах, характеризующихся очень большой вязкостью, условия для кристаллизационной дифференциации менее благоприятны.

На рассмотренные примеры магматической дифференциации накладываются, в ряде случаев, несомненно, усиливая ее, явления раз-

деления расплавов в процессе или вследствие их движения. Эти явления, обозначенные выше как *конвективная*, или *динамическая*, *дифференциация*, исследованы пока недостаточно и можно лишь упомянуть о некоторых главных тенденциях. Существенное значение в геологических условиях, по-видимому, имеет вынужденная конвекция, когда под влиянием тектонических усилий происходит отжимание («фильтр-прессинг») остаточного, или отликвировавшего, расплава. Несомненно, что перемещение расплава, находящегося в процессе ликвационной или кристаллизационной дифференциации, также будет способствовать еще большему разделению вещества в связи с заметно различными физическими и динамическими свойствами дифференциатов.

Наконец, следует указать на влияние потоков летучих компонентов (сквозьмагматических растворов), выделяемых магмой и проходящих через кристаллизующиеся расплавы из более глубоких частей магматического очага. Структурная гетерогенность жидких, а тем более фазовая гетерогенность кристаллизующихся расплавов приводят к неравномерному распределению фильтрующихся через магму потоков летучих компонентов, которые существенно влияют и на физические свойства и на состав расплавов, усиливая магматическую дифференциацию. Для количественной оценки влияние этих факторов, как и вообще явлений дифференциации в насыщенных летучими расплавах, понадобится немало специальных физико-химических исследований.

ОТДЕЛЕНИЕ ЛЕТУЧИХ ОТ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Силикатные расплавы характеризуются значительной, но все-таки ограниченной растворимостью воды, заметным содержанием других летучих компонентов (CO_2, H_2, SO_3, Cl_2 и т. д.). Выше было показано существенное влияние воды на температуры плавления и свойства силикатных расплавов. Не меньшее петрогенетическое значение имеет поведение летучих при кристаллизации расплавов — процессы отделения летучих от расплава, приводящие к формированию магматогенных гидротермальных флюидов, с которыми связано, в частности, образование многих эндогенных месторождений.

В качестве модельной физико-химической системы, в какой-то мере упрощенно представляющей отделение летучих от кристаллизующейся магмы, может быть выбрана система силикат (труднорастворимая соль) — хлорид (легкорастворимая соль) — вода — углекислота (т. е. летучие, различающиеся растворимостью и физико-химическими свойствами). Однако даже такая упрощенная система недоступна для непосредственного графического изображения и анализа (четыре компонента в координатах T—P требуют пятимерного пространства). Поэтому целесообразно рассмотреть главные закономерности с помощью краевых систем: соль (хлорид) — летучий (H_2O), силикат — летучий (H_2O), силикат — два летучих (H_2O и CO_2), а затем уже обсудить особенности общей модели.

T—*P* диаграмма системы соль — летучий (без критических явлений)

Водно-солевые системы, как известно, подразделяются на две группы. Первую группу составляют соли, растворимость которых в воде непрерывно растет с повышением температуры таким образом, что

осуществляется непрерывный переход от чистой воды к расплаву соли. К этой группе относятся соли хлоридов, карбонатов и фторидов щелочных металлов и некоторые другие. Ко второй группе относятся соли, растворимость которых в воде в каком-то температурном интервале уменьшается при повышении температуры. В таких системах при повышении температуры обязательно наступают критические явления и непрерывный переход вода — расплав соли невозможен.

Краевая система хлорид — вода, рассматриваемая нами, относится к первой группе — без критических явлений с непрерывным переходом вода — расплав соли. Диаграммы состояния систем второй группы аналогичны диаграммам силикат — летучий (что естественно, так как силикат — труднорастворимая соль). Они обсуждаются в следующем разделе.

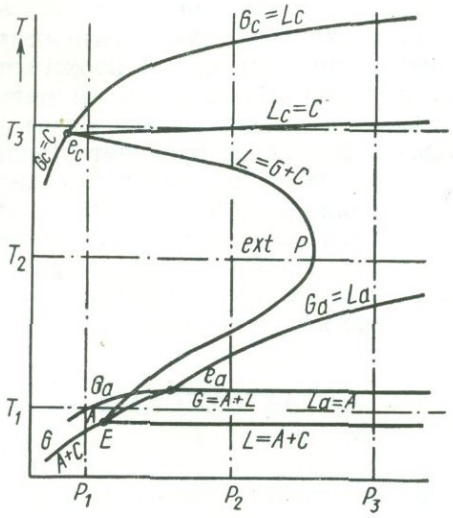


Рис. 61. T—P проекция диаграммы соль (C) — летучий (A) без критических явлений.
Условные обозначения: G — газ; L — жидкость; A, C — твердые фазы соответственно компонентов a и c; E, e — нонвариантные точки. Индексы a и c означают принадлежность соответствующим компонентам. P_1, P_2, P_3 — изобарические, T_1, T_2, T_3 — изотермические сечения (см. рис. 62)

На рис. 61 представлена T—P диаграмма системы соль (хлорид) — летучий (вода). В соответствии с топологией двухкомпонентных T—P диаграмм на рисунке показана нонвариантная точка E, в которой устойчивы четыре фазы ($n=K+2-r$ и $r=2+2=4$ при $n=0$): газ (G), жидкость (L), твердая соль (C) и твердый летучий — лед (A). Нетрудно представить, что эта нонвариантная точка представляет эвтектику, в которой из раствора — расплава L — кристаллизуются две твердые фазы A и C в присутствии насыщенного пара G, содержащего компоненты a и c в других количествах, нежели жидкость. Из нонвариантной точки выходят четыре моновариантные линии, каждая из которых отвечает реакции между тремя фазами без какой-либо одной: LAC, GAC, GLC, GLA.

В рассматриваемой системе фазы A и C имеют постоянный состав, а составы газа и расплава могут изменяться в зависимости от T и P, причем, естественно, газ всегда будет содержать больше компонента a («летучего») и меньше компонента c («нелетучего»), чем расплав. Поскольку состав газа и расплава может изменяться в широких пределах — от чистого a до чистого c, то моновариантные линии GLC и GLA имеют на диаграмме конечные точки, представляющие нонвариантные трехфазовые точки краевых однокомпонентных систем — G_cL_cC и G_aL_aA. Эти точки и соответствующие им моновариантные линии G_cL_c, G_cC, L_cC и G_aL_a, G_aA, L_aA также показаны на диаграмме рис. 61. Таким образом, рассматриваемая диаграмма представляет T—P проекцию пространственной T—P—X диаграммы соль — летучий без критических явлений.

Главная особенность диаграммы состоит в том, что моновариантная линия GLC имеет экстремум (максимум) по давлению. Причина появления максимума следующая. Для любой моновариантной линии в T—P координатах справедливо соотношение $\frac{dT}{dP}=\frac{\Delta V}{\Delta S}$, где ΔV — изменение объема, а ΔS — изменение энтропии фаз, участвующих в моновариантной реакции. Для рассматриваемой кривой: $G+C\rightleftarrows L$ и $\Delta V=V_G+V_C-V_L$, $\Delta S=S_G+S_C-S_L$. Во всем диапазоне T и P $\Delta V>0$, так как $V_G\gg V_L$. При температурах ниже экстремума $\Delta S>0$ (так как $S_G+S_C>S_L$); при температурах выше экстремума $\Delta S<0$ (так как $S_G+S_C<S_L$) и в эстремуме $S_G+S_C=S_L$, и тогда $\frac{dT}{dP}=\frac{\Delta V}{0}=\infty$. Изменение знака энтропийного члена происходит вследствие того, что при повышении температуры и следовании вдоль моновариантной линии GLC в системе непрерывно происходит увеличение количества фазы L (расплава) и уменьшение количества фаз C (плавление) и G (растворение в расплаве).

Исследование T—P диаграммы соль — летучий проводится обычно путем построения и анализа необходимого числа изобарических (T—X) и изотермических (P—X) сечений, которые дают возможность получить данные не только T и P фазовых переходов, но и о составах сосуществующих фаз. На рис. 62 приведены три главных изобарических и три главных изотермических сечений диаграммы. Соответствующие P_1, P_2 и P_3, T_1, T_2 и T_3 показаны на T—P диаграмме.

При давлениях выше экстремального давления трехфазовой кривой GLC (сечение P_3) и температурах выше ее температур (сечение T_3) кристаллизация осуществляется по типу простой эвтектики[1] и во всем диапазоне составов газ, более богатый летучим компонентом, находится в равновесии с расплавом. Расплав соли непрерывно переходит в раствор ее. Растворимость летучего в расплаве уменьшается при повышении температуры и увеличивается при повышении давления (равновесие $G\rightleftarrows L$).

Наибольшее своеобразие отражают сечения, пересекающие трехфазовую кривую GLC (сечения P_2 и T_2). При понижении температуры (рассматриваем сечение P_2) в системе кристаллизуется C и с расплавом сосуществует газовая фаза вплоть до температуры, отвечающей трехфазовой кривой (точка пересечения GLC и сечения P_2). В изобарических условиях это состояние нонвариантно ($n=K+1-r=2+1-3=0$) и в системе будет происходить ретроградное кипение $L\rightarrow G+C$ до тех пор, пока не будет исчерпан весь расплав. При исчезновении расплава система становится моновариантной и при понижении температуры C кристаллизуется из газовой фазы. Второе пересечение трехфазовой кривой обусловливает нонвариантное сжижение газа при растворении части фазы C: $G+C\rightarrow L$. Кристаллизация закончится в эвтектической точке $L+A+C$. В изотермических условиях (сечение T_2) повышение давления приведет к нонвариантному сжижению $G+C\rightarrow L$ (при P, отвечающему сечению изотермой T_2 моновариантной кривой) и в дальнейшем к кристаллизации эвтектического типа. Сечение P_1 интересно тем, что после ретроградного кипения расплав (раствор) в системе не появляется и твердые фазы A и C сублимируют из газовой фазы (кристаллизация заканчивается эвтектоидной сублимацией). Сечение T_1 отличается пересечением двух трехфазовых кривых GLC [A]

[1] На сечении T_3 (а также T_2 и T_1) эвтектика не показана, поскольку она достигается при очень высоких давлениях, а все сечения точно отражают диаграмму T—P.

и GLA [C] с двумя нонвариантными состояниями сжижения: G+C→L и G→L+A. При давлениях выше давления перехода G→L+A газовая фаза в системе отсутствует, происходит кристаллизация из жидкой фазы, которая заканчивается в эвтектике при высоких давлениях.

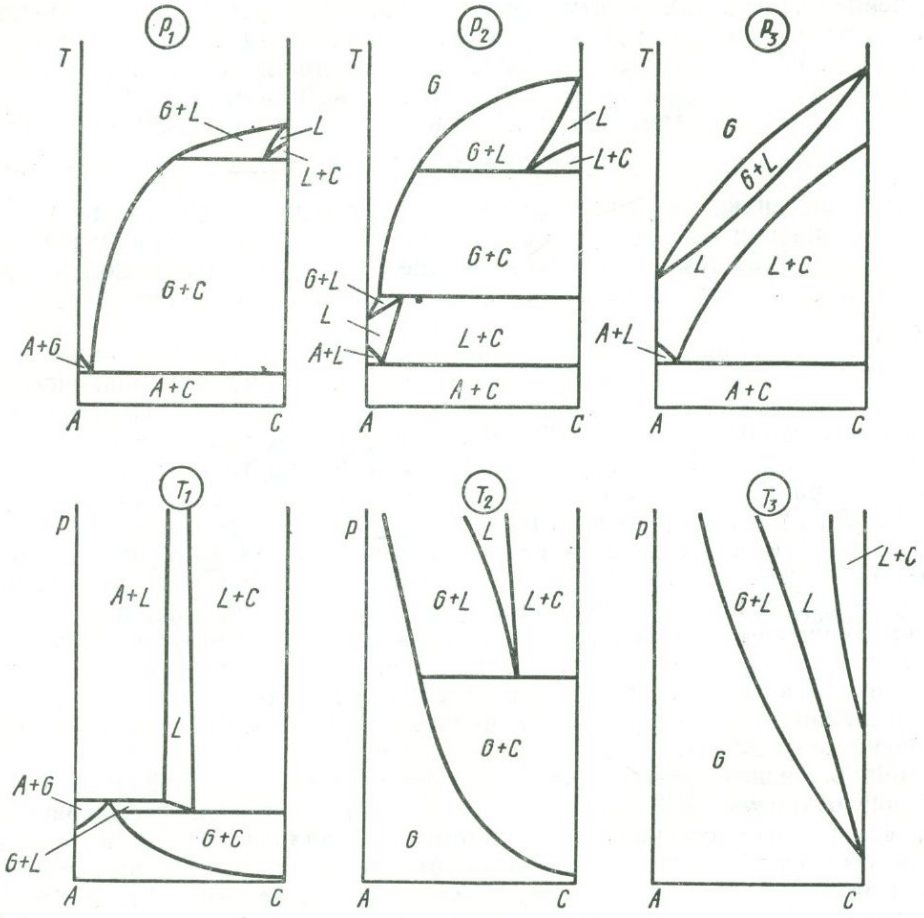


Рис. 62. Изобарические (P_1, P_2, P_3) и изотермические (T_1, T_2, T_3) разрезы диаграммы летучий — соль (рис. 61). Условные обозначения те же, что и на рис. 61

Используя модельную систему соль — летучий для анализа процессов кристаллизации и отделения летучих кроме рассмотренных изобарических и изотермических условий следует иметь в виду возможность изохорической кристаллизации системы (т. е. в условиях постоянного объема системы). В этом случае кристаллизация будет проходить вдоль трехфазовых кривых GLC или GLA (в зависимости от исходного состава системы) и закончится в эвтектической точке E.

T—P диаграмма системы силикат — летучий (с критическими явлениями)

Системы силикат — летучий (H_2O) относятся ко второй группе водно-солевых систем, в которых при повышении температуры обязательно наступают критические явления. Критические явления обуслов-

лены тем, что силикаты представляют труднорастворимые соли и, хотя присутствие их повышает критическую температуру раствора, этого оказывается недостаточным для того, чтобы воспрепятствовать вскипанию раствора и обеспечить непрерывный переход раствора в расплав (как это наблюдается в водно-солевых системах первого типа).

На T—P проекции (рис. 63) существование критических явлений выражается в пересечении критической кривой (K_AK_B — кривая, характеризующая T—P критических явлений во всем диапазоне составов от A до B) трехфазовой кривой GLB [A] с образованием двух критических точек — нижней (P) и верхней (Q). Между критическими точками кроме твердого возможно только одно агрегатное состояние—надкритическое, или флюидное. Изменяя температуру или давление, можно постепенно перейти от флюида, имеющего свойства газа, к флюиду со свойствами жидкости. Критическая кривая K_AK_B между точками P и Q, естественно, не носит характера фазовой границы, отражая лишь внутренние свойства флюида.

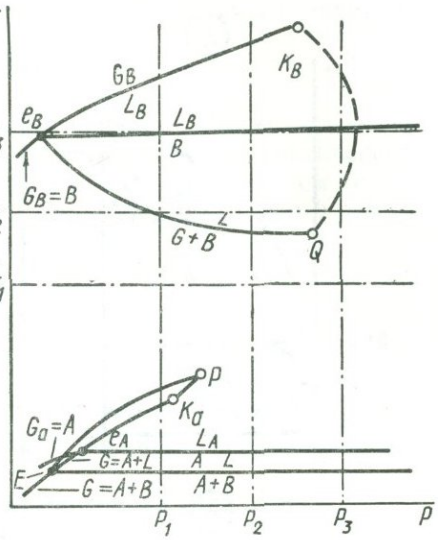


Рис. 63. T—P проекция диаграммы летучий (A) — силикат (B) с критическими явлениями. Условные обозначения те же, что и на рис. 61. K_A, K_B — критические точки компонентов A и B; P и Q — нижняя и верхняя критические точки бинарной системы; F — флюид

Рассмотрим особенности диаграммы летучий (A) — силикат (B) с помощью изотермических и изобарических сечений (рис. 64). При температуре T_1 (сечение между верхней и нижней критической точкой) по мере увеличения давления будет осуществляться постепенный переход от флюида, имеющего свойства газа, к флюиду со свойствами жидкости (см. P—X сечение T_1 на рис. 64). Обратим внимание, что в некотором интервале давлений (в области «критических» давлений — предполагаемое пересечение кривой K_AK_B) растворимость силиката во флюиде возрастает вследствие увеличения его плотности («сжижения»). При температуре T_2 (изотермическое P—X сечение T_2) повышение давления приводит к нонвариантной реакции G+B→L (пересечение трехфазовой кривой GLB при T=const нонвариантно: $n=K+1-r=2+1-3=0$). Дальнейшее повышение давлений приводит к критическим явлениям (пересечение критической кривой K_AK_B), выше критического давления кристаллизация B происходит из флюида. Для сечения T_3 также характерны критическая точка K для двухфазовой области G+L и кристаллизация B из флюида при давлениях выше критического. Отметим, что вблизи критической точки наблюдается аномальное увеличение растворимости труднолетучего компонента в газовой фазе.

Изобарическое сечение P_1 ничем не отличается от аналогичного сечения P_2 диаграммы без критических явлений (см. рис. 61), поскольку расположено при давлениях ниже критического. При давлении P_2 (сечение P_2 расположено между критическими точками P и Q) по мере понижения температуры достигается нонвариантное состояние

ретроградного кипения G+B→L, а затем G+B постепенно переходит во F+B, причем кривая, показывающая состав газа и флюида, равновесного с B, обнаруживает характерный изгиб, означающий повышение растворимости B с понижением температуры. Это явление ретроградной растворимости (повышение растворимости с понижением тем-

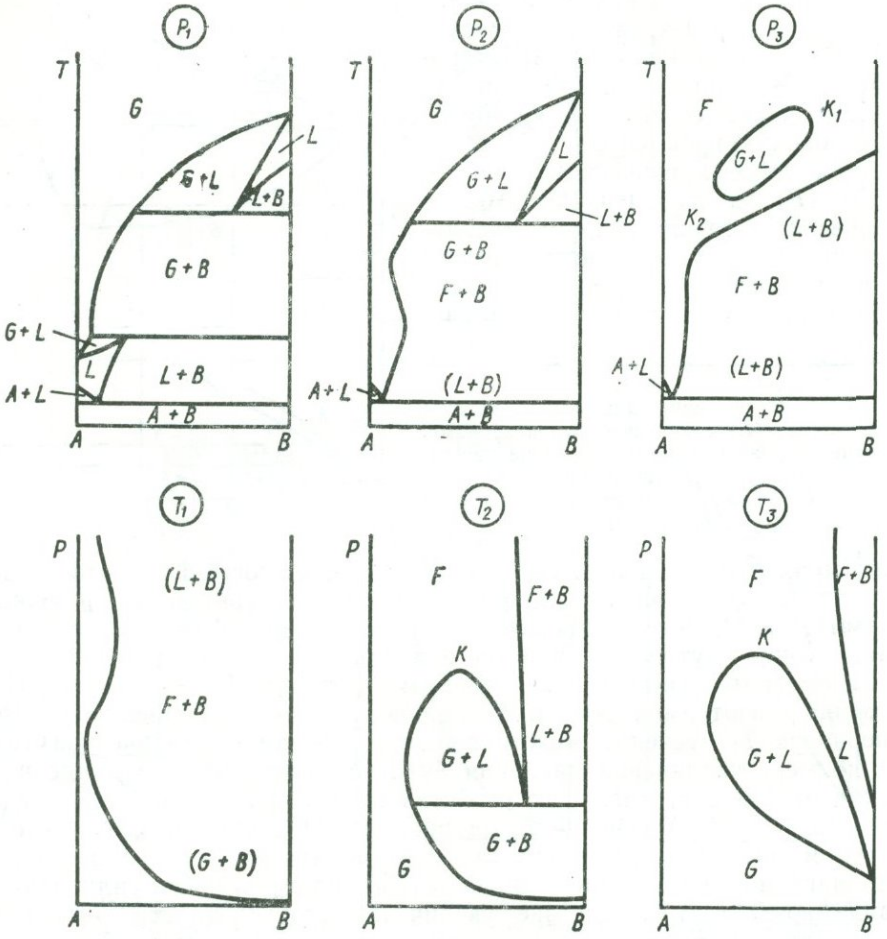


Рис. 64. Изобарические (P_1, P_2, P_3) и изотермические (T_1, T_2, T_3) разрезы диаграммы летучий — силикат с критическими явлениями. Условные обозначения те же, что и на рис. 61, 63

пературы), которое отличается от поведения как газа, так и жидкости, представляет характерный признак флюидного состояния как надкритического в области перехода от флюида со свойствами газа к флюиду со свойствами жидкости. При дальнейшем понижении температуры флюид полностью приобретает свойства жидкости и кристаллизация заканчивается в эвтектике. Для более высоких давлений (сечение P_3 выше критической точки Q) характерно существование при высоких температурах изолированной области G+L, ограниченной двумя критическими точками K_1 и K_2.

Обратим внимание на аномальное повышение растворимости летучего компонента в расплаве по мере повышения температуры вблизи верхней критической точки K_1 и аномальную ретроградную растворимость труднолетучего вблизи нижней критической точки K_2. В обоих случаях кривые L и G проходят через экстремум растворимости. Эти экстремумы связаны с тем, что вблизи критических точек энтропии компонентов a и b для газовой и жидкой фазы становятся равными

$$\left(\frac{dT}{d\ln N} = -\frac{RT}{\Delta S} = \infty, \text{ когда } \Delta S = 0\right),$$

а затем энтропии компонентов в расплаве становятся больше, чем в газовой фазе. Равным образом, как мы отмечали, вблизи критической точки наблюдается экстремум растворимости по давлению (см. сечения T_2 и T_3), который связан с равенством объемов компонента b в расплаве и газовой фазе

$$\left(\frac{dP}{d\ln N} = \frac{RT}{\Delta V} = \infty, \text{ когда } \Delta V = 0\right),$$

а затем объем компонента b в расплаве становится больше, чем в газовой фазе. Эти «аномальные» термодинамические свойства компонентов наблюдаются только вблизи критических точек, являясь как бы преддверием надкритического флюидного состояния.

Более сложные системы и возможные модели отделения летучих от расплава

Рассмотренные бинарные системы соль — летучий (без критических явлений) и силикат — летучий (с критическими явлениями) представляют простейшие краевые сечения системы силикат — соль — два летучих, которая может быть принята в качестве модели кристаллизующейся магмы. Общая диаграмма состояния такой системы пока еще не разработана. Однако принципиальные особенности такой системы по сравнению с рассмотренными могут быть намечены.

А. В системе силикат — соль (хлорид) существует обширная область несмесимости между существенно силикатным и хлоридным расплавами. Эта область сохраняется по крайней мере для небольших (докритических) давлений и для системы силикат — хлорид — вода. В этом случае кристаллизация системы при небольших (докритических) давлениях будет осуществляться таким образом, что ниже солидуса силиката в определенном интервале T и P в равновесии с твердыми фазами будут существовать газ (существенно водяной пар) и водно-солевой расплав-раствор. При высоких давлениях (выше критических в системе силикат — соль — вода) кристаллизация будет происходить по обычной схеме диаграммы с критическими явлениями.

Б. Растворимость воды в силикатных расплавах существенна, но все-таки ограничена. Растворимость углекислоты в силикатных расплавах незначительна (приблизительно на порядок меньше, чем воды). Различие в растворимости воды и углекислоты приведет к изменению состава газа (и флюида), равновесного с расплавом в зависимости от температуры и давления. При высоких T и P газ обогащен углекислотой, по мере понижения температуры (и кристаллизации расплава) и понижения давления содержание воды в газовой фазе возрастает вплоть до явного преобладания над углекислотой. Изменение содержания других летучих компонентов также зависит от их растворимости в расплаве.

Намечая возможные модели отделения летучих от расплава, следует иметь в виду два крайних случая кристаллизации расплавов.

Изобарическая кристаллизация происходит в условиях постоянного давления, осуществляемого внешней средой на расплав, т. е. на определенной глубине, при возможности изменений объема (размера) магматической камеры. Моделью изобарического режима при кристаллизации и отделении летучих служит соответствующее изобарическое сечение диаграммы состояния системы.

Изохорическая кристаллизация, представляющая второй крайний тип, происходит в условиях постоянства объема (размера) камеры, занимаемой расплавом. В этом случае кристаллизация и отделение летучих моделируются соответствующими моновариантными кривыми диаграмм состояния (например, GLB для бинарной системы), где в качестве независимого параметра выступает температура, ее изменение определяют давление и фазовый состав системы.

Даже представляя упрощенно кристаллизацию природных интрузивных тел, т. е. пренебрегая градиентами температуры, давления, силы тяжести, в поле которых существуют природные магматические тела, тем не менее в качестве модели следует принять сложный изохорическо-изобарический путь кристаллизации расплавов. Прежде всего в процессе движения расплава из более глубоких горизонтов он существует как тело определенного объема и при этом T—P условия его существования изменяются. Если расплав был насыщен летучими компонентами, то по мере продвижения к поверхности он будет выделять газовую (флюидную) фазу, первоначально обогащенную менее растворимыми летучими (углекислотой и т. д.). Одновременно с движением расплава в ряде случаев начинается его кристаллизация (интертеллурическая кристаллизация). После того как движущая сила расплава будет исчерпана и расплав займет определенную магматическую камеру, начнется (или продолжится) его кристаллизация, которая вначале будет протекать в изохорических условиях, причем некоторый период без выделения летучих во вмещающую среду. По мере кристаллизации расплава, вследствие ограниченной растворимости летучих в расплаве, их давление становится больше давления внешней среды и начинается изобарическая[1] кристаллизация с ретроградным вскипанием расплава. Состав выделяемой газовой фазы будет становиться все более водным. В зависимости от глубинности (внешнего давления) кристаллизация силикатного расплава закончится образованием силикатной породы и остаточного флюида, который, отделяясь, дает начало послемагматическим гидротермальным растворам, или в условиях малых глубин (до 4—5 км) образованием существенно водного газа и водно-солевых концентрированных растворов, которые, отделяясь, в благоприятных условиях могут дать две ветви гидротермальных растворов.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ РАСПЛАВОВ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

В процессе зарождения, внедрения и кристаллизации магматические расплавы находятся в непрерывном взаимодействии с вмещающими породами. Особенность этого взаимодействия состоит в осмотиче-

[1] Конечно, на самом деле это близкая к изобарической (квазиизобарическая) кристаллизация, так как при T, P=const не будет ни переноса тепла, ни движения летучих.

ском механизме, когда вмещающие породы проницаемы только для флюидной или газовой фазы, выделяющейся из расплава. Вследствие этого расплав будет находиться в осмотическом равновесии с флюидом вмещающих пород, т. е. содержание летучих компонентов в расплаве должно соответствовать парциальному давлению этих компонентов во флюиде вмещающих пород или превосходить его. В противном случае, когда содержание летучих компонентов меньше, возникает дополнительное осмотическое давление, вызывающее поступление летучих из вмещающих пород в расплав вплоть до установления осмотического равновесия. Из термодинамических соотношений $P_i = P_i^f \cdot \frac{X_i^f}{X_i}$ и $\pi = P_i - P_i^f$ (где $P_i^f = P^f X_i^f$, а P^f, P_i^f, X_i^f — соответственно давление флюида, парциальное давление и мольная доля летучего компонента i во флюиде; P_i, X_i — парциальное давление и мольная доля летучего в расплаве — все для идеальных растворов) можно видеть, что осмотическое давление будет тем выше, чем больше недосыщенность расплава летучим и чем больше общее давление флюида на расплав.

Проникновение расплава во вмещающие породы может происходить механическим путем по ослабленным тектоническим зонам и трещинам или путем замещения магматическим расплавом вмещающих пород с последующей кристаллизацией из расплава плутонических изверженных пород. Последний механизм получил (по Д. С. Коржинскому) название магматического замещения.

Процессы магматического замещения играют важную роль в формировании интрузивных массивов, проявляясь самостоятельно или сопровождая процессы механического внедрения магмы. Особенно велика их роль в глубинных условиях, при формировании значительных объемов магматических масс. Можно различать два крайних типа магматических процессов — диффузионный и инфильтрационный.

При диффузионном процессе происходит поглощение, растворение (ассимиляция) магмой вмещающих пород с образованием путем диффузионного выравнивания промежуточных по составу и двойственных по источнику вещества магматических пород. Для осуществления процессов ассимиляции требуется достаточный запас тепла в магме, необходимого для растворения-расплавления вмещающих пород, и длительное существование магматического расплава, поскольку перенос вещества происходит диффузионным путем. Так как запасы тепла ограничены, при ассимиляции в приконтактовой зоне нередко сохраняются ксенолиты в различной степени переработанных вмещающих пород, а сами магматические породы представлены пестрыми по составу и структурам разностями. Такие породы получили название гибридных пород.

Инфильтрационное магматическое замещение осуществляется в условиях интенсивного воздействия выделяющихся из магмы флюидов (сквозьмагматические растворы, по Д. С. Коржинскому). Эти флюиды выносят из магмы те компоненты расплавленных (растворенных) вмещающих пород, которые являются избыточными по сравнению с котектическим и эвтектическим расплавами, и вызывают нередко интенсивное метасоматическое преобразование вмещающих толщ. Очевидно, что для инфильтрационного магматического замещения[1] кроме запасов

[1] В зависимости от состава замещающей магмы процессы инфильтрационного магматического замещения обозначают как гранитизацию, габброизацию, сиенитизацию и т. д., хотя следует отметить, что нередко эти термины употребляются в более широком и менее определенном смысле.

избыточного тепла необходим интенсивный поток выделяющихся из магмы флюидов.

В природе, естественно, встречаются различные промежуточные соотношения между выделенными крайними типами и более сложные случаи, возникающие при определенных соотношениях между инфильтрацией и диффузией. Важное петрогенетическое значение имеет инфильтрационное магматическое замещение с отраженной щелочностью. Оно возникает при инфильтрационном замещении гранитоидными магмами карбонатных или основных пород в условиях, когда встречная диффузия щелочей происходит быстрее, чем инфильтрация растворов из магмы. В такой обстановке осуществляется следующий механизм взаимодействия. В потоке растворов, проникающих из магмы во вмещающие породы, вследствие взаимодействия оснований происходит существенное повышение активности щелочей, которое вызывает встречную диффузию щелочей в магму («отраженная щелочность»). Вследствие этого в эндоконтактовой зоне происходит изменение парагенезисов состава вплоть до появления их щелочных разновидностей.

Заканчивая обсуждение процессов взаимодействия магматических расплавов с вмещающими породами, следует указать, что в определенных условиях, нередко осуществляемых в земной коре, сами вмещающие породы могут явиться родоначальниками магматических расплавов. Рассмотренные выше зависимости температур плавления минералов показывают, что повышение температуры, понижение давления, увеличение содержания воды (и кислотных компонентов) во флюиде может привести к плавлению вмещающих пород, которое будет происходить в обратном порядке, чем рассмотренные процессы кристаллизации: сначала выплавление эвтектики, затем выплавление минералов, отвечающее изменению состава расплава по котектике, и т. д.

В зависимости от T, P и состава флюида плавление может быть частичным или полным. Возникшие таким образом расплавы называют палингенными, а процесс выплавления — палингенезом или анатексисом. Анатектические магматические расплавы в физико-химическом отношении, естественно, ничем не отличаются от ортотектических (первичных) расплавов, пришедших в земную кору из мантии. Более того, ортотектические расплавы в свете современных представлений являются результатом частичного плавления (палингенеза) мантийного материала. Гранитоидные магмы, играющие огромную роль в формировании земной коры и месторождений полезных ископаемых, возникают главным образом в результате анатексиса вещества земной коры.

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ

Понятие «структура» охватывает особенности строения горной породы, которые обусловливаются размерами, формой и взаимными отношениями минералов и вулканического стекла. Текстура определяется общими особенностями минеральных агрегатов и их расположением в пространстве.

Структура зависит от степени кристалличности и относительного количества стекла, абсолютной и относительной величины зерен минералов и их формы (кристаллографического облика, степени идиоморфности, наличия или отсутствия реакционного взаимодействия с другими составными частями, распада твердых растворов).

Текстура в свою очередь определяется общим обликом породы, расположением и распределением минеральных агрегатов, вызванным особенностями кристаллизации или внешними воздействиями, способом выполнения пространства массой горной породы вследствие процессов, происходящих до застывания или во время кристаллизации, формой отдельности, возникающей при охлаждении расплава или под влиянием внешних воздействий во время и после кристаллизации.

Таким образом, и структура и текстура определяются характером и взаимоотношениями минеральных составных частей породы. Поэтому при практическом изучении пород не всегда можно достаточно строго отделить их друг от друга. Например, ориентированное распределение микролитов плагиоклаза в основной массе может задаваться либо ориентирующим воздействием движения лавы (признак текстуры), либо (при малом количестве стекла) самой уплощенной вытянутой формой выделений полевого шпата (признак структуры). Поэтому при описаниях пород приходится пользоваться (наряду с понятиями структура и текстура) более общим термином — строение (сложение) породы.

Разбор основных особенностей структур и текстур удобно провести по указанным выше классификационным признакам.

По степени кристалличности обычно различаются три главных типа структур: полнокристаллические структуры пород, в которых стекло отсутствует, неполнокристаллические структуры пород, содержащих наряду с кристаллами минералов также и стекло, стекловатые структуры пород, состоящих из стекла с кристаллами и (или) небольшим количеством микролитов.

Стекло — переохлажденная жидкость, которая самопроизвольно раскристаллизовывается (расстекловывается), что приводит к возникновению ряда вторичных структур. Кристаллиты являются образованиями, не действующими на поляризованный свет, переходными от аморфного вещества к кристаллическому. Они имеют разнообразную

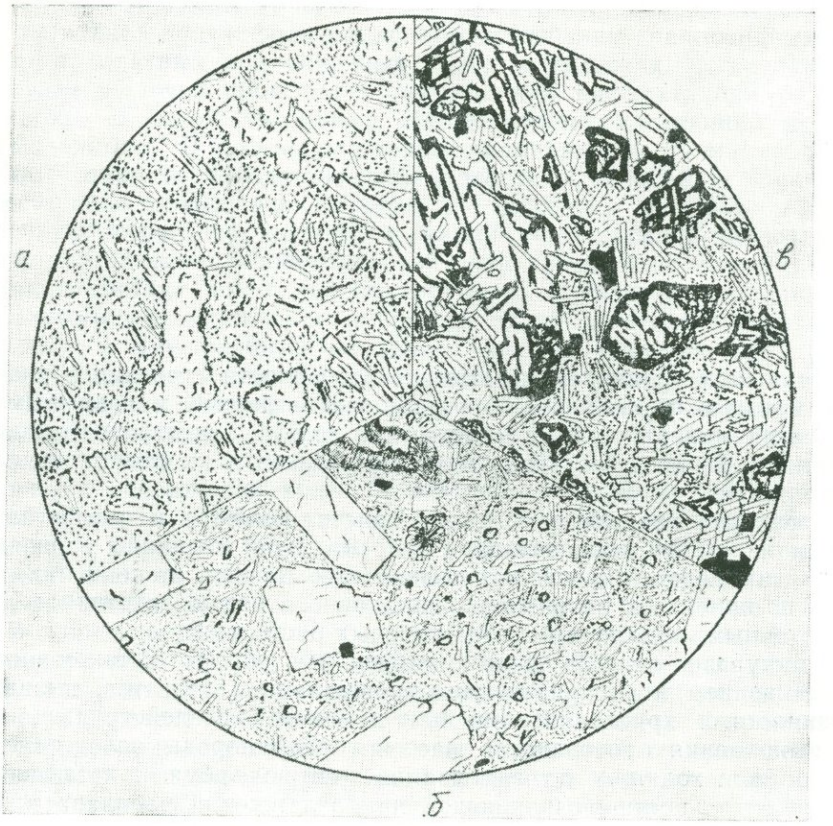


Рис. 65. Соотношение стекла и кристаллов в структуре эффузивов основного состава:
а — витрофировая структура; вытянутые тонкие вкрапленники и микролиты плагиоклаза в количественно преобладающем темно-буром вулканическом стекле (гиалобазальт); *б* — гиалопилитовая структура; в буроватом стекле рассеяны тонкие микролиты плагиоклаза, изометричные зернышки авгита и мельчайшие выделения магнетита (андезит); *в* — интерсертальная структура; вкрапленники представлены оливином и пироксеном (с вростками плагиоклаза) в основной массе из микролитов плагиоклаза и стекла, находящегося в резко подчиненном количестве (базальт). По Ю. Половинкиной (1966)

форму — шаровую (глобулиты), цилиндрическую (лонгулиты), игло**подобную** (спикулиты) и т. д. Наряду с кристаллитами в стекле нередко отмечаются сферолиты — радиально-лучистые, в общем шарообразные агрегаты волосовидных, игольчатых, пластинчатых кристаллов.

Деление структур по степени кристалличности учитывает и относительное количество стекла. Более дробно этот признак использует-

ся, например, при описании основной массы эффузивов основного и среднего составов (рис. 65). Здесь в зависимости от соотношения стекла и микролитов (с : м) выделяются структуры: витрофировая — резко преобладает стекло, микролиты всегда разъединены им (с : м $\geqslant$ $\geqslant$ 75 : 25); *гиалопилитовая — в беспорядочном войлоке микролиты не* всегда разъединены стеклом (с : м $\approx$ 50 : 50); интерсертальная — резко преобладают микролиты, стекло присутствует лишь в интерстициях между ними (с : м $\leqslant$ 25 : 75). Гиалопилитовая и интерсертальная структуры являются разновидностями микролитовой. Под этим термином *объединяются структуры основной массы вулканогенных пород, содер*жащих микролиты и небольшое количество стекла.

Геологические наблюдения показывают, что стекло возникает при застывании магматического расплава в результате быстрого охлаждения и резкой потери летучих. Обычно это происходит при излиянии *лавы на поверхность во время вулканического извержения, но в неко*торых случаях (при трудной отделяемости флюидов специфического состава) может происходить и при внедрении магмы в гипабиссальных условиях — на глубинах порядка десятков — первых сотен метров. Примером пород такого рода могут служить автомагматические брекчии (см. ниже), содержащие стекло в основной массе и способные давать при внедрении тонкие стекловатые апофизы.

Соотношение микролитов и стекла в структуре основной массы пород отражает степень переохлаждения расплавов и скорость падения температуры. Количественные данные для эффузивов отсутствуют, но для иллюстрации действия этих факторов можно привести данные Л. Р. Уэйджера по Скаергаарду (табл. 14), показывающие, что при

Таблица 14

Сравнительное количество кристаллов в различных габброидах интрузии Скаергаард (шт/см^3)

Местонахождение	Плагио-клаз	Пироксен	Оливин	Ильменит	Общее число
В 1 м от контакта	4600	38	1900	13	6551
В 30 м от контакта	2700	16	75	22	2813

удалении от контакта количество зародышей кристаллов быстро падает.

По абсолютной величине кристаллов, слагающих породу, последние делятся на явнокристаллические (в которых отдельные зерна видны невооруженным глазом), микрокристаллические (состоящие из микроскопических кристаллов и зерен) и скрыто- или криптокристаллические (составные части которых не различимы под микроскопом, хотя и действуют на поляризованный свет).

Явнокристаллические породы по крупности зерна подразделяются на гигантозернистые с размером зерен более 10 мм, крупнозернистые (3—10 мм), среднезернистые (3—1 мм) и мелкозернистые (менее 1 мм). Микро- и скрытокристаллические породы при макроскопической характеристике обозначаются как афанитовые, или тонкозернистые.

Относительная величина слагающих породу минеральных зерен позволяет говорить о равнозернистых, неравнозернистых, порфировидных и порфировых структурах (рис. 66).

В породе редко бывает так, чтобы все породообразующие минералы слагали зерна одной и той же величины. Обычно разные минералы характеризуются различными размерами. Например, в приконтактовом оливиновом габбро интрузии Скаергаард зерна плагиоклаза имеют объем 0,13 $см^3$, пироксена — 6,6 $см^3$, оливина — 0,08 $см^3$, ильменита — 0,8 $см^3$. Поэтому при определении названия структуры прини-

Рис. 66. Структуры полнокристаллических пород в зависимости от степени неравномернозернистости:
а — равномернозернистая (микрогаббровая) структура; порода (микрогаббро-норит) сложена изометричными зернами гиперстена, моноклинного пироксена, основного плагиоклаза и магнетита; *б* — порфировидная структура; крупные индивиды пироксена в массе более мелких зерен того же пироксена, роговой обманки и плагиоклаза с включениями рудного минерала и апатита (меланократовый лампрофир); *в* — порфировая структура; вкрапленники плагиоклаза в микроаллотриоморфной массе из пироксена и плагиоклаза (габбро-порфирит). По Ю. Половинкиной (1966)

маются во внимание размеры зерен какого-либо преобладающего минерала. Если эти размеры более или менее одинаковы, то структура относится к равномернозернистым. При неодинаковой величине кристаллов структура считается неравномернозернистой. В этом случае могут быть зерна двух-трех размеров (без постепенных переходов) или гамма-переходов от минимального до максимального для данного минерала размера.

Порфировидная и порфировая структуры являются в определенном смысле резко выраженными случаями неравномернозернистой структуры. При их описании выделяются основная масса и вкрапленники. В порфировидной структуре основная масса может быть мелко-, средне- и даже крупнозернистой, а размеры вкрапленников (здесь их чаще называют порфировидными выделениями) превышают размеры зерен основной массы в несколько раз. В порфировой структуре основная масса обычно мелкозернистая или афанитовая, часто наблюдается вулканическое стекло, а величина вкрапленников значительно больше размеров кристаллических зерен в основной массе, чем в предыдущем случае (иногда в 10—15 раз и более). Известны также породы, в которых вкрапленники образуют скопления, агрегаты. Такая структура называется гломеропорфировой (от латинского слова glomero — собираю в кучу).

Причиной возникновения неравномернозернистых (в частности, порфировых) структур являются резкие изменения физико-химических условий кристаллизации. По М. Б. Бородаевской, могут быть выделены следующие генетические типы порфировых выделений:

1) собственно вкрапленники (фенокристаллы), т. е. порфировые выделения, кристаллизовавшиеся из расплава на глубине (интрателлурические) и выросшие на месте в камере застывания магматического тела (интрузива, дайки, излившегося потока);

2) порфиробласты — крупные кристаллы, образовавшиеся после общей кристаллизации породы;

3) ксенокристаллы, попавшие в магму из вмещающих пород на глубине или в камере кристаллизации.

Например, в магме, начавшей кристаллизоваться в глубинном очаге, образуются кристаллы плагиоклаза, ромбического пироксена и оливина. Затем происходит подъем магмы по каналу вулкана и излияние на поверхность, где лава застывает, приобретая резко выраженную порфировую структуру: интрателлурические вкрапленники плагиоклаза, пироксена, оливина в основной массе из стекла с тем или иным количеством микролитов тех же минералов. В случаях, когда существенной задержки (остановки) расплава, сопровождавшейся частичной кристаллизацией, на глубине не происходит, может возникнуть лава без вкрапленников — афировой структуры.

Помимо интрателлурических вкрапленников порфировидные выделения могут возникнуть и в камере застывания. Интрателлурические вкрапленники являются более ранними, чем минералы основной массы и поздние порфировидные выделения, и поэтому отличаются от них более высоким идиоморфизмом выделений и составом. При этом плагиоклаз интрателлурических вкрапленников содержит больше анортитового компонента (на 20—60%) и нередко имеет иную степень упорядоченности кристаллической решетки; калиевый полевой шпат также отличается по степени упорядоченности; цветные минералы (оливины, пироксены, амфиболы, биотиты) характеризуются меньшей железистостью. В интрателлурических вкрапленниках могут наблюдаться минералы, не характерные для расплавов данной кремнекислотности и щелочности, кристаллизующиеся из них лишь при более высоких температурах (например, оливин или ромбический пироксен в дайках гранит-порфиров). Такие порфировые выделения при падении температуры и давления становятся неустойчивыми в расплаве и обычно наряду с идиоморфными очертаниями несут признаки интенсивной коррозии, разъедания. В то же время вкрапленники, растущие в камере

застывания интрузива, признаков коррозии не обнаруживают и характеризуются низкой степенью идиоморфизма. Размеры интрателлурических вкрапленников обычно слабо колеблются и резко отличаются от величины кристаллов в основной массе, тогда как поздние (внутрикамерные) порфировидные выделения характеризуются разнообразной величиной и нередко позволяют назвать структуру породы сериально-порфировой.

Порфиробласты образуются после кристаллизации породы и формируются метасоматическим путем. Наиболее частым примером такого рода являются крупные выделения микроклина в некоторых гранитоидах. В этом случае кристаллы калиевого полевого шпата содержат включения других минералов — кварца, плагиоклаза, микроклина, выделившихся ранее при кристаллизации магматического расплава и замещаемых микроклином. Реликты минералов имеют при этом неправильную форму, резорбированные границы, незакономерную ориентировку, а вмещающие их крупные выделения полевого шпата достигают иногда 10—15 см длины.

Главнейшим элементом структуры является форма зерен слагающих породу минералов. С этой точки зрения прежде всего выделяются идиоморфные кристаллы и ксеноморфные кристаллические зерна. В первом случае ограничения минералов характерны для данного кристаллического вещества и свидетельствуют обычно о росте в свободном пространстве, во втором — являются для него чуждыми и определяются формой пространства, оставшегося после кристаллизации ранее выделившихся минералов. По степени совершенства кристалла (или кристаллического зерна) следует различать их скелетные, дендритные и пойкилитовые формы.

Скелетные кристаллы представляют собой остов кристалла, возникший вследствие того, что по различным причинам вещество заполняет не весь объем многогранника, а лишь какие-то его части. В магматических породах это обычно внешние скелетные кристаллы, представленные внешними гранями, а внутри содержащие либо вулканическое стекло (в лавах), либо зерна других минералов (в интрузивах). Такие образования называются также футляровидными, или «фаршированными», кристаллами. Механизм возникновения таких форм состоит в резко неравномерной подаче материала к разным частям растущего кристалла. В эффузивных образованиях или в сверхбыстро охлаждающихся апикальных частях интрузивных камер вязкость полузастывшего расплава приводит к росту только внешних частей кристалла. В результате наблюдаются вкрапленники оливина, амфибола, плагиоклаза с углублениями (футлярами) на торцах, заполненными стеклом, или включения стекла внутри кристаллов. На метасоматические образования футляровидных кристаллов впервые указал в 1947 г. Д. С. Коржинский (для пироксенов в пегматитах Прибайкалья). В этом случае внешняя скелетная форма также возникает из-за недостаточного поступления вещества к внутренним частям кристаллов. Такие метасоматические футляровидные кристаллы (метакристаллы) широко развиты в пегматитах (апатит, ортит, турмалин, берилл и многие другие минералы) и гранитах (апатит, флюорит, много реже породообразующие минералы).

Дендриты — это ветвящиеся и расходящиеся в стороны образования, возникающие при расщеплении граней, ребер или вершин по определенным законам. Примерами дендритов являются морозные узоры на окнах. В горных породах дендриты наблюдаются в лавах (кристаллиты и некоторые типы сферолитов).

Пойкилитовые кристаллы (зерна) характеризуются многочисленными включениями, захваченными при росте. Типичными примерами пойкилитовых образований являются порфиробласты микроклина в гранитоидах, описанные выше, крупные кристаллы циркона в мариуполитах, зерна моноклинного пироксена с включениями плагиоклаза в некоторых габбро-диабазах. В первых двух случаях пойкилитовые

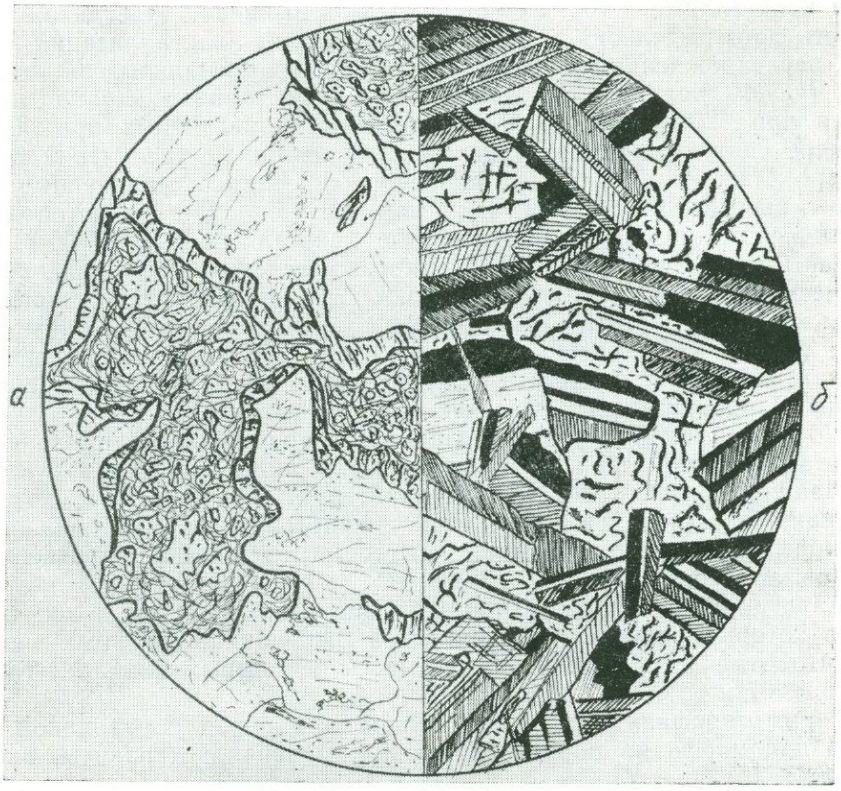


Рис. 67. Структуры габбро и диабазов:
а — габбровая структура; оливиное габбро состоит из крупных зерен оливина и плагиоклаза, выделявшихся почти одновременно, и моноклинного пироксена, образующего реакционную каемку на оливине; *б* — офитовая структура; оливиновый диабаз, сложенный идиоморфными лейстами плагиоклаза и ксеноморфными зернами оливина и ромбического пироксена. По Ю. Половинкиной (1966)

кристаллы возникают при метасоматическом росте (пойкилобласты), во втором — являются результатом разновременной кристаллизации из расплава.

На рисунок структуры влияет также габитус идиоморфных кристаллов. Один и тот же минерал в зависимости от условий образования может иметь разную форму кристаллов. Например, для самого распространенного минерала магматических пород — плагиоклаза — известно, что с повышением скорости остывания расплава габитус этого полевого шпата меняется от изометричного к таблитчатому до тонкотаблитчатого (почти пластинчатого) при одном и том же составе расплава. В глубинных (интрузивных) породах основного состава (габ-

бро) короткотаблитчатые до изометричных зерна плагиоклаза вместе с пироксенами участвуют в рисунке габбровой структуры. В гипабиссальных аналогах габбро-долеритов (например, в трапповых интрузивах) вытянутые таблички плагиоклаза цементируются моноклинным пироксеном, создавая офитовую структуру. И, наконец, в основной массе базальтовых лав мы встречаем в стекле тонкотаблитчатые (пластинчатые) микролиты того же плагиоклаза.

Экспериментальными исследованиями и наблюдениями над реальными кристаллами в горных породах была выявлена отчетливая зависимость форм выделения оливина от температуры кристаллизации и степени переохлаждения расплава. При экспериментальных исследованиях (Н. Ф. Челищев, А. Радкова-Стойчева) оливин начинал выделяться при 1200—1250° в виде сплошных изометричных кристаллов. По мере снижения температуры кристаллизации и увеличении степени переохлаждения последовательно фиксировались: удлиненные кристаллы, иногда с небольшими полостями внутри (1170°), толстостенные короткопризматические футляровидные кристаллы (1150—1130°), тонкостенные часто незамкнутые футляровидные кристаллы длиннопризматического облика (1100°), лейстовидные выделения с отношением длины к ширине, равным 10—20 (1050°), скелетные и дендритные формы с тонким войлочным строением (1000—900°). В ультраосновных породах Австралии подобные скелетные кристаллы оливина зафиксированы в приконтактовых участках интрузивных тел.

По степени идиоморфизма слагающих породу зерен можно выделить панидиоморфные, аллотриоморфные, гипидиоморфные структуры.

Панидиоморфные структуры характеризуют породы, в которых большинство минералов имеет свойственные им формы, близкие к идиоморфным очертаниям. Такие структуры обычны у пироксенитов, дунитов, аплитов.

Аллотриоморфная структура, наоборот, наблюдается в тех породах, в которых большинство минералов лишено идиоморфных очертаний, что отмечается для основной массы некоторых жильных гранитов (рис. 67 и 68).

Гипидиоморфная структура типична для пород с различной степенью идиоморфизма породообразующих минералов (граниты, диориты и др.).

В зависимости от минерального состава породы и особенностей рисунка структуры применяются различные более узкие термины. Например, для гипидиоморфнозернистой структуры можно говорить о следующих разновидностях. Для гранитов, в которых плагиоклаз идиоморфнее калиевого полевого шпата, а кварц ксеноморфнее их обоих, применяется термин «гранитовая структура». Четко идиоморфный плагиоклаз, сцементированный калиевым полевым шпатом, характеризует монцонитовую структуру. Идиоморфные плагиоклазы, включенные полностью или частично в выделения пироксена, требуют применения термина «пойкилоофитовая структура».

Нередко смена одного типа структуры другим наблюдается в пределах геологически единого тела: габбровая структура центральных частей интрузива в приконтактовой зоне сменяется офитовой; офитовая структура (долеритовая) центральной части базальтового потока к контактам сменяется интерсертальной или даже гиалопилитовой. В обоих случаях причиной смены структуры является большая скорость кристаллизации в приконтактовой части. При этом в интрузивных условиях (габбро) переохлаждение наиболее резко сказывается на более высокотемпературных (и поэтому раньше начинающих кри-

сталлизоваться) оливине и плагиоклазе, они дают сразу много центров кристаллизации и возникает много мелких кристаллов. В то же время моноклинный пироксен начинает кристаллизоваться при более низкой температуре и поэтому его кристаллы имеют меньше зародышей, растут медленнее и дают более крупные зерна, цементирующие мелкие выделения плагиоклаза и оливина, формируя, таким образом, рисунок

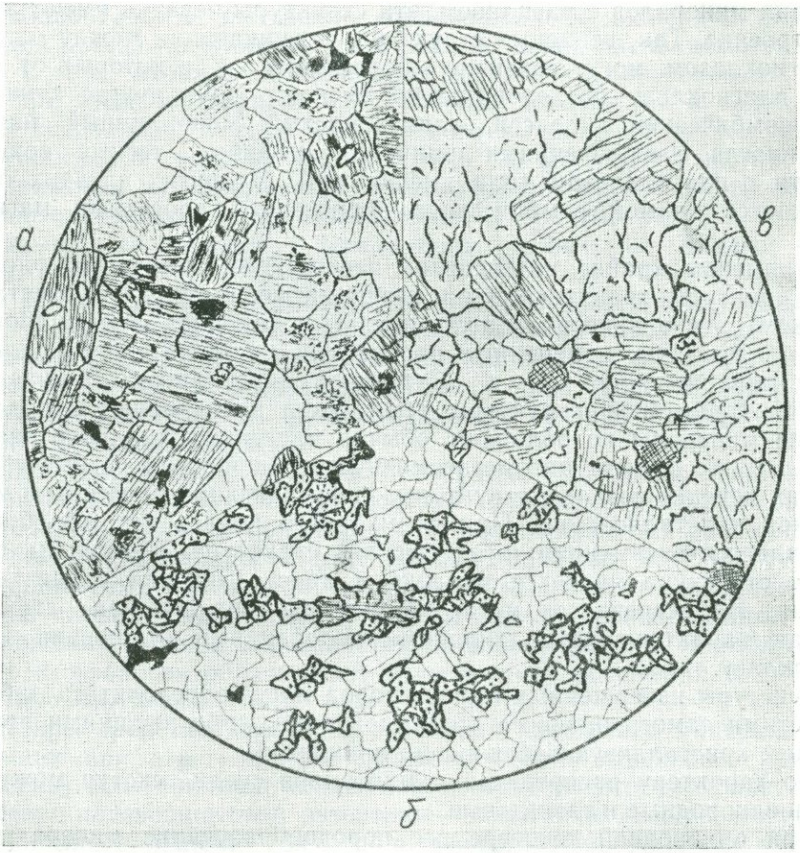


Рис. 68. Структуры пород с различной степенью идиоморфизма минералов:
а — панидиоморфная структура в гарцбургите; преобладающая масса зерен (ромбический пироксен) субидиоморфна, промежутки выполнены оливином; *б* — аллотриоморфная структура в троктолите; все минералы (битовнит, оливин, моноклинный пироксен, амфибол и титаномагнетит) лишены идиоморфных очертаний; *в* — гипидиоморфная структура в роговообманковом кварцевом диорите; роговая обманка и плагиоклаз имеют идиоморфные очертания, кварц слагает ксеноморфные зерна в интерстициях. По Ю. Половинкиной (1966)

офитовой структуры. В базальтовом потоке степень переохлаждения много выше и поэтому офитовая структура может возникнуть лишь в центральной его части, а в краевой полной раскристаллизации нередко вообще не достигается, лава застывает с образованием стекла и микролитов.

В процессе кристаллизации и застывания магматических пород физико-химические параметры процесса (давление, температура, хи-

мические активности компонентов, парциальные давления летучих) постоянно, взаимосвязанно и направленно меняются. Это приводит к тому, что ранее выделившиеся минералы становятся иногда неустойчивыми и, вступая в реакцию с расплавом, либо изменяют свой состав, либо замещаются более устойчивыми в новых условиях минералами (ассоциациями минералов). В результате возникают структуры, подобные венцовой (или друзитовой). Отражая сложность процессов взаимодействия минералов с расплавом, эти структуры нередко имеют зональное строение. Так, венцовые структуры, возникающие между оливином и плагиоклазом, могут содержать более пяти зон, в которых от оливина к плагиоклазу последовательно сменяют друг друга: глиноземистый ромбический пироксен, глиноземистый моноклинный пироксен (оба иногда с включениями шпинели), амфибол, тесные срастания граната с плагиоклазом (или амфиболом). В других случаях оливин окружается каймой ромбического пироксена с вростками магнетита и т. д.

Примером крайне интенсивной переработки гипидиоморфнозернистой структуры гранитоидов на позднемагматическом (автометасоматическом) этапе кристаллизации являются так называемые апограниты, т. е. граниты, измененные процессами калишпатизации, альбитизации, окварцевания и т. п. Структура апогранитов отличается от обычной гранитовой структуры тем, что в ней главные породообразующие минералы не обладают обычно идиоморфными очертаниями.

В то же время, автометасоматические процессы в интрузивных породах нередко создают структуры, напоминающие результаты магматической кристаллизации. Примером такого конвергентного образования является письменная (графическая) структура. Настоящая графическая структура является продуктом кристаллизации гранитной эвтектики. Но встречается метасоматическая графическая структура, которая характеризуется широкими колебаниями отношения кварца к ортоклазу.

Текстуры изверженных горных пород могут определяться либо особенностями самого процесса кристаллизации, либо внешними по отношению к кристаллизующейся магме причинами.

По характеру распределения минералов среди текстур можно выделить однородные и такситовые.

При однородной текстуре все породообразующие минералы распределены равномерно и любые участки породы при сравнении оказываются одинаковыми по составу и структуре. Породы с однородной текстурой могут быть массивными или пористыми. Первые резко преобладают у интрузивных пород и значительно реже отмечаются у эффузивных, где встречаются в центральных частях мощных лавовых потоков, в дайковых экструзивных или субвулканических образованиях. Пористые текстуры чаще всего типичны для излившихся образований, где поры являются следствием присутствия в относительно вязкой лаве пузырьков газа и имеют округлую, эллипсоидальную или трубчатую форму. Они фиксируют процесс отделения от магмы летучих компонентов при ее извержении. По мере увеличения количества пор (пузырьков газа) говорят о пористой, пузыристой и пемзовой текстуре. При заполнении этих пор вторичными минералами (опалом, халцедоном, кварцем, карбонатами, цеолитами и т. п.) получается миндалекаменная текстура.

Распределение пор в потоках лав, форма этих пор и характер их выполнения вторичными минералами обнаруживают некоторые общие закономерности. К ним прежде всего относится неравномерное рас-

пределение пор в вертикальном разрезе лавового потока. Обычно наибольшее количества миндалин приходится на верхнюю часть потока (10—15% мощности). Здесь сосредоточено до половины всех миндалин. В центральной части (примерно 50—70% мощности) миндалин немного (до 30%) или совсем нет. В нижней части их количество снова возрастает. Миндалины имеют четкую сферическую (или близкую к ней) форму в участках быстрого (и сравнительно спокойного) застывания. Там, где застывание сопровождалось движением, они вытягиваются в линзы, группируются в слои, цепочки, располагаются четковидно и т. п., отражая неспокойную обстановку образования. Характерно при этом «обтекание» миндалинами неровностей в подошве потока и ксенолитов. Состав минерального выполнения также различен в наружных и внутренних частях потока: во внутренних частях (более благоприятных для циркуляции растворов) обычны сложные полиминеральные агрегаты в противоположность простым, нередко мономинеральным, выполнениям в миндалинах верхней и нижней частей потока.

В редких случаях пористая текстура отмечается в глубинных породах, где она называется миаролитовой, или друзовой. Здесь пустоты ограничены хорошо образованными кристаллами и напоминают пегматитовые занорыши в миниатюре. Миаролитовая текстура обычно имеет автометасоматическое происхождение и связана с выносом вещества во вмещающие породы.

Широким распространением пользуется такситовая текстура, характеризующаяся колебаниями состава и (или) структуры породы в пространстве. Причины появления этих неоднородностей различны (как различны и разновидности их). Двумя крайними морфологическими разновидностями такситовой текстуры можно считать шлирово-такситовую и слоисто-такситовую. В первом случае неравномерный характер сложения породы определяется наличием шлиров или близких к ним по морфологии образований (гомеогенных включений, ксенолитов, пегматитовых гнезд и т. п.).

Шлиры представляют собой скопления каких-либо минералов, возникающих при агрегации раннемагматических выделений (оливина, пироксена) или при кристаллизации из остаточного расплава кварца или кварц-полевошпатовой эвтектики — пегматита. Шлиры могут быть как мономинеральными, так и полиминеральными. Для них характерны постепенные переходы во вмещающую породу в отличие от ксенолитов и гомеогенных включений, имеющих резкие границы. Ксенолиты, захваченные магмой на глубине, при подъеме или уже в интрузивной камере, обычно резко отличаются от вмещающей их магматической породы по составу и структуре и обнаруживают те или иные признаки воздействия на них магматического расплава. Изучение минерального и химического состава глубинных ксенолитов и процессов их преобразования в магматическом расплаве является источником информации об условиях генерации расплава (глубине, давлении и температуре), а также об обстановке, характере и интенсивности его взаимодействия с вмещающими породами по пути подъема и в камере кристаллизации.

В противоположность ксенолитам гомеогенные включения представляют собой «включения ранее застывших частей той же магмы» (Заварицкий, 1955). В генетическом отношении они представляют продукты протокристаллизации расплава и по существу аналогичны интрателлурическим вкрапленникам. Являясь фактически скоплениями, срастаниями таких интрателлурических выделений, минералы гомеогенных включений обладают всеми особенностями таких вкрапленни-

ков — они отличаются от минералов вмещающей породы более высокотемпературным характером. Эти включения могут возникать как в глубинном, так и в промежуточном магматических очагах и описаны и в интрузивных, и в эффузивных породах кислого и основного состава. Детальными исследованиями показано, что гомеогенные включения могут быть либо фрагментами оторочки на холодных стенках жерла или промежуточной камеры, либо продуктами аккумуляции кристаллической фазы в магматической колонне.

Специфическим случаем такситовой текстуры является шаровая текстура, возникающая в условиях быстрого охлаждения магмы. Такая текстура известна в излившихся породах (базальтах) и реже в интрузивных магматических породах основного (корсит или шаровое габбро) и кислого (шаровой гранит) состава.

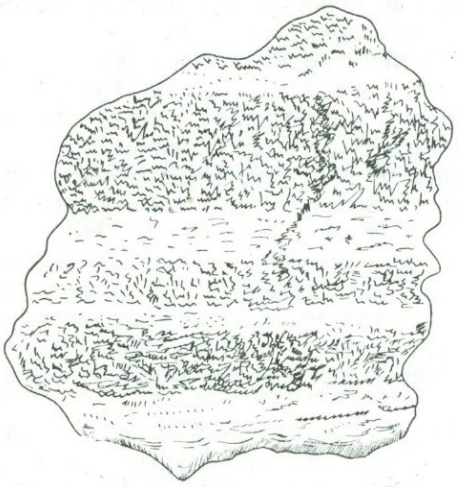


Рис. 69. Полосчатая текстура в перидотите, сформированная ритмичным осаждением оливина (светлые полосы) и пироксенов (темные полосы). По Ю. Половинкиной (1966)

Воздействие на кристаллизующуюся магму силы тяжести, движения расплава, конвекционных токов, одностороннего давления и других экзогенных факторов приводит к появлению различных директивных текстур, характеризующихся ориентированным, упорядоченным расположением составных частей. Такое сложение породы может выражаться признаками разного уровня и иметь различный генезис.

Линейная (трахитоидная) текстура характеризуется однообразной ориентировкой каких-то элементов, в общем равномерно распределенных в объеме породы. Такими элементами могут служить вытянутые в одном направлении ксенолиты, шлиры, гомогенные включения, вкрапленники или кристаллы минералов в основной массе породы.

Полосчатая текстура характеризуется наличием полос (слоев) разного состава и структуры. При этом внутри слоев слагающие их элементы (кристаллы, сферолиты, шлиры и т. п.) могут и не обладать одинаковой ориентировкой (рис. 69).

Механизм образования линейных и полосчатых текстур может быть различным. Одной из главнейших причин их возникновения является движение частично закристаллизованного расплава, сопровождаемое его дифференциацией. При этом удлиненные элементы (кристаллы, шлиры, ксенолиты и т. п.) ориентируются вытянутостью по направлению движения, тогда как вследствие неоднородностей вязкости происходит его расслоение с образованием полосчатости. Но в общем генезис полосчатых магматических структур во многом остается неясным. Линейность и полосчатость обычно следуют направлениям контактов, огибают («обтекают») крупные ксенолиты, срезая при этом директивные направления в самих ксенолитах. Особенно отчетливо такие текстуры фиксируются в эффузивных породах, где они носят название флюидальных (рис. 70).

От описанных текстур нужно отличать весьма сходные по морфологии, но принципиально отличные по генезису линейные и полосчатые текстуры, которые наследуются магматическими породами при процессах магматического замещения первично неоднородных пород. В этом случае текстурные элементы (и линейные и плоскостные) наследуют ориентировку, имевшуюся в субстрате, причем ориентировка

Рис. 70. Трахитоидная текстура в нефелиновом сиените; субпараллельная ориентировка таблитчатых кристаллов калиевого полевого шпата и длинных призм щелочного амфибола и эгирина отражает движение расплава при кристаллизации. По Ю. Половинкиной (1966)

прослеживается из магматической породы во вмещающие и может быть секущей по отношению к контакту. Общее сложение интрузивных тел в данном случае в какой-то мере отражает структуру вмещающих (и замещенных магмой) слоистых пород.

Широко распространенной текстурой эффузивных пород основного состава является шаровая. Тело эффузивных пород расчленяется на сфероиды с концентрическим внутренним строением, сцементированные лавой или иногда осадочным материалом. Концентрическое строение сфероидов проявляется в ориентированном распределении в породе миндалин, закономерной смене структур и даже состава от периферии к центру. Необходимым условием возникновения шаровой текстуры является быстрое охлаждение лавы при излиянии в подводных условиях или на снег. Шаровая текстура — образование, переходное от текстур к первичной отдельности магматических пород. Структура и текстура — важные документы, в которых запечатлена история горных

пород, условия их образования и преобразования. Важным звеном исследования горных пород является генетическая интерпретация их структур и текстур.

Морфологическая характеристика структур — не самоцель: она всегда должна быть промежуточным этапом в познании генезиса породы, основываясь на знаниях о зависимостях между морфологией и генезисом. Заключение о генезисе структуры — всегда результат анализа морфологических элементов. Главная трудность при этом — морфологическая схожесть структур различного генезиса.

В классификации структур возможен как морфологический — формально-геометрический, так и генетический комплексный — морфолого-генетический подход. Цель последнего — связать два первых элемента в единое целое. Разделить два подхода и два соответствующих принципа классификации невозможно, так как в сугубо морфологических элементах структуры всегда можно найти генетический смысл.

Во всех типах минеральных агрегатов, в том числе в горных породах, можно выделить этапы и стадии формирования, которые фиксируются как в минеральном составе, так и в структурах. В соответствии с этими этапами можно выделять реликтовые структуры, унаследованные от ранее существовавших горных пород, первичные, возникшие в ходе формирования породы, и вторичные — продукт преобразования породы под влиянием эндо- и экзогенных факторов. Соотношение структур разных этапов может быть различным. Обычно сохранение первичной структуры является одним из оснований для сохранения за породой ее названия даже при значительном изменении первичного минерального, а иногда и химического состава. Например, мы называем породу гарцбургитом или дунитом даже при существенной серпентинизации ее, если в ней сохранилась реликтовая структура в виде псевдоморфоз серпентина по энстатиту в гарцбургитах или реликтов формы зерен оливина в дунитах, добавляя прилагательное «серпентинизированная» (серпентинизированный дунит, гарцбургит). Точно так же мы сохраняем название «габбро» за породой, в которой плагиоклаз полностью превращен в смесь цоизита и альбита («соссюрит»), а пироксен — во вторичную роговую обманку («уралит»), т. е. за породой, полностью изменившей первичный минеральный состав при условии сохранения первичной структуры.

Восстановление первичной структуры пород путем выявления и «снятия» вторичных изменений — важнейшая задача петрографического описания и изучения, в том числе микроскопического.

Структуры мы наблюдаем только в двухмерных сечениях — в изломе образцов или в шлифах и полировках, т. е. в плоских сечениях. Это создает значительные трудности, так как различные пространственные фигуры могут дать в плоских сечениях одни и те же формы. Так, шестиугольные сечения могут дать куб, октаэдр, гексагональная призма и другие пространственные фигуры, вытянутые прямоугольные формы могут дать как продольные сечения призм, так и поперечные сечения табличек и пластин. Наоборот, одинаковые пространственные фигуры могут дать плоские сечения различной формы. Так, кубические зерна в шлифах и полировках могут дать в зависимости от ориентировки сечений в общем случае ромбы, треугольники, шестиугольники и только в частных случаях прямоугольники (в сечениях, перпендикулярных какой-то паре граней) и квадраты (в сечениях, перпендикулярных ребрам).

Теория вероятности позволяет подсчитать наиболее вероятный процент плоских сечений различной формы для различных простран-

ственных фигур: кубов, тетраэдров, октаэдров, ромбоэдров и т. д., к которому приближаются реальные проценты при большом числе сечений. Таким образом, реконструкция пространственных форм по их плоским сечениям представляет собой довольно сложную задачу, к решению которой надо подходить осторожно.

Изометрические зерна во всех сечениях дают изометрические же формы. Таблитчатые и пластинчатые зерна большей частью при случайно ориентированных сечениях дают вытянутые формы, тем более удлиненные, чем меньше отношение толщины таблиц или пластинок к их длине (ширине). Только в продольных сечениях, процент которых тем меньше, чем меньше указанное отношение, мы будем наблюдать изометрические сечения, диаметр которых будет близок к длине таблиц. Особенно наглядно эти формы сечений можно наблюдать на примере слюд, продольные сечения которых близки к оптически изотропным. Призматические зерна большей частью будут давать изометрические сечения, диаметр которых близок к толщине призм. Только в редких продольных сечениях, процент которых зависит от степени вытянутости призматических зерен, мы будем наблюдать вытянутые формы, длина которых может приближаться к длине призм.

Если составные части имеют форму идеально равных шаров, расположенных беспорядочно, то в любом плоском сечении мы встретим круги различного диаметра вплоть до максимального, равного истинному диаметру шаров. Поэтому в случае идеально равноразмерной структуры в плоских сечениях мы будем наблюдать серию кажущихся размеров от нуля до истинного.

Теоретически в идеально равноразмерных структурах истинный размер — это максимальный размер плоских сечений, например максимальный диаметр кругов в случае равных шаров. Однако в идеально равноразмерных структурах таких сечений будет очень мало, число их будет увеличиваться по мере удаления размера от истинного, т. е. максимального. Процент сечений различного диаметра таков:

Диаметр сечений в долях истинного диаметра (от — до)	0,0 — 0,1	0,1 — 0,2	0,2 — 0,3	0,3 — 0,4	0,4 — 0,5	0,5 — 0,6	0,6 — 0,7	0,7 — 0,8	0,8 — 0,9	0,9 — 1,0
Процент сечений данного размера	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19

Процент сечений возрастает в арифметической прогрессии по мере увеличения кажущегося размера. Если распределение кажущихся размеров близко к указанному, структуру можно считать равноразмерной, если сильно отклоняется — то неравноразмерной. Если в идеальной модели присутствуют два размера шаров в определенной пропорции, то распределение кажущихся размеров также можно рассчитать. Возьмем для примера равное количество шаров, диаметры которых отличаются в два раза. Подсчет сведется в этом случае к суммированию двух распределений, сдвинутых по кажущимся размерам. Приводим соответствующие данные:

Диаметр сечений в долях истинного (от — до)	0,0 — 0,1	0,1 — 0,2	0,2 — 0,3	0,3 — 0,4	0,4 — 0,5	0,5 — 0,6	0,6 — 0,7	0,7 — 0,8	0,8 — 0,9	0,9 — 1,0
Процент сечений:										
крупные шары	0,5	1,5	2,5	3,5	4,5	5,5	6,5	7,5	8,5	9,5
мелкие шары	2	6	10	14	18	—	—	—	—	—
Итого	2,5	7,5	12,5	17,5	22,5	5,5	6,5	7,5	8,5	9,5

Подсчеты показывают, что в случае равных шаров их истинный диаметр будет в полтора раза больше среднего диаметра круговых

сечений. Приближенно ту же зависимость можно принять для подсчета среднего размера зерен по их плоским сечениям в общем случае.

Из сказанного ясно, что часто встречающиеся подсчеты количества зерен того или иного размера, как и оценка размеров зерен на основе их сечений в шлифах, не дают действительной картины.

Переход от кажущегося гранулометрического состава, подсчитанного на основании размеров плоских сечений зерен, к истинному представляет собой трудоемкую операцию, на которой мы не останавливаемся. Она рассматривается в специальной литературе.

Магматические горные породы формируются в два этапа — магматический и постмагматический. Структуры, возникающие на первом этапе, можно назвать магматическими, или первичными, на втором — вторичными, или постмагматическими.

В общем случае в магматических горных породах сочетаются элементы тех и других структур. Иногда первые доминируют или целиком слагают породы, иногда, наоборот, преобладают вторичные структуры, а первичные сохраняются лишь в виде реликтов или совсем отсутствуют, будучи полностью преобразованными. Так как вторичные структуры всегда образуются в твердых породах, то в генетическом смысле они являются метаморфическими. Основная задача при описании и изучении структур магматитов — выделение среди них первичных и вторичных. Первые определяются условиями образования, вторые — преобразования пород.

Среди первичных кристаллически-зернистых структур можно выделить два главных типа — эвмагматические структуры кристаллизации на месте и кумулятивные — продукты накопления кристаллических зерен, под влиянием силы тяжести в связи с разницей плотностей расплава и твердых фаз. Большей частью кумуляты обогащены фемическими минералами как наиболее тяжелыми — оливином, пироксенами, иногда титаномагнетитом, хромитом — или целиком состоят из них.

Структуры и особенно текстуры кумулятов отражают условия их образования, напоминающие отложение механических осадков в водных бассейнах; поэтому особенно типичны для них слоистые-полосчатые, псевдостратифицированные текстуры, нередко ритмичные, обычно асимметричные в вертикальном сечении в связи с осаждением наиболее тяжелых частиц в низу каждого ритма. В промежутках между кристаллами, осевшими под влиянием силы тяжести, может оставаться часть расплава, которая кристаллизуется по обычным законам.

Собственно магматические структуры, образовавшиеся из расплава на месте без существенного влияния перемещения кристаллов, — результат затвердения магмы при охлаждении и потере летучих компонентов. В дальнейшем в ходе охлаждения магматитов в них происходит ряд процессов, обусловленных стремлением минеральных ассоциаций и структур прийти в состояние равновесия с новыми условиями: прежде всего с более низкими температурами, с растворами, пропитывающими породы, выделившимися из магмы в ходе образования пород или поступившими извне. Максимальные изменения протекают при температурах выше 400—500°. Эту стадию преобразования магматитов можно рассматривать как естественное продолжение формирования пород после завершения затвердевания магмы. Постепенного перехода от магматического этапа к постмагматическому нет. Сначала наступает затвердевание магмы, а затем уже преобразование полностью твердой породы (диагенетическая или автометаморфическая стадия).

В дальнейшем диагенетически измененные магматиты могут пре-

образовываться под влиянием наложенных на них воздействий, связанных с внешними факторами — региональным метаморфизмом, влиянием более молодых интрузий (контактовым метаморфизмом) и т. д.

Различие магматических и метаморфических структур связано с температурным режимом в ходе их формирования. Кристаллизация магматитов — результат охлаждения или эквивалентных ему процессов и происходит при падающей температуре в интервале от нескольких десятков градусов в липарит-гранитных до 100—200° в основных магмах, который определяется в основном ходом кристаллизации плагиоклазов. Как известно, разница температур плавления — кристаллизации чистых альбита и анортита составляет свыше 400°, кристаллизация лабрадорового ($An_{50}Ab_{50}$) расплава при медленном «равновесном» течении процесса происходит в интервале 1450—1285°, т. е. 165°; если полное равновесие в ходе процесса не достигается и образуются зональные кристаллы, то кристаллизация может заканчиваться при еще более низкой температуре. Интервал кристаллизации олигоклазового расплава, содержащего 20% анортита, что соответствует составу нормального гранита, составляет около 170°. В сложных системах, в состав которых входят анортитовый и альбитовый компоненты, температурный интервал ниже, чем в чистых плагиоклазах, но достаточно велик и определяется разницей температур начала и конца кристаллизации (разница температур ликвидуса и солидуса).

Скорость охлаждения даже при медленной кристаллизации внутри земной коры, приводящей к образованию полнокристаллических структур с яснозернистой структурой, такова, что диффузия в твердых фазах не успевает выравнивать их состав, что приводит к образованию зональности и к различию состава зерен разных генераций, т. е. к неоднородности состава минералов. Особенно это сказывается на плагиоклазах, которые даже в наиболее глубинных и медленно остывавших гранитах нередко зональны. В железистомагнезиальных минералах диффузия происходит быстрее, в связи с чем зональность в них наблюдается реже — только при более быстром охлаждении. Поскольку скорость диффузии, так же как и скорость любых химических реакций, увеличивается примерно в 2 раза на каждые 10° или в 1000 раз на каждые 100°, в миллион раз — на каждые 200°, то при кристаллизации габбро она происходит настолько быстро, что зональность плагиоклазов здесь может и не возникнуть, хотя разница состава плагиоклазов различных генераций сохраняется и составляет обычно 10—20% анортита (в крайних пределах).

Таким образом, магматические породы всегда в какой-то мере — результат закалки, т. е. переохлаждения неравновесных состояний. Степень закалки, зависящая от скорости охлаждения, может быть различна и поэтому закаленными называются продукты особо быстрого охлаждения с пониженной против обычной крупностью зерна или содержащие вулканическое стекло.

Метаморфические породы — результат длительного приспособления минеральных ассоциаций к внешним условиям, в связи с чем в момент формирования они обычно достигают равновесного состояния. Это доказывается однородностью минералов, отсутствием зональности. Нарушение однородности и равновесности минерального состава метаморфических пород — результат наложения позднее образованных парагенезисов.

Первичная неоднородность магматических пород исчезает при последующем отжиге, т. е. в результате длительной выдержки при доста-

точно высоких температурах и наличии флюидов, благоприятствующих диффузии, она — свидетельство последующего метаморфизма.

Таким образом, первичная неоднородность состава первичных минералов как результат регрессивной кристаллизации — наиболее достоверный критерий магматического происхождения пород.

Есть структуры, которые никогда не могут возникнуть при метаморфизме, т. е. в твердом состоянии. Это стекловатые полукристаллические, микролитовые и порфировые структуры — результат быстрого охлаждения. Главное отличие истинно порфировых структур — признак закономерного изменения состава минералов в ходе формирования породы в соответствии с законами кристаллизации силикатных расплавов: увеличение отношения альбита к анортиту, а также увеличение железистости. Это выражается в соответствующих различиях состава полевых шпатов и железистомагнезиальных минералов во вкрапленниках и в основной массе и в зональности вкрапленников. В ложнопорфировых структурах, образующихся при метаморфизме, крупные кристаллы могут иметь тот же состав, что и мелкозернистая основная масса, а иногда обнаруживают обратную по сравнению с истинно-порфировыми структурами закономерность: обогащение альбитом и ортоклазом полевых шпатов, железом — железистомагнезиальных минералов. Ложнопорфировые структуры метаморфического происхождения могут быть результатом собирательной перекристаллизации (порфировидные пироксениты, горнблендиты), метасоматоза (порфиробласты полевых шпатов, кварца, амфибола, биотита и других минералов), ороговикования — грануляции, т. е. перекристаллизации с измельчением зерна по стыкам первичных зерен, которые приобретают форму порфировых выделений в мелкозернистой массе.

Некоторые структуры могут возникнуть только метаморфическим путем. К ним следует отнести полиэдрически-зернистую или в плоских сечениях полигонально-зернистую структуру с правильными шестиугольными сечениями зерен. Эта структура — результат стремления к минимуму поверхностной энергии, сосредоточенной на границах зерен, что выражается в их выпрямлении. При первичной кристаллизации однокомпонентных систем, например металлов, образуются неправильные, криволинейные границы зерен, которые преобразуются в плоские шестиугольные в сечении только в результате отжига. Поэтому полигонально-зернистые структуры можно назвать равновесными. При одновременной кристаллизации из расплава нескольких минералов всегда возникают гипидиоморфнозернистые структуры, в которых наблюдается определенный порядок идиоморфизма, объясняемый различной кристаллизационной способностью минералов. Поэтому полигонально-зернистые структуры магматитов — всегда результат перекристаллизации, т. е. должны рассматриваться как кристаллобластические.

При первичной кристаллизации никогда не возникает также аллотриоморфнозернистая структура полиминеральных агрегатов с неправильными границами зерен.

Гипидиоморфнозернистые структуры, которые часто рассматриваются как свойственные только магматическим породам, в действительности могут возникнуть и при метаморфизме — перекристаллизации и метасоматозе. Классический пример — пироксен-скаполитовые породы, структура которых полностью аналогична офитовой (диабазовой), с той лишь разницей, что роль плагиоклаза играет скаполит, образующий идиоморфные квадратные призмы. Гипидиоморфные структуры, как правило, — результат последовательной кристаллизации. Различие в степени идиоморфизма (порядок идиоморфизма) обусловлено поряд-

ком кристаллизации минералов.

Структура магматических пород определяется составом магмы, включая как важный элемент летучие компоненты, и режимом ее охлаждения. Такую же роль в затвердении магмы и преобразовании ее в твердую горную породу, как охлаждение, может играть потеря летучих компонентов под влиянием падения их парциального давления в окружающей среде при подъеме магмы в верхние горизонты земной коры. Удаление флюидов — процесс эндотермический и усиливает охлаждение магмы, а с другой стороны, повышает температуру кристаллизации, что действует в том же направлении и равносильно дополнительному охлаждению. В бедных летучими компонентами магмах, например толеитовых базальтах, главным фактором кристаллизации является охлаждение. Падение сухого давления, напротив, понижает температуру кристаллизации и равносильно некоторому подогреву магмы. Поэтому бедные водой магмы при подъеме внутри земной коры могут поддерживаться в перегретом против температуры кристаллизации состоянии благодаря падению давления (1000 атм повышают температуру кристаллизации примерно на 10—15°) даже при некотором охлаждении.

В магмах, богатых летучими компонентами, главной причиной начала кристаллизации при подъеме внутри земной коры может быть потеря этих компонентов. Такие магмы редко достигают поверхности в перегретом состоянии и обычно начинают кристаллизоваться внутри земной коры, в связи с чем к моменту излияния в них уже находятся кристаллы, погруженные в быстро застывшую на поверхности тонкозернистую или даже стекловатую часть породы, обусловливая порфировую структуру пород. Сухие магмы, напротив, обычно достигают поверхности, не начав кристаллизоваться, и приобретают поэтому в целом тонкозернистую структуру (так называемую афировую, т. е. без крупных кристаллов). Это различие магм видно на примере базальтов, которые в одних случаях дают мощные толщи афировых, в других — порфировых пород. Присутствие в магме последних воды и других летучих компонентов доказывается повышенной степенью окисления железа и ранним выделением магнетита одновременно с силикатами порфировых выделений. В афировых базальтах магнетит кристаллизуется после безводных силикатов — плагиоклазов и пироксенов. Различие содержаний воды подтверждается также спокойным излиянием афировых базальтов и широким развитием туфов (продуктов вулканических взрывов) в порфировых базальтах.

Образование стекловатых структур связано с переохлаждением расплава. В зависимости от количественных соотношений стекла и кристаллов выделяют полнокристаллические, полукристаллические и стекловатые первичные структуры. Так как кристаллы, выделяющиеся из природных силикатных расплавов, всегда отличны от них по химическому составу, то их выделение требует перемещения вещества для компенсации падения концентрации определенных компонентов и тепла для компенсации теплоты кристаллизации. И то и другое может происходить путем диффузии и конвекции. Скорости этих процессов связаны обратной зависимостью с вязкостью расплавов, которая в свою очередь быстро увеличивается по мере увеличения содержания кремнезема и щелочей и уменьшается по мере увеличения содержания железа.

Вязкость базальтовых лав вблизи температуры начала кристаллизации измеряется величинами порядка нескольких десятков пуаз. Вязкость кислых лав липаритового состава при тех же условиях со-

ставляет десятки миллионов пуаз, т. е. неизмеримо выше. В ходе кристаллизации вязкость базальтовых лав быстро возрастает и при понижении температуры на 100° по сравнению с началом процесса достигает 20 000—30 000 пуаз, оставаясь все равно в тысячу раз меньше вязкости кислых лав. Богатые железом и бедные кремнеземом и щелочами базальтовые лавы гавайских вулканов могут течь со скоростью до 10—20 км/час. Богатые кремнеземом лавы, напротив, очень быстро загустевают и, как правило, при излияниях дают вязкую массу, которая выдавливается из вулканических жерл и не способна перемещаться. Поэтому понятно, что базальтовая магма редко дает стекла и обычно приобретает кристаллическую структуру даже при быстром охлаждении, а кислые — липаритовые, трахитовые, даже андезитовые магмы, напротив, кристаллизуются с трудом и легко дают стекла. Этим пользуются в технике, используя базальты для каменного литья (петургия).

Влияние химического состава на вязкость и способность к кристаллизации хорошо известно металлургам: кислые, богатые кремнеземом, бедные железом доменные шлаки всегда стекловаты и очень похожи на природные стекла — обсидианы, будучи обычно окрашены в светлые тона; богатые железом шлаки, образующиеся при медной плавке, напротив, имеют крупнокристаллическую структуру и состоят из пластинчатых кристаллов черного фаялита — силиката железа. Скорость охлаждения в обоих случаях одинакова. При выливании доменных шлаков в воду в результате выброса огромного количества пара происходит образование тонких нитей, остающихся долгое время взвешенными в воздухе, полностью аналогичных знаменитым «волосам Пеле».

Влияние химического состава на вязкость расплавов и способность их давать стекла хорошо иллюстрируется на примере кристаллизации так называемых толеитовых, т. е. содержащих примесь стекла, базальтов. Толеиты всегда содержат некоторый избыток кремнезема против количества, требующегося для образования насыщенных силикатов. Поэтому по мере кристаллизации силикатов, представленных в основном плагиоклазом и пироксеном, происходящей в интервале 1250—1100°С, содержание кремнезема в остающемся жидком расплаве увеличивается постепенно от 50% в исходном веществе до 70—75% в последнем жидком остатке. По мере увеличения объема кристаллов и понижения температуры вязкость остающегося жидким расплава быстро возрастает в соответствии с приведенными выше величинами, и наступает момент, когда скорость кристаллизации становится меньше скорости охлаждения и образуется переохлажденный расплав, т. е. вулканическое стекло кислого состава. Получается своеобразная, на первый взгляд парадоксальная, структура, в которой сочетаются довольно крупные, заметные невооруженным глазом кристаллы, составляющие большую часть породы, и стекло, выполняющее промежутки между кристаллами (толеитовая структура). Чем быстрее охлаждение, тем больше пропорция стекла и тем оно беднее кремнеземом. В пределе при очень быстром охлаждении может получиться целиком базальтовое вулканическое стекло, встречающееся в природе очень редко. Даже при излиянии базальтовой лавы на дно моря полностью стекловатую структуру приобретает только тонкая (1—2 см мощности) наружная корочка образующихся при этом подушек, внутренняя часть которых частично или полностью кристаллизуется. При постоянной скорости охлаждения пропорция стекла и кристаллов — прямая функция химического состава лавы. Поэтому степень кристалличности может косвенно указывать на химический состав лав.

Так, богатые кремнеземом лавы — липаритовые — на поверхности всегда застывают в виде вулканического стекла с погруженными в нем кристаллами, выделившимися внутри земной коры при подъеме магмы к поверхности. Кристаллы иногда отсутствуют и тогда порода целиком состоит из стекла (обсидианы). В связи с высокой вязкостью лавы в стеклах обычны тончайшие полосчатые структуры течения, рисунок которых напоминает иногда узоры на булатных клинках; слои, выделяющиеся благодаря неодинаковой окраске, связанной с тонкораспыленными окислами железа, нередко не отличимы от тонкой слоистости осадочных пород, за которые липаритовые лавы по неопытности и принимают (их путают иногда с кремнистыми сланцами). Характерное отличие — порфировые вкрапленники, обтекаемые полосчатостью. Такие текстуры течения называют флюидальными.

В трахитовых лавах также встречаются стекловатые структуры, но типичной для них является полнокристаллическая структура — трахитовая, состоящая из мельчайших призматических или пластинчатых кристалликов щелочных полевых шпатов и подчиненных по количеству кристалликов пироксена, которые обычно своим расположением фиксируют течение жидкой лавы.

Для андезитов характерны полукристаллические структуры, в которых микролиты пироксена и плагиоклаза погружены в стекло, значительно более кислое, чем порода в целом (андезитовая, или гиалопилитовая структура). *При полной кристаллизации андезитовых лав* должен получиться свободный кремнезем в виде кварца. Это происходит только в субвулканических фациях при достаточно медленном их охлаждении. Полнокристаллическая микролитовая структура — пилотакситовая, состоящая из микролитов плагиоклаза и пироксена, в андезитах обычно не образуется. Обязательно присутствие какого-то количества кислого вулканического стекла, ибо полнокристаллическим аналогом андезитов является кварцевый диорит с 10—15% кварца. Встречается иногда пилотакситовая структура с примесью стекла (гиалопилотакситовая).

В базальтах наряду с толеитовой можно встретить ряд других полукристаллических структур, возникающих при более быстром охлаждении, чем толеитовая. Это интерсертальная структура, отличающаяся от толеитовой большей пропорцией стекла, которое в связи с этим имеет более основной состав (сетка пластинок — лейст — плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены стеклом с мелкими кристалликами пироксена). Встречается и свойственная андезитам гиалопилитовая (при очень быстром охлаждении) структура с очень тонкими пластинками плагиоклаза (длина в десятки раз больше толщины), погруженными в стекловатую массу. Нередко в одном и том же геологическом теле (потоке, покрове) базальтов можно встретить все разновидности структур от стекловатых на поверхности до полнокристаллических в центре.

Скорость и режим охлаждения определяют и размер кристаллических зерен первичных структур магматитов, обусловливая степень переохлаждения против равновесной температуры кристаллизации и тем самым число центров кристаллизации, образующихся в единицу времени в единице объема, а также скорость роста кристаллов. Указанными факторами обусловлено явление закалки — главный критерий магматического происхождения пород, т. е. понижение крупности зерна вплоть до исчезновения зерен вообще и появления стекла в краевых частях магматических тел, непосредственно соприкасающихся с внешней более холодной средой. Закалка проявляется в масштабе

массивов, внутри даек, потоков, покровов, в краевых частях подушек подушечных лав. Мощность закаленной зоны меняется от миллиметров до десятков и сотен метров. Благодаря явлениям закалки в одном и том же геологическом теле можно встретить самые разнообразные структурные фации от наиболее тонкозернистых или даже стекловатых эффузивного облика до полнокристаллических, имеющих вид интрузивных пород. Так, центральные части мощных потоков, а тем более силлов базальтов, могут иметь облик габбро. Закалка может наблюдаться на самых различных глубинах, ибо температура земной коры на всех уровнях ниже температуры магмы. В то же время закалка может отсутствовать в достаточно крупных массивах, прогревавших вмещающие толщи на большие расстояния, даже в гипабиссальных условиях. В дайках закалка может встречаться на любых глубинах, из чего следует неправильность часто практикуемого отнесения любых закаленных пород типа гранит-порфиров и им подобных к гипабиссальным фациям. Гранит-порфиры, так же как и интрузивные породы, могут принадлежать к различным фациям глубинности. Стекло, по-видимому, может встречаться в закаленных фациях на глубинах до 2—3 км.

Очень важен режим охлаждения, которое может быть непрерывным одноэтапным и прерывным двухэтапным, редко более сложным. В первом типе охлаждение происходит примерно с одинаковой скоростью, без резких скачков, во втором — скорость охлаждения и затвердевания магмы меняется скачком в результате внезапного изменения условий. Обычно — это быстрое перемещение магмы в более холодную область — излияние на поверхность, внедрение по трещинам в боковые породы и т. д. Соответственно двум этим типам варьируют и размеры зерен. В первом типе они меняются непрерывно в связи с разновременностью зарождения центров кристаллизации, что приводит к большим размерам ранних кристаллов и меньшим — поздних, в связи с различной скоростью роста различных минералов и т. д. Во втором типе наблюдаются два класса зерен, резко отличающихся по крупности. Выделяются более крупные кристаллы (порфировые вкрапленники, фенокристы), возникшие на стадии медленного охлаждения и кристаллизации, и остальная часть породы — основная масса, или базис, которая образуется на втором этапе быстрого охлаждения и поэтому имеет тонкозернистую, стекловатую или полукристаллическую структуру.

Структуры первого типа называются порфировыми или прерывно-неравнозернистыми, второго — равнозернистыми. Термин «равнозернистость» надо понимать условно, так как буквального равенства размеров зерен в реальных породах по указанным выше причинам никогда не наблюдается. Поэтому под равенством принято понимать вариации размеров зерен одного и того же минерала не более (для большинства зерен) чем в два раза. Крупность зерен различных минералов даже в типичных равнозернистых породах, таких как многие граниты, может различаться в несколько раз. Так, в биотитовых гранитах выделения биотита могут иметь крупность 3 мм, калиевого полевого шпата — до 1—2 см.

Истинно порфировые структуры — результат закалки, кристаллизации в два этапа. В истинно порфировых породах магма поступает на место окончательной консолидации с уже готовыми порфировыми выделениями в виде образовавшихся где-то внутри земной коры интрателлурических вкрапленников и быстро затвердевает, приобретая ту или иную структуру в зависимости от условий охлаждения. Вкрапленники в этом случае сохраняются и в контактах магматитов с окружающей охлаждающей средой, несколько увеличиваясь по мере

удаления от контактов в связи с продолжающимся ростом на месте консолидации. Это — самое убедительное доказательство интрателлурического происхождения вкрапленников. Наряду с этим похожие внешне вкрапленники образуются на месте консолидации в результате более быстрого роста отдельных зерен. В этом случае в закаленных контактах порфировые выделения отсутствуют, появляясь и увеличиваясь в размерах по мере удаления от охлаждающих контактов. В этих случаях обычно наблюдаются все переходы по крупности зерна между основной массой и вкрапленниками, т. е. структура может быть названа сериально-порфировой.

Порфировые структуры подразделяются по составу, форме, размерам, количеству порфировых вкрапленников, их ориентировке, расположению. Все эти признаки могут иметь генетическое значение.

Общий объем вкрапленников по отношению ко всей породе — показатель степени кристаллизации магмы на глубине при медленном охлаждении. При минимальном, близком к нулю объеме вкрапленников состав их характеризует первые выделения из магмы. Если в них присутствует несколько минералов — это самое убедительное доказательство их котектичности, т. е. одновременной кристаллизации. Поэтому объем вкрапленников — важнейшая количественная характеристика порфировых структур.

Размер вкрапленников характеризует условия их кристаллизации. Здесь применимы обычные термины — крупно-, средне-, мелко- и микропорфировые структуры. В случае очень крупных вкрапленников говорят о гиганто- или мегапорфировых структурах и породах.

Крупность зерна — функция, с одной стороны, скорости охлаждения, с другой — различий в скорости роста кристаллов. Первый фактор обусловливает общую крупность зерна пород как функцию скорости охлаждения. Интрузивные породы имеют крупность зерна чаще всего в пределах 2—5 мм (среднезернистые). Породы с размерами зерен 5—10 мм называются крупнозернистыми, более 1 см — гигантозернистыми. Последние часто, особенно если размер зерен достигает 5—10 см, — продукт собирательной (пегматоидной) перекристаллизации или первичной кристаллизации из богатых летучими флюидов или расплавов. Магматиты с крупностью зерна 1—2 или 0,5—2 мм — результат более быстрого охлаждения; они входят часто в состав закаленных фаций, слагают дайки. Поэтому название «мелкозернистые» не совсем произвольно. Наконец, породы с крупностью зерна 0,1—0,5 мм, которые нередко называют тонкозернистыми,—результат закалки, если только структура имеет первично-магматическое, а не метаморфическое происхождение. Таким образом, деление по абсолютной крупности зерна, несмотря на значительную условность, в то же время не произвольно и имеет генетический смысл.

Скорость кристаллизации существенно влияет на облик кристаллов. Здесь действует простой закон, который мы уже упоминали, — стремление к минимуму диффузии вещества и тепла. Диффузия, при прочих равных условиях, пропорциональна площади сечения потока, поэтому чем быстрее охлаждение, тем больше отношение поверхности растущих кристаллов к их объему, тем более вытянутые формы — пластинчатые, игольчатые — они образуют; этим же объясняется образование дендритовидных кристаллов, встречающихся только в основной массе эффузивов внутри вулканического стекла. Поэтому форма кристаллов — первый показатель скорости охлаждения. Так, отношение толщины табличек плагиоклаза к их длине в зависимости от скорости охлаждения и кристаллизации меняется от 1 : 2—1 : 5 до 1 : 30—1 : 50.

Формирование полнокристаллических структур начинается с выделения минерала, избыточного против котектики, в условиях кристаллизации магм.

Минерал, выделяющийся первым, естественно, приобретает более крупные зерна, чем остальные, и образует порфировидные выделения. В габбро порфировидные выделения образует плагиоклаз; во многих гранодиоритах — так же плагиоклаз, окаймляясь при этом калинатровым полевым шпатом (структура антирапакиви); в рапакиви — ортоклаз, окаймляемый более поздним олигоклазом.

В порфировых структурах избыточный минерал образует самые ранние вкрапленники.

Как только состав магмы в результате выделения избыточных минералов становится котектическим, начинается одновременная кристаллизация минералов, входящих в котектику, сначала в двойную, затем тройную и, наконец, иногда в четверную. Примером последней могут служить двуполевошпатовые граниты (кварц + фемические минералы + плагиоклаз + калинатровый полевой шпат). При одновременной кристаллизации двух и более минералов форма зерен определяется исключительно индивидуальными свойствами каждого минерала — его кристаллизационной способностью. Наблюдения над продуктами природной закалки — порфировыми вулканитами, эксперименты над металлами показывают, что форма проявления индивидуальных особенностей отдельных твердых фаз — минералов — зависит от скорости кристаллизации, т. е. от скорости охлаждения. При наибольшей скорости кристаллизации образуются закономерные сростки двух минералов в строго определенной, отвечающей котектике, пропорции — так называемые графические и микрографические структуры или микропегматитовые (гранофировые). Они так же, как и пегматитовые (письменные) структуры, наблюдаемые макроскопически, характеризуются одновременным погасанием срастающихся зерен различных минералов, что свидетельствует о принадлежности группы зерен одному индивиду. В определенных условиях (обычно в эффузивах или жильных породах) наблюдается сферолитовая или вариолитовая форма котектической кристаллизации. Наиболее распространены микропегматитовые котектические срастания кварца и калинатрового полевого шпата, кварца и плагиоклаза (от олигоклаза до андезина), встречаются срастания нефелина и калинатрового полевого шпата. Микропегматит встречается в интерстициях долеритов, где он является полнокристаллическим эквивалентом кислого вулканического стекла толеитовых базальтов.

При более медленном охлаждении и кристаллизации образуются гипидиоморфнозернистые структуры сериальной кристаллизации, в которых один минерал идиоморфен, а другой — ксеноморфен. Самые типичные представители таких структур — гранитная и диабазовая, или офитовая. Первая характеризуется идиоморфизмом полевых шпатов и плагиоклаза в особенности по отношению к кварцу. В гипабиссальных массивах эта структура по мере приближения к контакту с вмещающими породами может постепенно сменяться все более и более тонкой микропегматитовой (к периферии или к кровле массивов). Особенно резко выражена гранитная структура в плагиогранитах. Здесь можно выделить несколько морфологических разновидностей. В одних случаях кварц и плагиоклаз образуют зерна примерно одного размера, в других — зерна плагиоклаза образуют идиоморфные вростки в более крупных зернах кварца (пойкилогранитная структура), наконец, в третьих случаях кварц образует скопления более мелких зерен между идиоморфными зернами плагиоклаза (гранулогранитная структура).

Офитовая структура характеризуется идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к фемическим минералам — пироксенам, амфиболам. Она подразделяется на три вида: собственно офитовая, пойкилоофитовая, гранулоофитовая. По мере уменьшения скорости кристаллизации в гранитных и офитовых структурах идиоморфные зерна становятся в соответствии с общим законом все более и более изометричными, при увеличении скорости кристаллизации — все более и более вытянутыми.

Плагиоклаз — наиболее универсальный идиоморфный минерал всех полнокристаллических структур магматитов, образующихся в условиях достаточно медленного охлаждения. Он идиоморфен по отношению к фемическим минералам, кварцу и калинатровому полевому шпату. Элементы офитовой структуры можно наблюдать во всех породах, содержащих плагиоклаз и фемические минералы в качестве главных.

Из важных видов гипидиоморфнозернистых структур магматической кристаллизации надо упомянуть еще структуры нефелин-полевошпатовых пород, аналогичные кварц-полевошпатовым. Нефелин здесь обычно ксеноморфен по отношению к полевому шпату, выполняя промежутки между его зернами. Эта структура помогает распознавать нефелин даже при полном замещении его вторичными минералами.

Взаимоотношения кварца с калинатровыми полевыми шпатами сложнее, чем с плагиоклазами. Идиоморфизм полевых шпатов здесь выражен слабее и поэтому наблюдаются вариации степени и порядка идиоморфизма. Наряду с идиоморфизмом полевых шпатов наблюдается идиоморфизм кварца (аплитовая структура), образующего бипирамидальные изометрические зерна иногда в виде пойкилитовых вростков в более крупных зернах полевого шпата. Нефелин нередко образует идиоморфные по отношению к калинатровым полевым шпатам зерна в форме гексагональных призм, в ряде случаев образующих пойкилитовые вростки в более крупных зернах полевого шпата.

Таким образом, важнейшие гипидиоморфнозернистые структуры в основном — результат сериальной кристаллизации. Порядок идиоморфизма в данном случае связан с порядком выделения минералов из расплава.

Остановимся на вторичных структурах. Вулканическое стекло как переохлажденная закаленная неустойчивая фаза очень чувствительно к внешним воздействиям, прежде всего к водным растворам поверхностного и гидротермального происхождения. При отсутствии таких воздействий вулканические стекла могут сохраняться свежими долгое время. На Урале известны силурийские базальтовые стекла, т. е. их возраст выше 400 млн. лет. Однако большей частью вулканические стекла превращены в скрытокристаллические агрегаты вторичных минералов—продуктов изо- или аллохимического преобразования с сохранением или изменением соотношений между компонентами первичного химического состава.

Кристаллизация стекла может начаться непосредственно вслед за затвердеванием лавы под влиянием выделяющихся из нее горячих газов и в этом случае приурочивается к трещинам. Таким образом возникают сферолиты — продукты быстрой одновременной кристаллизации в виде тончайших игл из одного центра одного или двух минералов. Двухминеральные сферолиты — результат кристаллизации с минимумом диффузии вещества, и их валовой состав одинаков с составом окружающего стекла. Диффузия ограничивается расстоянием между смежными кристаллами различных минералов, т. е. микронами. Это главный принцип сферолитовой кристаллизации при кристаллизации

стекла: обмена веществом между сферолитом в целом и окружающей средой не происходит. В вулканитах обычны кварц-полевошпатовые сферолиты, отвечающие котектике этих минералов, распространенные в кислых лавах, и пироксен-плагиоклазовые, так же котектического состава, встречающиеся в базальтовых лавах (вариоли). В одноминеральных сферолитах, например сложенных щелочным полевым шпатом, между кристаллами остается стекло иного состава, нежели окружающее сферолиты, в связи с чем основное условие — равенство состава сферолита и окружающей массы — соблюдается.

Второй вариант изохорического преобразования стекла — превращение его в скрытокристаллический агрегат тех же минералов, которые выделились бы из расплава при медленном охлаждении. Этот агрегат имеет аллотриоморфнозернистую структуру, которая, равно как и размер зерен, измеряемый тысячными и сотыми долями миллиметра, отличает его от полнокристаллических продуктов нормальной магматической кристаллизации. Наиболее обычны агрегаты кварца и полевого шпата, образующиеся при кристаллизации кислых стекол (фельзитовая структура).

Под влиянием поглощения воды в ходе охлаждения вулканических стекол любого состава и вызванного этим увеличения объема образуется концентрическая отдельность с диаметром сфер от нескольких миллиметров до 1—2 см (перлитовая структура), особенно характерная для водосодержащих кислых вулканических стекол (перлиты), которые при нагревании вспучиваются и дают легкий пористый материал, употребляемый как теплоизоляционный.

Вулканические стекла легко претерпевают аллохимические изменения, в связи с чем надо очень осторожно использовать химические анализы вулканических стекол для суждения о первичном химическом составе пород. Так, в базальтовых стеклах под влиянием подводного химического выветривания содержание магния и железа может увеличиться в два — три раза, а кремнезема — снизиться (например, от 50 до 30—25%), изменяется также содержание щелочных металлов. Базальтовые и андезитовые стекла, богатые железом и магнием, легко замещаются скрытокристаллическим хлоритом или хлорофеитом бурой или ярко-зеленой окраски. Кислые стекла часто замещаются скрытокристаллическим халцедоноподобным агрегатом вторичного альбита или ортоклаза, иногда кварца.

Вторичные структуры полнокристаллических пород — результат разнообразных процессов. Одни из них образуются при простом охлаждении без участия флюидов, другие связаны с ними и контролируются трещинами, стыками зерен, спайностью и т. д. В первом случае вторичные структуры равномерно охватывают всю породу, во втором — неравномерно, фиксируя интенсивность циркуляции флюидов.

Самый распространенный вид структурных преобразований в результате охлаждения — распад твердых растворов с образованием пертитов и антипертитов, сростков клино- и ортопироксена, вростков магнетита и ильменита в пироксенах, ильменита, шпинели и ульвошпинели в титаномагнетитах, гематита в магнетите, ильменита в основных плагиоклазах и т. д. Это одно из главных различий пород кайнотипного и палеотипного облика: в первых сохраняются однородные первичные твердые фазы, во вторых — твердые растворы представлены продуктами распада.

При участии флюидов происходит сегрегация продуктов распада — соединение их в более крупные зерна и очищение в связи с этим каких-то участков минерала-хозяина. В пределе может произойти полная

сегрегация с образованием гранобластовых агрегатов выделившихся продуктов распада. Обычно сегрегация наиболее интенсивно проявляется в калинатровых полевых шпатах в форме обособления альбита и ортоклаза или микроклина. Нередко сегрегация хорошо выражена в титаномагнетитах в форме обособления зерен ильменита, первоначально возникших как тонкие пластинчатые вростки в магнетите.

В ходе медленного охлаждения основных интрузивных пород может произойти исчезновение зональности плагиоклазов — гомогенизация. В гранитах гомогенизация всегда связана с полной перекристаллизацией пород и образованием гранобластовой структуры.

При участии флюидов, но без изменения минерального и химического состава пород происходит перекристаллизация первичных пород, т. е. возникновение на их месте новых минеральных агрегатов того же состава, но иной структуры. Можно выделить три главных вида такой перекристаллизации: собирательная — пегматоидная, выражающаяся в увеличении крупности зерна в несколько раз; грануляция, или ороговикование, т. е. измельчение зерна, и, наконец, полная перекристаллизация с возникновением агрегата гранобластовой структуры при сохранении примерно той же крупности зерна.

Собирательная перекристаллизация — следствие универсального стремления кристаллических зерен к уменьшению поверхностной энергии, которому препятствует только недостаточная подвижность вещества. Флюиды обеспечивают повышение этой подвижности. В результате образуются неправильной формы участки — гнезда размером от сантиметров до дециметров и метров, сложенные теми же минералами, что и окружающая порода, и в тех же пропорциях, но отличающиеся повышенной до нескольких сантиметров или даже дециметров крупностью зерна. Нередко при этом происходит некоторая дифференциация вещества — обособление фемических и светлых минералов в виде лейко- и меланократовых участков, имеющих часто форму концентрических полос. В габбро, например, иногда обособляются плагиоклаз, пироксен, титаномагнетит. Пегматоидные участки связаны переходами с окружающей породой, и происхождение их обычно сомнений не вызывает. Характерно исчезновение в результате пегматоидной перекристаллизации первичных ориентированных структур, которые иногда сохраняются в виде реликтов, свидетельствуя о возникновении пегматоидных участков действительно в результате перекристаллизации ранее существовавших твердых пород.

Грануляция, или ороговикование, выражается в преобразовании пород в агрегат более мелких зерен гранобластовой полигонально-зернистой или аллотриоморфнозернистой структуры. Обычно этому легче всего подвержен кварц, который часто гранулируется избирательно. Могут гранулироваться и другие минералы. Такая грануляция обычно захватывает равномерно всю породу. В других случаях грануляция выражается в развитии тонкозернистых (роговиковых) агрегатов, располагающихся вдоль стыков зерен в виде сети жилок.

Грануляция, как правило, развита локально. Очень часто она приурочена к контактам интрузивных пород с вмещающими породами. По-видимому, она результат совместного действия напряжений и флюидов. Всякое напряжение стремится уменьшить крупность зерна или прямо — путем дробления или косвенно — путем грануляции.

Рассмотренные вторичные структуры возникают в результате преобразований без участия химических реакций. Последние вызывают появление новых своеобразных структур. Среди них прежде всего надо отметить структуры, возникающие на контакте двух различных мине-

ралов в результате их химического взаимодействия при обязательном участии флюидов, пропитывающих породу. Эти структуры можно назвать реакционными. Наиболее типичный и распространенный пример — мирмекит, т. е. червеобразные вростки кварца в плагиоклазе на контакте его с калиевым полевым шпатом. Вне этого контакта мирмекит не образуется. Поэтому он является указателем на присутствие калиевого полевого шпата в породе, даже если последний полностью изменен, например замещен альбитом. Генезис мирмекита до сих пор дискуссионен. Можно только отметить, что мирмекит встречается лишь в достаточно глубинных породах, в приповерхностных он не наблюдается.

Наконец, можно отметить разнообразные структурные изменения, связанные с химическими реакциями, захватывающими всю породу под влиянием проникающих в нее растворов. Это — разложение минералов под влиянием воды, представляющее метаморфизм в условиях зеленокаменной фации: преобразование плагиоклаза в соссюрит — агрегат цоизита и альбита — продукт простого гидролиза анортита, серпентинизация оливина и ортопироксена, амфиболизация пироксена, мусковитизация биотита и плагиоклаза и т. д. При этих изменениях общая структура породы не меняется, так как разложение происходит в форме образования псевдоморфоз по первичным минералам.

Элементом химических процессов, происходящих в ходе охлаждения под влиянием растворов, пропитывающих породу, является очень распространенное разложение железистомагнезиальных минералов с выделением магнетита в результате окисления железа, в тесной ассоциации с кристаллами амфибола, биотита.

Среди текстур магматических пород, так же как и среди структур, можно выделить первичные и вторичные. Первые образуются в ходе формирования пород, вторые — в результате преобразования их в твердом состоянии.

Разнообразие текстур обусловливается различным сочетанием механического и физико-химического факторов, различной степенью взаимодействия. В пределе образуются теневые текстуры, в которых на фоне магматической породы выделяются (без резких границ) неясные остатки переработанных вмещающих пород. В светлых породах — гранитоидах, сиенитоидах — эти остатки выделяются по неравномерному расположению темноокрашенных минералов — биотита, амфибола и др. При меньшей степени переработки и взаимодействия сохраняются контуры участков вмещающих пород в виде обломков, прослоев и т. д.

В самой начальной стадии взаимодействия сохраняются четкие границы в той или иной степени метаморфизованных ранее существовавших пород и окружающих их магматитов. Чаще всего мы встречаемся с их обломками, сцементированными магматитовым цементом. Такие породы называются эруптивными или магматическими брекчиями — интрузивными или лавовыми в зависимости от характера цемента. Если обломки и цемент возникли из одной магмы на различных стадиях ее затвердевания, то употребляют термин «автобрекчии».

Если имеет место взаимодействие, т. е. растворение горных пород в магме и приближение их состава к окружающей магматической породе под влиянием выделяющихся из магмы флюидов, то границы становятся все менее и менее отчетливыми и возникает пятнистая (атакситовая) или полосчатая (эвтакситовая) текстура. В гранитоидах, для которых она наиболее характерна, при общем светлом фоне наблюдаются несколько более темные пятна или полосы. Обычно участки переработанных пород выделяются более мелкозернистой текстурой. Своеобразным видом являются редко встречающиеся концентрически

зональные шаровые (сферотакситовые) текстуры взаимодействия, описанные в диоритах и гранитоидах.

Кумулятивные текстуры морфологически разнообразны, что объясняется различием факторов, вызывающих кумуляцию кристаллов, выделяющихся из магмы. Если это гравитационный фактор — образуются текстуры осаждения или всплывания, которые мы уже упоминали, напоминающие слоистые текстуры осадочных пород. Кумуляция может быть обусловлена силами взаимного притяжения при участии поверхностного натяжения, которые стремятся сблизить отдельные кристаллы, взвешенные в магме. В результате образуются полнокристаллические участки, окруженные еще не застывшей магмой.

Ориентированные первичные текстуры чаще всего — результат течения магмы со взвешенными в ней кристаллами и обусловлены существованием градиента скорости по перпендикуляру к направлению потока, ибо только дифференциальное течение может вызвать появление пар сил, стремящихся повернуть вытянутые структурные элементы — кристаллы, их скопления, обломки пород — вдоль направления потока. Этот градиент достигает максимума в контакте магматического потока с вмещающими породами (где скорость благодаря вязкому трению снижается до нуля) и быстро убывает по мере удаления от контакта (хотя скорость и продолжает возрастать), но все медленнее и медленнее. Поэтому на некотором удалении от контакта градиент должен приблизиться к нулю. Этим объясняется приуроченность наиболее выраженных текстур течения к приконтактовым зонам и затухание их по направлению к центру массивов.

Самое трудное — различие текстур магматического и пластического течения, протекающего в твердых породах. Единственный критерий — признаки пластических деформаций во втором случае и отсутствие их — в первом. Эти признаки связаны с громадной разницей (в 10 раз) коэффициентов вязкости жидкой магмы и твердых пород и с различием механизма течения, который в кристаллических агрегатах всегда связан с определенными формами деформаций кристаллического вещества — трансляциями, двойникованием. Поэтому в текстурах пластического течения встречаемся с широко распространенными линейными текстурами, с явлениями будинажа, обусловленными механической неоднородностью пород, с изгибом, местами разрушением кристаллических зерен, нередко с грануляцией их.

Для текстур магматического течения характерна обычно плоскостная ориентировка, параллельная стенкам магматической камеры, быстрое затухание по мере удаления от контакта с вмещающими породами, особо четкая выраженность в телах, ограниченных параллельными плоскостями, — дайках, силлах. В стекловатых породах, возникших из вязкой лавы, текстуры течения проявляются в виде тончайшей полосчатости, напоминающей слоистость осадочных пород. Отличия очень простые: полосчатость огибает любые препятствия — вкрапленники, включения, пузыри и т. д.; образует нередко сложные узоры, не свойственные слоистым осадкам; залегает параллельно стенкам даек, часто при этом первично вертикально, хотя вмещающие осадки могут залегать полого и даже горизонтально. В эффузивных породах текстуры течения могут проявляться и в расположении пузырьков газа (пор миндалин). Поскольку пузырьки газа стремятся подниматься вверх, нередко наблюдаются цепочки их, вытянутые вертикально. Они могут быть использованы для восстановления первично-вертикального направления, т. е. как природный отвес.

МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ

Формы залегания магматических горных пород устанавливаются геологическими методами путем картирования их в поле. При этом определяются границы магматических тел, их форма и взаимоотношения с вмещающими породами. Наиболее сложно установление формы глубоких (не вскрытых эрозией) частей магматических тел, которые не могут быть откартированы геологически. В этих случаях на помощь исследователю привлекаются геофизические методы, которые на основании различий в физических свойствах магматических и вмещающих пород устанавливают их форму в погребенных частях разреза земной коры.

Все магматические породы разделяются на две главнейшие группы: эффузивные, или излившиеся, и интрузивные, или внедрившиеся. Первая группа образуется на поверхности земли, а слагающий ее материал извергнут из земных недр при вулканических процессах. Вторая группа пород при своем образовании не имеет связи с поверхностью и образуется под покровом вмещающих вышележащих толщ. Существуют магматические тела, залегающие в земной коре и в то же время частично связанные с земной поверхностью. К ним относятся, например, вулканические жерловины.

Вопросы залегания магматических горных пород и внутреннее строение магматических тел являются предметом изучения специального раздела петрографии, который носит название структурной петрологии. Одна из главных задач структурной петрологии заключается в выявлении генезиса форм залегания магматических тел и создании генетической классификации магматических пород по этому признаку.

Однако применение генетической классификации не всегда возможно в практике петрологических исследований, так как генетические факторы, способствующие формированию того или иного типа магматических тел, выявляются далеко не всегда. Поэтому в практической работе обычно применяется морфологическая классификация, которая учитывает только твердо установленные данные о форме магматических тел.

Наиболее полная морфологическая классификация изверженных пород разработана Р. Дэли в 1914 г. (полностью она приведена в монографии А. Н. Заварицкого «Изверженные горные породы», 1955).

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Среди вулканических пород различаются собственно эффузивные (излившиеся), возникающие при растекании жидкой лавы по поверхности земли, и экструзивные, образующие нагромождения лавового материала в местах выхода его на поверхность. В английской петрографической литературе эти термины являются синонимами.

Характерная особенность эффузивных тел — стратифицированное залегание большей их части. Они участвуют в разрезах древних вулканических областей, переслаиваясь с осадочными породами. Излившиеся породы тесно связаны с пирокластическими породами, которые также являются продуктами вулканизма и образуются в результате наземных и подводных выбросов вулканического материала из вулканов. Этот материал в виде обломков и глыб различной размерности, попадая на поверхность земли или на дно водоемов, либо захоронается в чистом виде, либо смешивается с осадочным материалом невулканического происхождения, образуя целую гамму пород от чисто пирокластических через вулканогенно-осадочные к осадочным породам.

Древние эффузивные породы часто залегают среди подобных пирокластических и смешанных вулканогенно-осадочных образований и восстановить первичную форму слагаемых ими тел не всегда возможно. Поэтому классификация форм залегания эффузивных пород основана главным образом на изучении современного вулканизма.

По способу извержения на поверхность выделяются два главнейших типа вулканических извержений: трещинные и извержения центрального типа. Тип извержения в значительной степени определяет форму и размеры образовавшихся тел эффузивных пород. Как правило, с трещинными извержениями связаны тела более крупного размера, чем с извержениями центрального типа.

Помимо типа извержения форма образующегося эффузивного тела зависит от многих факторов. Главнейшие из них: протяженность и форма магмоподводящих каналов, рельеф местности, где происходит извержение, а также вязкость изливающейся лавы. Последняя в свою очередь является функцией содержания в магме летучих компонентов — газов, понижающих вязкость, и содержания кремнезема, ее увеличивающего.

Наиболее часто эффузивные породы залегают в виде потоков и покровов.

Покровы — плоские тела эффузивных пород, имеющие широкое площадное распространение и относительно малую мощность. Они образуются при трещинных, реже при центральных извержениях жидкой лавы. Как правило, это горячая базальтовая лава с низким содержанием кремнезема. Покровы распознаются только в тех случаях, когда их можно наблюдать по всей площади распространения, так как отличаются они от потоков в первую очередь изометричной формой в плане. Площадь, занимаемая одним покровом, может быть очень различной — от 100 до 1000 км² и более, мощности — от первых метров до 100 м. Очень крупные покровы известны в Исландии, где они образовались в результате трещинных извержений. Так, покров, излившийся из трещины Лаки в 1783 г., занимает площадь 565 км² (рис. 71). Покровы пород кислого состава встречаются значительно реже и имеют меньшие размеры. Они образуются при извержениях кислой магмы, содержащей большое количество летучих компонентов, способствующих ее высокой подвижности. В результате застывания такой магмы образуются своеобразные породы — туфолавы и игнимбриты.

Потоки встречаются значительно чаще, чем покровы. Они образуются при извержениях центрального типа, а также при трещинных излияниях, в случах неровного рельефа поверхности или высокой вязкости магмы. При общих особенностях строения потоков, представляющих собой удлиненные в плане и относительно маломощные тела эффузивов, потоки разного состава отличаются рядом морфологических черт, и в первую очередь размером и формой.

Рис. 71. Лавовый покров, образовавшийся в результате трещинного излияния, вулкана Лаки (Исландия). По Тиррелю (1933). Вид с птичьего полета. Трещина отмечается линией небольших конусов

Потоки легкоподвижной базальтовой лавы имеют самые крупные размеры. Так, на Гавайских островах длина отдельных потоков базальтов достигает более 50 км при ширине до 2,5 км. Мощность их обычно невелика, так как в силу низкой вязкости они растекаются на большие расстояния. На Гавайском вулкане Килауэа один из потоков, вылившихся из трещины протяжением 9 км, прослеживается на расстояние до 6,5 км и имеет толщину несколько сантиметров (рис. 72).

В некоторых случаях в зависимости от рельефа покровы и потоки могут переходить друг в друга. Так, в Исландии поток вулкана Лаки, двигаясь по речной долине, достиг более 80 км длины и вытек на равнину, где распространился, образовав покров средней мощностью около 30—35 м.

Огромные лавовые плато, известные в Индии (Деканское плоскогорье), Южной Африке, Сибири, сложены покровами и потоками базальтов. Эти плато достигают размеров в несколько сотен тысяч квадратных километров.

Широко развиты также потоки и покровы базальтовых лав в океанах, где они слагают подводные вулканические поднятия, выполняют дно абиссальных котловин, склоны одиночных подводных вулканов, склоны и рифтовые долины срединно-океанических хребтов.

Потоки среднего и кислого составов вследствие вязкости слагающих их лав менее протяженны и характеризуются, как правило, большей мощностью. Они имеют языковидную форму, небольшие размеры и, застывая, образуют крутые стенки. Наиболее протяженные из них достигают несколько километров. Так, обсидиан-перлитовый Фонтанский поток в Армении имеет мощность 130—160 м при длине около 12 км (В. В. Наседкин); аналогичный по составу Арагацкий поток вулкана Артени, также расположенный в Армении, прослеживается на 7—8 км и имеет очень изменчивую мощность — от 10 до 250 м.

Скорость передвижения лавы при образовании потоков очень различна. Базальтовые потоки распространяются со скоростями, достигающими десятков километров в час. Так, скорость течения лав Этны равна 40 км/час, а для гавайских наиболее жидких лав известны скорости 60 км/час. Вязкие лавы кислого и среднего составов перемещаются гораздо медленнее. Так, андезитовые потоки Карымского вулкана перемещались со скоростью 7 м/сут.

Несравненно меньший объем эффузивных пород локализуется в виде экструзивных куполов, игл и обелисков (рис. 73, 74). Как правило, их слагают средние и кислые по составу лавы, часто содержащие повышенное количество щелочей (трахиты), очень вязкие в связи с высоким содержанием кремнекислоты и вследствие потери лавой летучих

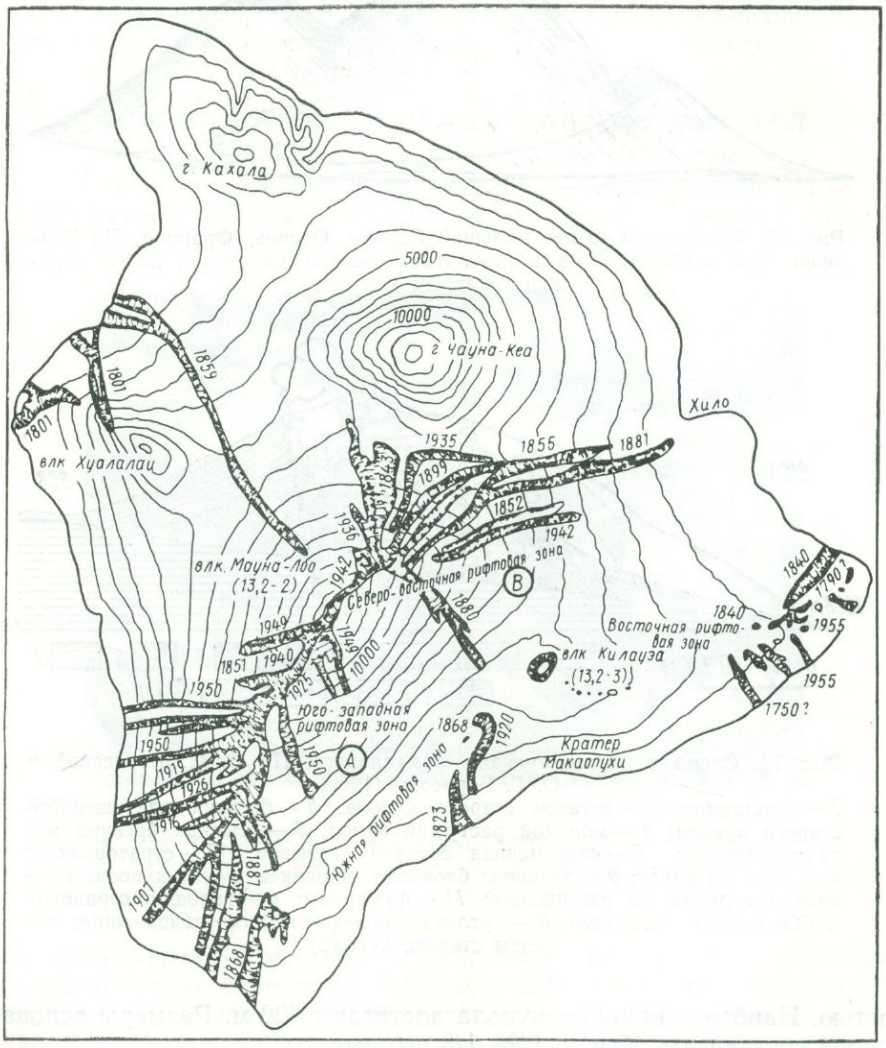


Рис. 72. Схематическая карта о. Гавайи. По Г. Макдональду из А. Ритмана (1964). Расстояния между горизонталями составляют 1000 футов

компонентов. Часто эти тела приурочены к магмовыводящим каналам вулканов центрального типа. В плане они имеют изометричную форму и крутые боковые стенки. Образованием этих тел обычно завершается процесс извержения. Реже они образуют цепочку самостоятельных тел вдоль трещин или разломов. Вследствие чрезвычайной вязкости выжимаемого материала, который к тому же бывает частично затвердевшим, выжимание купола часто носит характер так называемой протрузии —

внедрения почти твердой массы. Затвердевшие краевые части купола обламываются и в виде шлейфа обломков разной размерности окружают купол, а в отдельных случаях почти захороняют его.

Купола имеют различные размеры. Наиболее распространены мелкие купола, возвышающиеся не более 100 м над окружающей мест-

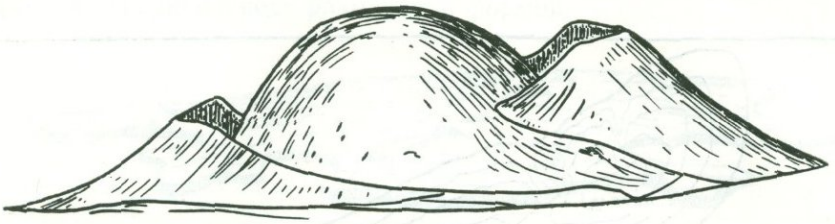


Рис. 73. Трахитовый купол Большой Саркуи, Овернь, Франция. По Тирелю (1933). Образовался в результате извержения вязкой лавы; окружен пепловым конусом

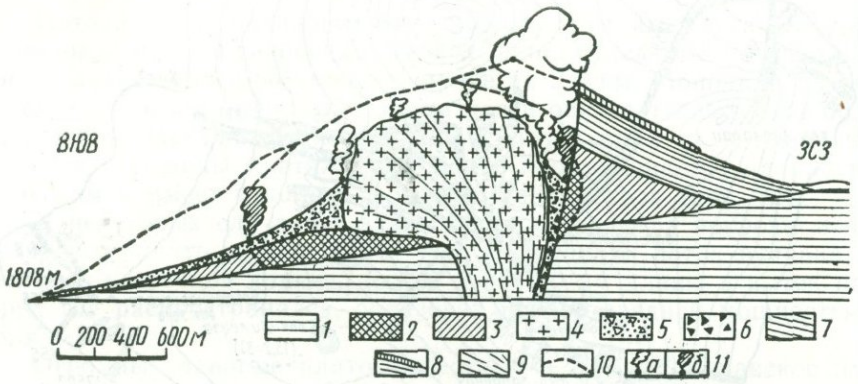


Рис. 74. Схема строения вулкана Безымянного. По В. Н. Борисовой и О. Г. Борисову (1962):
1 — фундамент; *2* — остаток старого купола; *3* — брекчия разрушенного старого купола; *4* — молодой растущий купол; *5* — осыпная брекчия молодого купола; *6* — современная брекчия взрывов; *7* — стратовулкан; *8* — лавовый поток; *9* — трещины блоковых подвижек в теле купола; *10* — контур вулкана до извержения; *11* — фумаролы: *а* — галоидно-сернистые с CO_2 и другими газами, *б* — углекислые образования (обновленные мофетты старого купола)

ностью. Наиболее крупные купола достигают 600 м. Размеры основания купола составляют обычно 1/2—1/3 его высоты.

Лучше всего изучены купола Овернь во Франции, купол вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника, а также купола Японии и Камчатки. Экструзивные купола известны и при подводных извержениях. Примером является купол Богослов на Алеутских островах, неоднократно появлявшийся на поверхности моря и разрушавшийся под влиянием эксплозий и морских волн.

Рост куполов совершается обычно очень быстро и неравномерно. Так, купол Таруман в Японии вырос за 4 дня на 100 м, в течение последующих двух недель на 200 м. Купол Новый на вулкане Безымянном (рис. 74) рос с 1956 по 1963 г. с максимальной скоростью вначале, когда за 3 месяца он вырос на 300 м.

Иглы и обелиски характеризуются отношением высоты к диаметру, обычно значительно превышающим единицу. Большинство игл и обелисков не представляет самостоятельных образований, а относится к второстепенным осложнениям куполов, когда при поступлении из глубины новых порций лавы происходит прорыв оболочки купола. Лава их обычно еще более вязка, чем лава куполов.

Кроме форм залегания, описанных выше, породы, связанные с процессами вулканизма, часто локализуются в виде приповерхностных секущих или межпластовых тел, которые будут описаны ниже.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ТЕЛ

Особенности внутреннего строения эффузивных тел зависят от многих факторов: химического состава эффузивов, насыщенности их лету-

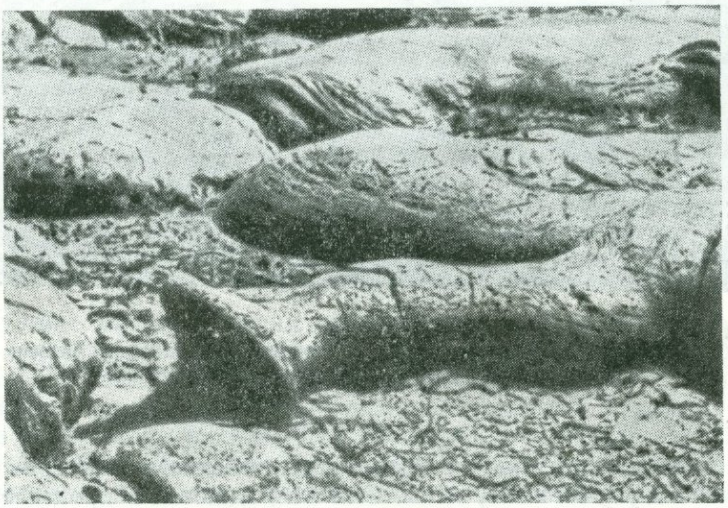


Рис. 75. Лавовый поток «пахоэхоэ» 1920 г. из вулкана Килауэа, Гавайи. Из книги Г. Макдональда «Вулканы» (1972)

чими компонентами, условий образования (наземных, подводных). Вследствие этого внутреннее строение эффузивных тел разнообразно.

В потоках и покровах основного состава четко выражена неоднородность (зональность) строения, тем более заметная, чем мощнее поток или покров. Внутренние части их обычно лучше раскристаллизованы и более плотные, а периферические содержат больше вулканического стекла и часто имеют пористые, пузыристые и шлаковидные текстуры. Наиболее широко развиты они в верхней части потоков.

В наземных условиях выделяются две главные морфологические разновидности потоков базальтовых лав. Они были установлены при изучении вулканов Гавайских островов, с чем связаны их экзотические названия: волнистые и глыбовые. Волнистые лавы имеют гладкую поверхность, приобретая в узких зонах канатное строение (рис. 75, 76). При застывании в них обосабливаются лавовые камеры, трубы и пузыри, обычно сфероидальной формы. Глыбовые лавы отличаются не-

ровной поверхностью, сложенной обломками и глыбами, иногда чужеродными, захваченными при движении. Они содержат многочисленные пустоты различной формы (трубчатые, ветвистые и т. д.). В ископаемых потоках глыбовых лав неровности поверхности выполняются осадочным или вулканогенным материалом. Волнистые лавы более высокотемпературны, чем глыбовые. Иногда в одном потоке наблюдается смена волнистых лав глыбовыми по мере удаления от центра излияния.

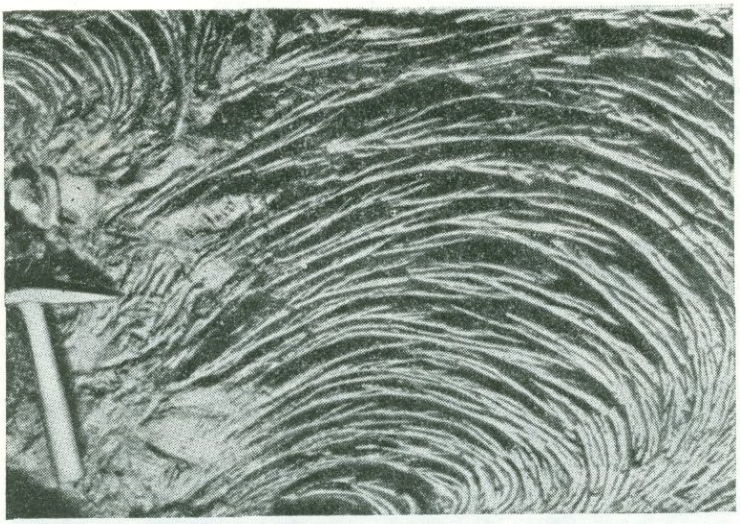


Рис. 76. Канатная лава. Деталь строения потока 1920 г. Вулкан Килауэа, Гавайи. Из книги Г. Макдональда «Вулканы» (1972)

Для подводных излияний базальтов наиболее характерны шаровые, или подушечные, лавы. Они распадаются в процессе остывания на отдельные обособления подушечной или сфероидальной формы, промежутки между которыми выполнены остроугольными, иногда скорлуповатыми обломками того же материала или осадочным, чаще всего кремнистым, а также глинистым или карбонатным веществом. В ряде случаев подушечная текстура свойственна только верхней части потоков. Обособления подушечных лав очень различны по размерам. Преобладают обособления размером от десятков сантиметров до первых метров. Для них характерно концентрическое строение, выражающееся в зональном расположении пузырьков и пор и увеличении степени кристалличности пород в центральных частях обособлений. Механизм образования шаровых лав связан с тем, что при подводном извержении лава разбивается на отдельные капли, быстро покрывающиеся корочкой закалки и застывающие в виде обособленной системы. Большая роль в этом процессе принадлежит резкому перепаду температур, образующемуся при соприкосновении горячей расплавленной лавы и холодной воды.

Для базальтовых потоков как наземных, так и подводных весьма характерна столбчатая вертикальная отдельность, поперечная к поверхности потоков. Потоки, обнаруживающие этот тип отдельности, расчленяются на ряд полигональных колонн, до десятков метров в высс-

ту, различного диаметра (рис. 77). Иногда столбчатая отдельность присуща только нижним частям потока, комбинируясь с шаровой или глыбовой поверхностью верхних его частей. Она образуется при застывании потоков, под влиянием охлажденных поверхностей, их ограничивающих.

Потоки среднего состава имеют много общего с потоками базальтов. Однако в силу их большей вязкости зональность строения в этих потоках выражена значительно хуже.

Строение потоков кислых лав характеризуется большим разнообразием. Здесь в пределах одного потока часто наблюдается чередование пузыристых, массивных, стекловатых, флюидально-полосчатых и других текстур. Флюидально-полосчатые текстуры пользуются преимущественным развитием именно в кислых лавах. Флюидальность выражается в ориентировке минералов, пузырей, слоев и линз, имеющих различную окрас-

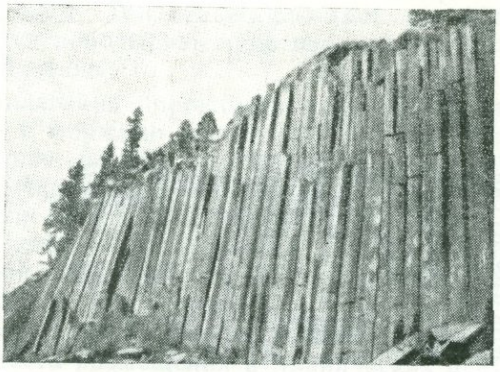


Рис. 77. Столбчатая отдельность в потоках базальтовых лав, Калифорния. Из книги Г. Макдональда «Вулканы» (1972)

ку вследствие разной степени окисленности железа и других причин. Флюидальность и полосчатость соответствуют направлению течения лавы, принимая зачастую причудливые формы (рис. 78).

Помимо лав продуктами извержения вулканов являются пирокластические породы. Они образуются в результате эксплозий, когда увлекаемая газовыми выбросами жидкая или затвердевшая лава разрывается на части и разлетается на различные расстояния. При этом эндогенный, вулканический материал, попадая в воздушную или водную среду, отлагается, подвергаясь осадочной дифференциации: более крупные обломки и глыбы оседают вблизи источника извержений, более мелкие—уносятся на большие расстояния. Помимо лав данного извержения среди обломков пирокластических пород встречаются также захваченные взрывами из жерла вулканов обломки эффузивов предшествующих извержений и обломки фундамента вулканических построек (граниты, гнейсы, известняки и другие породы).

Пирокластические породы среди продуктов извержений вулканов распространены не меньше, чем эффузивные, а в некоторых типах извержений они даже преобладают. По оценкам некоторых исследователей, например Е. К. Мархинина, объем пирокластического материала, выброшенного при наиболее сильных эксплозионных извержениях в период с 1800 по 1964 г., соответствует величинам 10, 18, 28 и даже 186 км^3, а существенно лавовые излияния (о. Гавайи) за тот же период поставили лишь 1,7 и 4,9 км^3 лав. По мнению И. В. Лучицкого, различия между объемом эффузивных и эксплозивных продуктов не столь резки. Если учесть мощные эффузивные подводные излияния, роль которых очень велика, то вторая точка зрения представляется более правильной.

Пирокластические образования разделяются на рыхлые, получившие общее название тефры, и сцементированные — туфы и вулканические брекчии. В зависимости от размера обломков среди тефрогенного материала выделяются вулканическая пыль

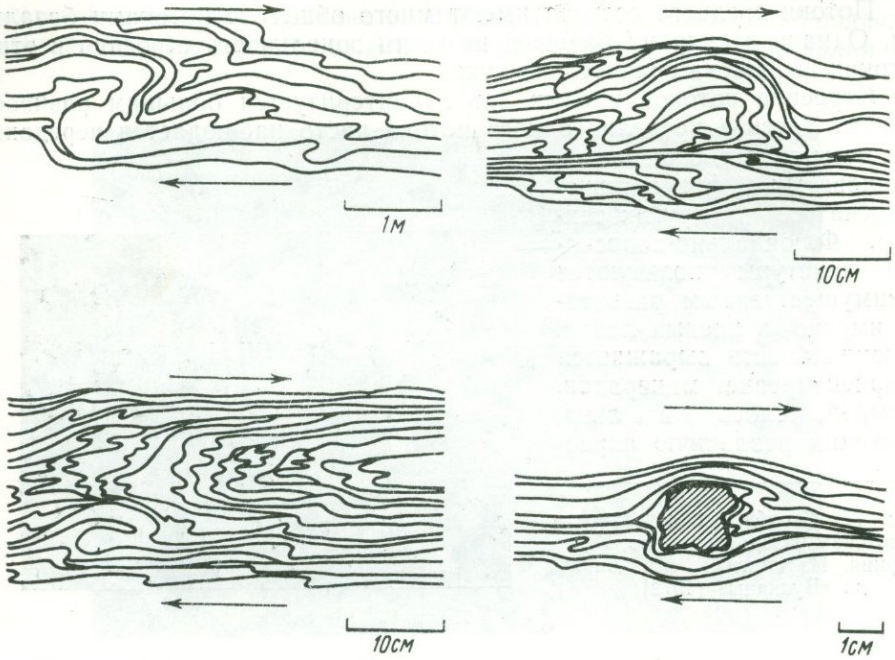


Рис. 78. Флюидальность в вязких потоках липаритов, Невада. Из Христиансена и Липмана (1966)

(<0,01 мм), вулканический пепел (0,01—10 мм), лапилли (10—100 мм), валуны (100—1000 мм) и глыбы (>1000 мм). Очень часты неотсортированные разности пород, состоящие из обломков различной

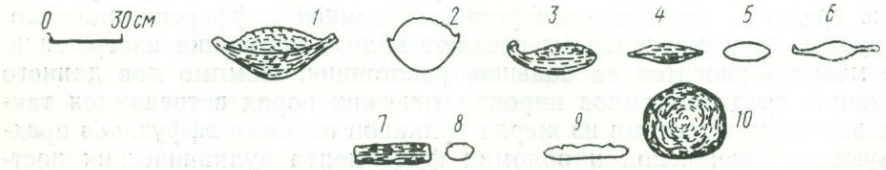


Рис. 79. Форма вулканических бомб:
1 — симметричная бомба, *2* — ее поперечное сечение, *3* — асимметричная бомба, *4* — сплющенная бомба, *5* — ее поперечное сечение, *6* — поперечное сечение бомбы с широким экваториальным поясом, *7* — цилиндрическая бомба, *8* — ее поперечное сечение, *9* — поперечное сечение бомбы типа коровьего помета, *10* — бомба типа коровьего помета. Из книги Г. Макдональда (1967)

размерности. Кроме того, среди тефры выделяются вулканические бомбы, имеющие обычно размеры валунов (100—1000 мм). Бомбы представлены кусками лавы, вращающимися при полете и приобретающими при этом шарообразную, веретенообразную или грушевидную форму (рис. 79). Сравнительно вязкая лава сбразует бомбы,

обладающие растресканной поверхностью типа «хлебной корки». Наличие бомб в пирокластических накоплениях свидетельствует о наземном или мелководном типе извержений.

Пирокластические образования, отлагаясь на склонах вулканов, обычно испытывают еще в рыхлом состоянии перемещения в результате действия гравитационных сил (осыпи, обвалы) и смешения с водными и грязевыми потоками. Они переотлагаются, испытывая дифференциацию по размерности и загрязняясь посторонним (резургентным) материалом. Впоследствии осуществляется цементация (литификация) тефры. Она подобна обычным процессам диагенеза и эпигенеза осадков, но из-за присутствия в ней легко разлагающегося вулканического стекла эти процессы протекают более энергично.

В некоторых случаях цементация пирокластического материала происходит вследствие спекания, когда он сильно разогрет или расплавлен. В этом случае образуются породы, носящие название спекшихся туфов, или агглютинатов.

Наиболее обычной формой залегания пирокластических пород являются пласты и линзы, сходные с формами залегания осадочных пород. Различия заключаются в более резкой изменчивости мощностей пирокластических пород и их обычно меньшей протяженности по простиранию. Однако пирокластические породы, сложенные тонкообломочным материалом, представляют исключение. Известны пласты пепла, протягивающиеся на многие сотни километров и являющиеся маркирующими горизонтами в разрезах. По расположению слоев пирокластических пород различной размерности в древних вулканических толщах и по их мощности картируются места размещения вулканических центров. По направлению к этим центрам увеличивается грубость обломков в породах.

Некоторые пирокластические образования имеют форму потоков или языков. К ним относятся отложения «палящих туч», агломератовых и лахаровых брекчий. «Палящие тучи» представляют собой тонкораспыленную смесь лавы и газов, извергающуюся из вулканов, которая с огромной скоростью перемещается по их склонам. При их остывании получаются породы, называемые спекшимися туфами.

Агломератовые потоки образуются при перемещении по склонам еще горячих глыб лавы, смешанных с грязью и делювиальными накоплениями склонов вулканов.

Лахаровые брекчии — отложения грязевых потоков (лахар), представляющих хаотическую смесь больших и малых потоков в тонкозернистом цементе. Лахаровые брекчии образуются при взаимодействии дождевых и талых вод или вод кратерных озер с рыхлыми вулканическими накоплениями на склонах вулканов. Подобные потоки широко распространены в областях современного вулканизма, а в последнее время распознаются и в древних вулканических областях.

Пирокластические породы формируются в различной обстановке. Выброс из вулканов и последующее захоронение могут иметь место в наземных и подводных условиях, а также возможны случаи, когда продукты эксплозий наземного вулкана, непосредственно или после перемещения попадают в водную среду, где и происходит их захоронение и цементация. В зависимости от этого формы залегания и взаимоотношения с породами иного происхождения оказываются различными. Для наземных пирокластических накоплений характерны менее выдержан-

ные по площади пласты и линзы этих пород, менее совершенная сортировка их по сравнению с подводными.

В водных условиях пирокластический материал легко смешивается с осадочным, образуя толщи смешанных вулканогенно-осадочных пород, для которых очень характерна правильная ритмичная слоистность. В основании ритмов обычно залегают породы более грубой размерности, больше насыщенные пирокластическим материалом, сменяющиеся вверх более тонкозернистыми породами. В зависимости от соотношения пирокластического и осадочного материала среди вулканогенно-осадочных пород выделяются туффиты и туфогенные породы (туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты).

Для подводных излияний характерны специфические обломочные породы — гиалокластиты. Они состоят из остроугольных обломков вулканического стекла и слабо раскристаллизованных лав, часто имеющих скорлуповатую отдельность и образующихся при разрушении сфероидальных лавовых обособлений под воздействием внутреннего напора незастывшей лавы. Эти обломки при литификации цементируются иловатым материалом. Известны переходы от шаровых, или подушечных, лав к гиалокластитам. Гиалокластитами сложены многочисленные крупные подводные поднятия океанического дна.

Гиалокластиты представляют собой весьма своеобразный продукт вулканической деятельности, по способу своего образования промежуточный между лавами и пирокластическими породами.

Эффузивы и пирокластические породы слагают разнообразные типы вулканических построек, представляющих собой сложно построенные тела вулканического происхождения. Они сложены или одними эффузивами, или одними пирокластами, или теми и другими совместно. В зависимости от состава лавы и, следовательно, ее физико-механических свойств, а также от типа вулканической деятельности формы вулканических сооружений могут быть весьма различными. Вулканическая деятельность может иметь как созидательный аккумулятивный, так и разрушительный (деструктивный) характер. Выделяются два типа форм рельефа вулканических образований, создающие соответственно положительный и отрицательный рельеф. К первому типу относятся вулканические плато, поднятия, вулканические конусы, хребты выжимания, эндогенные купола; ко второму — кальдеры, маары, кратеры, тектоно-вулканические депрессии, рифты.

Вулканические плато сложены многочисленными потоками и покровами лав, наслаивающихся друг на друга. Они могут быть образованы как базальтами, так и риолитами или игнимбритами. Базальтовые вулканические плато образуются в результате излияний из трещин и приуроченных к ним вулканов центрального типа и занимают огромные площади, измеряемые многими тысячами квадратных километров, с колоссальными объемами излившихся масс (десятки тысяч кубических километров). Для плато характерно резкое преобладание лав над пирокластами, вследствие чего происходит выравнивание рельефа, затопляемого лавами. Подобные плато, сложенные базальтами, имеются в Колумбии (Северная Америка), в Восточной Сибири, на Деканском плоскогорье (Индия), в провинции Туле (Гренландия) и во многих других местах.

Риолитовые (игнимбритовые) плато встречаются реже и имеют меньшие размеры. Вследствие большой вязкости кислой магмы ее растекание на большие территории возможно только в случае очень высокого содержания в ней летучих компонентов. Поэтому образование таких плато находится в связи с массовыми эксплозиями рыхлого рас-

каленного материала кислых лав, пересыщенных газами. Выброс, по всей вероятности, осуществляется через трещины или через многочисленные центры извержений, которые потом оказываются скрытыми под покровами лав. Объем выброшенного материала также велик. Так, на плато Таупо (о. Северный в Новой Зеландии) он оценивается в 70 000 км^3, а мощность плащеобразных залежей 30—150 м. Риолитовые плато известны помимо Новой Зеландии в Йеллоустонском парке в США, на о. Суматра (плато Тоба), на Дальнем Востоке и в других местах.

Вулканические поднятия образуются при излиянии лавы из одной или нескольких ориентированных в одном направлении трещин, на которых располагаются небольшие вулканические конусы. В результате возникают пологие валообразные или изометричной формы поднятия, образующие как бы цоколь, на котором расположены более молодые крупные вулканические постройки центрального типа. Подобные поднятия широко распространены в океанах. В их строении наряду с лавами большую роль играют также гиалокластиты. Размеры таких поднятий достигают нескольких сотен километров в длину или нескольких десятков километров в диаметре. В последние годы аналогичные погребенные поднятия были установлены в древних вулканических толщах геосинклиналей (Урал).

Вулканические конусы широко распространены, и именно они обычно называются вулканами. По морфологии выделяются конусы с пологими склонами (угол наклона не более 10—12° к горизонту) — щитовые вулканы и с относительно крутыми склонами (угол наклона 30—45° к горизонту) — стратовулканы, шлаковые и пепловые конусы. Как будет показано ниже, они различаются также и по внутреннему строению.

Щитовые вулканы образуются в результате многократных излияний легко растекающихся лав, сопровождаемых эксплозиями лишь в незначительной степени. В вершинной части щитовых вулканов расположены один или несколько кратеров, окруженных кальдерами. Их склоны часто рассечены трещинами, вдоль которых располагаются небольшие паразитические конусы. Размеры щитовых вулканов очень велики. Так, на Гавайях, являющихся классическим примером вулканов этого типа, вулкан Мауна-Лоа возвышается на 4170 м над уровнем моря, а подножие его расположено на океаническом дне на 5000 м ниже уровня моря. Таким образом, полная высота этого вулкана превышает 9 км, а весь его объем достигает 25 тыс. км^3. Наземные щитовые вулканы известны также в Исландии. Они имеют здесь несравненно меньшие размеры (1—50 км^3) и более простое строение. Огромное число выявленных в последние годы подводных вулканов также относится преимущественно к типу щитовых. Лавы щитовых вулканов имеют базальтовый состав.

Стратовулканы характеризуются сложным строением. Они состоят из чередующихся слоев эффузивного и вулканогенно-обломочного материала, откуда они и получили свое название (стратос — слой). Стратовулканы обычно имеют правильную коническую форму, со склонами, часто выполаживающимися к подножию. В вершинной части вулкана расположен кратер. На вулканах, претерпевших длительную историю развития, склоны осложнены наличием вторичных построек, а в центральной части образуются депрессии (кальдеры), внутри которых вырастает новый, более молодой конус. Стратовулканы в отличие от щитовых сложены разнообразными по составу лавами — от базальтов до липаритов. Большая часть этих вулканов извергает ан-

дезитобазальты и андезиты. Такой состав свойствен многочисленным вулканам так называемого андезитового кольца, окаймляющего акваторию Тихого океана. Существенно эксплозивный характер вулканической деятельности, свойственный этим вулканам, приводит к взрывам, в результате которых разрушаются значительные их части и искажаются первоначальные формы.

Размеры стратовулканов очень различны. Однако и самые крупные из них несравненно меньше, чем щитовые вулканы. Один из крупней-

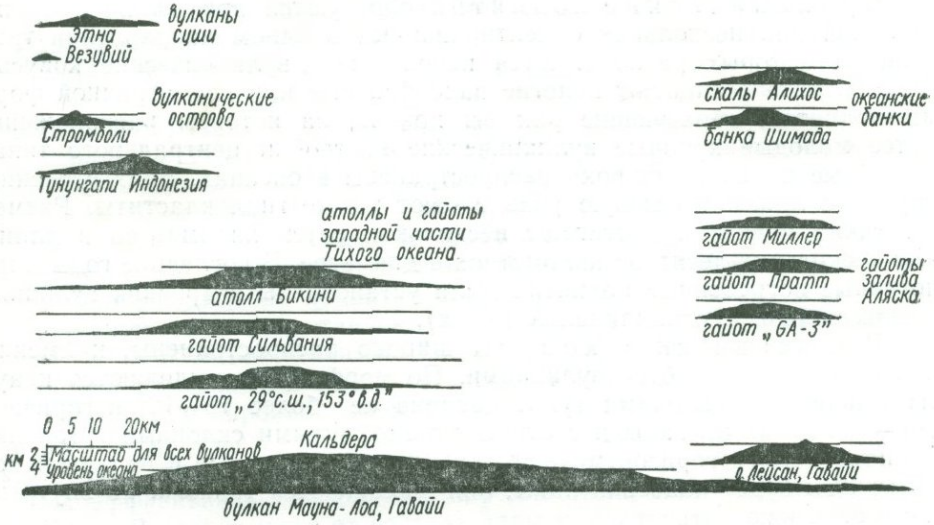


Рис. 80. Сравнительные размеры вулканических построек. По Менарду (Menard, 1964)

ших, Ключевской вулкан на Камчатке, поднимается над окружающей местностью более чем на 4000 м. Площадь основания вулкана составляет не менее 50 км^2, а объем постройки около 15 км^3. Везувий по сравнению с этим вулканом совсем невелик. Высота его 1000 м, площадь основания 12 км^2, а объем постройки 4 км^3 (рис. 80).

Кроме стратовулканов, представляющих собой полихронные (многократно извергающиеся) вулканические аппараты, существуют монохронные (однократно извергающиеся) вулканические конусы. К ним относятся лавовые, шлаковые и эксплозивные (пепловые) конусы. Они имеют небольшие размеры (высота 100—200 м над поверхностью) и обычно приурочены к местам расположения крупных вулканов, фиксируя собой трещины и линейные зоны проницаемости. Так, в районе Ключевского дола на площади 45×90 км расположено более 300 шлаковых конусов (рис. 81).

Среди деструктивных форм вулканического рельефа в первую очередь следует упомянуть кратеры и кальдеры. Кратер является отверстием, через которое выбрасываются различные продукты вулканической деятельности, расположенным в центральной части вулканического сооружения или на его склонах. Кратеры имеют округлую воронкообразную форму и различные размеры — от нескольких десятков до сотен метров. В потухших вулканах на месте кратеров часто располагаются озера.

Кальдеры представляют собой депрессии округлой формы, расположенные во внутренней части вулканической постройки.

Выделяется несколько типов кальдер. Главнейшими из них являются эксплозионные кальдеры, кальдеры обрушения и эрозионные кальдеры.

Эксплозионные кальдеры образуются при взрывах с обильными выбросами вулканического материала, часто представленного туфами, пемзами и игнимбритами. Эти кальдеры имеют обычно относительно небольшие размеры. Так, кальдера Ротомагана, образовавшаяся при взрыве вулкана Таравера (Новая Зеландия) в 1886 г., имеет диаметр около 2700 м и площадь 3,3 км^2.

Кальдеры обрушения образуются при опустошении магматической камеры во время извержений. Этот процесс может быть катастрофическим и постепенным, длительным. Примером катастрофического образования кальдеры обрушения является формирование кальдеры Кракатау (Индонезия), Санторин (Греция), Кратер-Лейк (США) и др. Кальдера Кракатау имеет в поперечнике 7 км. В Японии известны более крупные кальдеры этого типа — от 13 до 25 км в диаметре. Широко развиты кальдеры, осложняющие строение андезитовых вулканов Курильских островов и Камчатки. Примером длительного формирования являются кальдеры типа Килауэа (Гавайские острова), которые образуются вследствие опускания уровня магмы в центральном канале при открытии трещин и действии паразитических кратеров на флангах вулкана. К кальдерам подобного типа относятся Ньямалагира в Африке, Ньюберри в Центральном Орегоне, США и др.

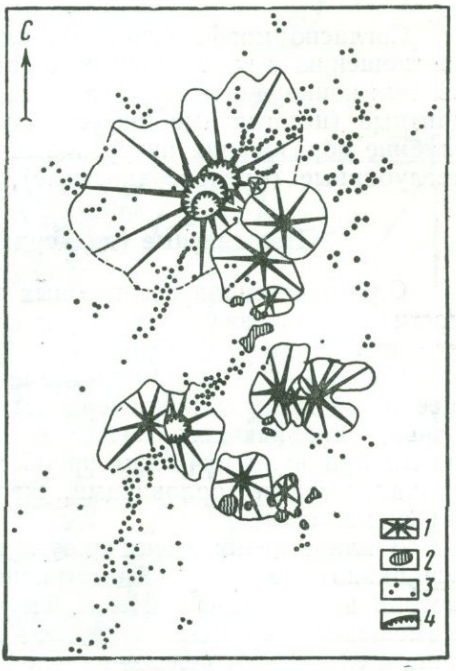


Рис. 81. Схема расположения шлаковых конусов Ключевского дола. По А. Н. Сирину (1968):
1 — вулканы центрального типа; *2* — крупные экструзии; *3* — шлаковые конусы; *4* — кальдеры

Эрозионные кальдеры представляют собой крупные депрессии, образующиеся в ядре вулканического конуса при процессах эрозии. Такие депрессии возникают особенно легко, если стенки кратера состоят из массивных, плотных лав, подстилаемых рыхлым пеплом, что значительно облегчает выветривание, вызывает обрушение стенок и частичное разрушение построек. Примерами подобных кальдер являются кальдеры на полуострове Банги в Новой Зеландии.

Помимо кальдер к деструктивным типам вулканических структур относят вулканические грабены, расселины, депрессии и т. д.

Из приведенного обзора условий залегания вулканических тел видно, что они оказывают существенное влияние на формы рельефа поверхности земли и дна океанов. Если в древних вулканических обла-

стях рельеф значительно изменяется процессами разрушения и переотложения материала, то в молодых вулканических областях и на дне океана он играет большую роль в строении поверхности земли. Примером вулканического рельефа, не измененного процессами эрозии, является поверхность Луны.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Согласно морфологической классификации интрузивных пород по соотношению с вмещающими породами среди них различают две группы тел: конкордантные (согласные с вмещающими породами) и дискордантные (несогласные, пересекающие пласты вмещающих пород). По глубине образования интрузивных тел от поверхности различаются малоглубинные (приповерхностные), среднеглубинные и глубинные тела.

Несогласные (дискордантные) интрузивные тела

Одним из типов несогласных тел, формирующиеся вблизи поверхности и тесно связанных с вулканическим процессом, являются некки, или жерловины.

Некк — это тело, имеющее цилиндрическую форму и представляющее собой продукт приповерхностного застывания магматического расплава, заполняющего подводящий канал, по которому поднималась магма при вулканическом процессе. Некки иногда также называются вулканическими горловинами, жерлами, жерловинами и экструзивными бисмалитами.

В плане некки имеют округлую, овальную, реже неправильную, но все равно близкую к изометричной форму диаметром от нескольких метров до километра. Некки имеют крутое падение стенок, контакты с вмещающими породами падают внутрь (в случае сужения жерла вулкана с глубиной), реже — наружу.

Дайки представляют собой интрузивные тела, ограниченные почти параллельными крутопадающими стенками и обладающие длиной, во много раз превосходящей их мощность.

По простиранию дайки прослеживаются от первых метров до сотен метров, достигая иногда нескольких километров и даже сотен километров. В Гренландии встречаются дайки длиной до 5—10 км, дифференцированная дайка в Брефвен (Швеция) имеет длину 32 км и ширину 1,6 км. В Англии дайка Клевеланд прослежена по простиранию на 175 км, а возможно, ее длина 310 км. Часто в качестве примера приводят большую дайку в Родезии длиной 480 км и мощностью 3—11 км. Однако она не является настоящей дайкой пластинчатой формы, а если еще учесть, что она сложена зернистыми хорошо раскристаллизованными породами глубинного облика, то это интрузивное тело скорее следует отнести к дайкообразным интрузивам, но не к собственно дайкам.

Различаются дайки выполнения трещин и дайки замещения. Первые являются результатом выполнения магматическим расплавом открытых трещин земной коры. Для таких даек заметно смещение вмещающих пород в противоположных стенках дайки, особенно хорошо заметное в случае пересечения ею слоистых толщ. Дайки замещения возникают в результате магматического преобразования вмещающих пород без нарушения их залегания. Текстуры вмещающих пород как бы просвечивают через такие дайки.

Дайки бывают одиночные, групповые, радиальные и кольцевые. Одиночные дайки — это дайки, количество которых в пределах поля их развития невелико и простирание их различно.

Групповые дайки обычно развиваются по системе параллельных трещин.

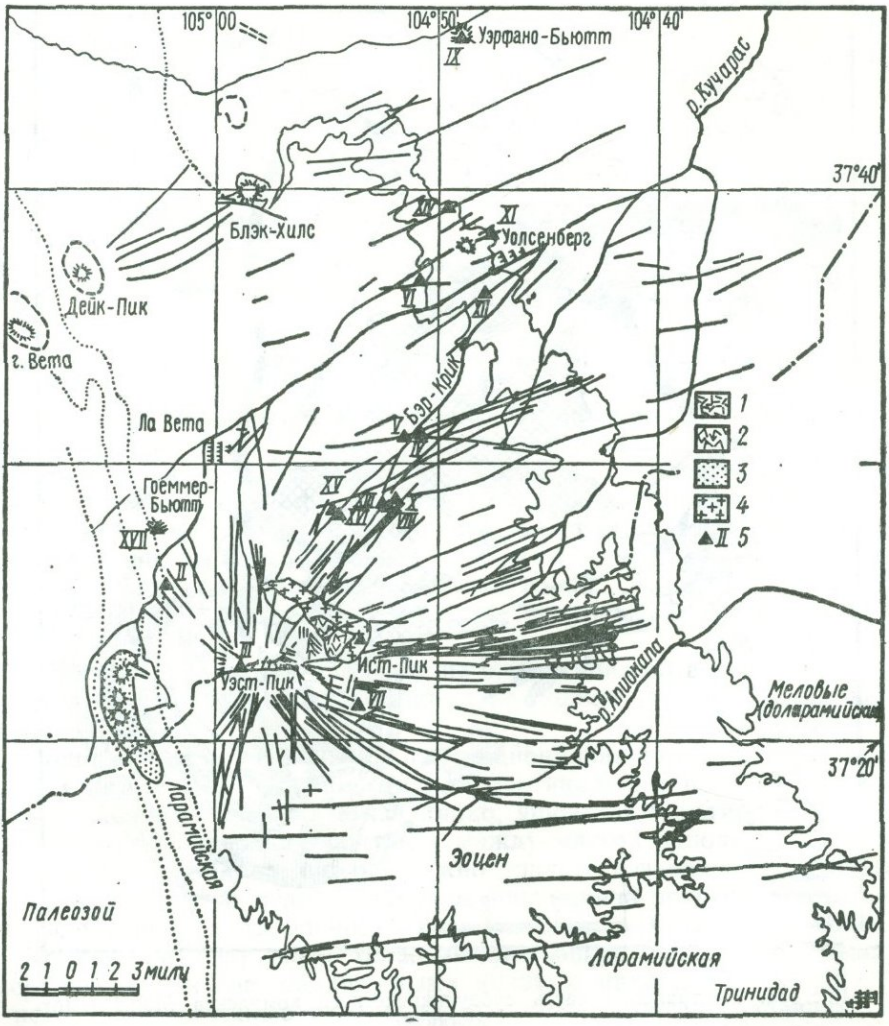


Рис. 82. Лампрофировые дайки, расходящиеся радиально от двух крупных массивов гранитных пород (A. Knopf, 1936):
1 — пироксеновый сиенитодиорит; *2* — гранодиорит-порфир; *3* — микрогранит; *4* — гранит-порфир; *5* — лакколиты, породы которых исследованы химически

Часто можно обнаружить на одной и той же площади несколько систем даек, причем каждая характеризуется своеобразной ориентировкой и петрографическим составом, что позволяет разделять системы даек по времени их образования.

Радиальные дайки обычно приурочены к вулканическим центрам или к интрузивным массивам, располагаясь радиально по отношению

к последним, и прослеживаются по длине иногда на километры (рис. 82). В районе Санлайт, Вайоминг, США, радиальные дайки прослеживаются на расстоянии до 8—11 км от центра вулкана.

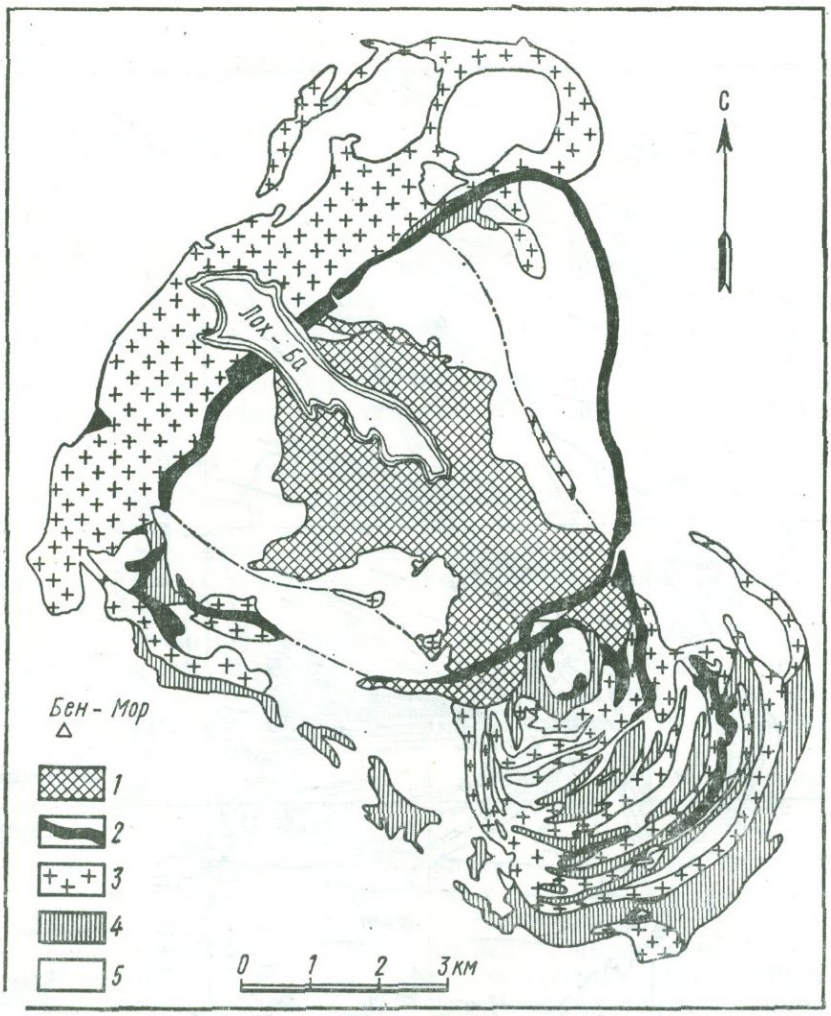


Рис. 83. Центральная часть субвулканического комплекса Малл (Шотландия):
1 — центральные интрузии (гранофиры и фельзиты); *2* — фельзиты кольцевых даек; *3* — гранофиры; *4* — долериты и габбро; *5* — эффузивные формации и различные кристаллические породы (следует обратить внимание на перекрытие двух комплексов центрального типа, центр второго из которых сместился в северо-западном направлении по отношению к центру первого)

Радиальные трещины, позже заполняемые дайками, возникают при растяжении, вызываемом либо давлением магмы в горизонтальном направлении на стенки канала внутри вулканического конуса, либо подъемом всей вулканической постройки под действием сил, связанных с процессами в магматической камере, расположенной под вулканом, ли-

бо внедрением интрузивного тела. Последнее наиболее вероятно, так как давление, направленное снизу вверх, приводит к возникновению системы вертикальных радиальных трещин растяжения, а запасы энергии магматических очагов несравнимо больше возможностей магмы, находящейся в подводящем канале.

Кольцевые дайки имеют в плане форму дуги или замкнутого кольца, часто неправильной формы. Падение даек вертикальное или крутое. Диаметр колец варьирует от 1 до 25 км при мощности даек до 1,5 км. К районам развития кольцевых даек относятся Цен-

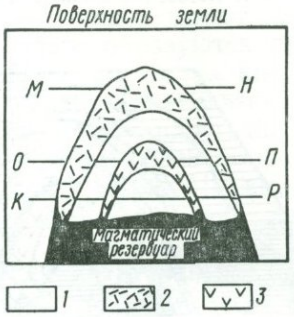


Рис. 84. Подземная депрессия, связанная с локальным оседанием участка земной коры:
1 — более древняя вмещающая порода; *2* и *3* — различные интрузивные тела; *МН*, *ОП*, *КР* — некоторые из бесчисленного множества эрозионных уровней (дано с некоторыми изменениями по Billings, 1943)

тральный Казахстан, район г. Белкнап, Нью-Хэмпшир, США, субвулканический комплекс о. Малл, Шотландия (рис. 83).

Появление подобных даек связано с опусканием центрального блока, что вызывает возникновение круто наклоненных наружу от опускающегося блока трещин растяжения, которые и заполняются магматическим материалом. Если погружение центрального блока происходит в течение длительного времени, то может образоваться большое количество концентрически расположенных кольцевых даек с разным диаметром колец, при этом блоки вмешающих пород, заключенных между двумя соседними кольцевыми дайками, получают название барьеров (рис. 84).

Если оседание блока проходит не строго вниз по вертикали, а смещается к одной стороне, то возникают не полные кольцевые, а аркообразные дайки.

Мощность кольцевой дайки пропорциональна углу падения трещины. Исходя из этой зависимости при вертикальном падении трещины дайка не должна образоваться. Однако, учитывая перетирание и дробление пород по плоскости контакта между массой неподвижных пород и опускающегося блока, вполне можно допустить и движение магматического расплава по ослабленной брекчированной зоне с поглощением или выделением раздробленного материала вверх в открытые полости.

Конические интрузии — тела, выполняющие конические трещины с вершинами конусов, обращенными книзу, с падением углов 40—45°, но некоторые наружные слои обладают более пологим падением, чем внутренние (рис. 85). Вершины конусов или фокусы конических интрузий должны находиться примерно на уровне верхних частей интрузивной камеры, что позволяет приблизительно определить глубину последней. На о. Малл, у западного побережья Шотландии, конические слои располагаются вокруг двух не совпадающих центров, в результате чего более древние конические интрузии секутся более молодыми. Мощность конических интрузий невелика и обычно измеряется первыми метрами.

Механизм образования конических интрузий (слоев) объясняется выталкиванием центрального блока пород вверх либо в результате давления магмы, либо в результате мощных взрывов на глубине под вулканами.

Конические слои по форме в плане могут не отличаться от кольцевых даек, но относительно пологое падение к центру однозначно указывает на их связь с поднимающимся блоком, тогда как кольцевые дайки связаны с опусканием блока и имеют крутое падение, направленное от центра.

Жилы интрузивных пород близки по форме к дайкам, но в отличие от них имеют не параллельные ограничения, а в разной степени неправильные, волнистые, неправильно плитообразные, линзовидные и, как правило, характеризуются меньшими размерами.

Апофизы — разных размеров (длины и мощности), разнообразной, подчас причудливой формы ответвления, отходящие

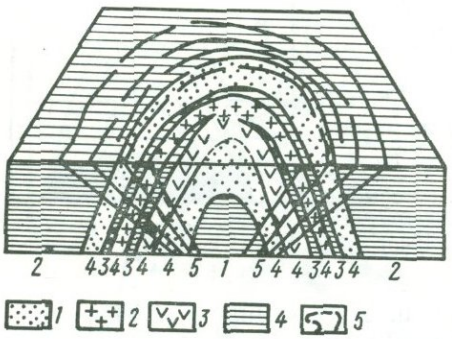


Рис. 85. Диаграмма конических слоев и кольцевых даек:
1, 2, 3 — кольцевые дайки разного состава и времени внедрения, *4* — боковые породы, *5* — конические трещины

от главного интрузивного тела и использующие тектонические нарушения и трещины во вмещающих породах, сланцеватость или плоскости отслаивания в рассланцованных либо слоистых толщах.

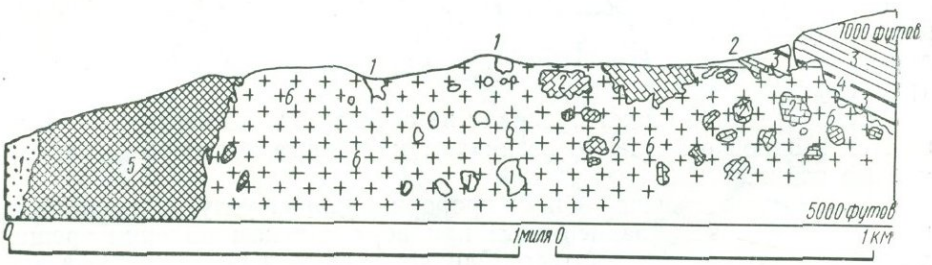


Рис. 86. Разрез монцонитового штока, район Тинтик, Юта. Характерно наличие крупных ксенолитов вмещающих пород (породы боковых стенок и кровли), которые до застывания магмы успели погрузиться на сравнительно небольшую глубину: *1* — кембрийский кварцит; *2* — кембрийский доломит; *3* — известняк ордовика; *4* — кварцит ордовика; *5* — третичный риолит; *6* — третичный монцонит (по G. E. Loughlin, 1919). Воспроизведено по Дэли (Daly, 1933)

Штоки представляют собой интрузивные тела, имеющие значительное протяжение на глубину и обладающие крутыми стенками. Поперечное сечение штоков изометричное, округлое или овальное, занимающее площадь не более 100 км² (рис. 86).

Крупные массивы интрузивных пород представляют собой батолиты. Они обладают неправильной в плане, нередко изометричной формой, занимая секущее положение по отношению к вмещающим толщам. Наиболее распространены батолиты гранитоидного состава. Образуясь на больших глубинах, батолиты обнажаются на дневной поверхности только благодаря крупным воздыманиям земной коры с последующей весьма значительной эрозией, уничтожающей подчас мно-

гокилометровые толщи пород, перекрывающих массивы. Верхняя их поверхность имеет куполообразную форму, а боковые стенки крутое и вертикальное падение.

Ранее считалось, что батолиты являются бескорневыми образованиями, т. е. уходят на неограниченно большую глубину. Однако геофизическими методами устанавливаются подошвы этих интрузивных тел, определяющие их ограниченное по мощности распространение. Так, на Урале установлено, что крупные батолиты гранитоидов имеют вертикальную мощность около 4—5 км. Батолиты часто образуются путем магматического замещения слоистых толщ, общая структура которых нередко определяет особенности внутреннего строения батолитов.

Батолиты занимают в некоторых регионах огромные площади. Так, в Андах (Южная Америка) гранитные интрузии непрерывно прослеживаются по простиранию на 1100 км при ширине около 110 км, а в районе Аляски и Британской Колумбии — до 2000 км при ширине 200 км.

Среди перечисленных выше форм залегания интрузивных пород *некки, дайки, конические слои свойственны малоглубинным*, часто приповерхностным образованиям, батолиты — глубинным, а штоки свойственны тем и другим, так же как и апофизы, которые самостоятельного значения не имеют и могут осложнять форму интрузивного тела любой глубины образования.

Согласные (конкордантные) интрузивные тела

Среди согласных тел выделяются силлы, лополиты, этмолиты, лакколиты, бисмалиты, хонолиты, сфенолиты, акмолиты, факолиты, мигматит-плутоны.

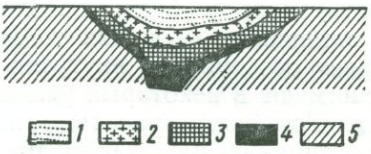
Силл — интрузивная залежь пластовой или плосколинзовидной формы, залегающая параллельно сланцеватости или слоистости вмещающих толщ. Силлы часто образуют системы, располагающиеся этажами и соединенные друг с другом единым подводящим каналом, по которому поступал из глубины магматический расплав. Они могут иметь мощность от миллиметров до сотен метров при площади от первых квадратных метров до тысяч квадратных километров. Силлы похожи на лавовые потоки и покровы, но от тех и других отличаются наличием контактовых изменений как в кровле, так и в подошве, что не свойственно лавовым потокам и покровам. Кроме того, силлы могут давать апофизы в породы кровли, что невозможно для лавовых потоков, так как они древнее перекрывающих пород.

Силлы часто слагаются базальтами, но встречаются залежи, имеющие гранитоидный состав. Инъекции магматического материала в них могут быть одноактными и многоактными. Последние осложняют формы интрузивных залежей, среди которых выделяются простые и сложные.

В силлах базальтового состава, имеющих мощность 10 м и более и *залегающих первоначально горизонтально*, нередко отмечается дифференциация вещества с обогащением придонных частей наиболее тяжелыми минералами — продуктами ранней кристаллизации расплава. Соответственно различаются дифференцированные и недифференцированные силлы. Силлы широко распространены среди траппов Сибирской платформы, где они достигают мощности десятков километров, а *также на дне океана, инъецируя верхний, осадочный слой.*

Лополиты — интрузивные тела чашеобразной формы, залегающие в мульдах согласно с вмещающими породами и имеющие снизу

подводящий канал, по положению которого выделяются симметричные и асимметричные лополиты (рис. 87). Породы лополита и вмещающие его образования полого падают к центру структуры под углами менее 30°. Диаметр лополитов измеряется километрами и даже сотнями километров при мощности в тысячи метров. Лополиты являются характерной формой залегания пород основного состава, формирующихся



←
Рис. 87. Схематическое изображение согласных интрузивных тел (черное):
1 — силлы, *2* — лополит; *3* — лакколит; *4* — бисмалит; *5* — факолит

Рис. 88. Гипотетическая схема строения лополита типа Сёдбери:
1 — формации покрова; *2* — гранофиры; *3* — габбро; *4* — меланократовые породы основного состава; *5* — породы фундамента

в платформенных условиях. Примером крупнейшего лополита может служить Бушвельдский лополит в Южной Африке, состоящий из разнообразных интрузивных пород преимущественно ультраосновного и основного составов и имеющий в плане форму овала, длинная ось которого равна 480 км, короткая — 300 км, а мощность около 6 км. Также крупный лополит слагают породы габбро-норитового комплекса в Сёдбери (Онтарио, Канада). В обоих названных лополитах отчетливо выражена дифференциация состава в вертикальном сечении.

Лополиты образуются в результате внедрения магматических расплавов в межпластовые полости при одновременном прогибании участка, занятого магматическими породами (рис. 88).

Этмолиты — интрузивные тела, имеющие форму неправильной воронки со стенками, падающими значительно круче, чем в лополитах, и по форме похожие на зарождающийся лополит. Они констатированы только в Адамелло (Тироль).

Лакколиты — это согласные интрузивные тела плоско-выпуклой формы в виде хлебного каравая или гриба, для которых отношение диаметра к мощности меньше 10 в отличие от силла, где это отношение обычно намного больше. Основание лакколитов горизонтально, а пласты кровли подняты и изогнуты (см. рис. 87), что указывает на активное внедрение магматического расплава под большим давлением, приводящим к раздвиганию слоев и образованию сводового поднятия пород кровли. Лакколиты могут быть симметричными, когда подводящий канал подходит к середине основания интрузива, а склоны интрузива в любом сечении имеют равные углы падения, и асимметричными, когда канал располагается ближе к краю и углы падения разных склонов кровли значительно различаются. Лакколиты характерны для гипабиссальных интрузий кислого состава. Размеры их довольно значительны и часто в диаметре достигают 3—6 км при мощности до пер-

вых тысяч метров. Уменьшение мощности лакколитов приводит к появлению переходных разностей от типичных лакколитов к типичным силлам.

Известными примерами лакколитов на территории СССР являются гипабиссальные интрузии окрестностей Пятигорска и лакколит горы Аюдаг на южном берегу Крыма.

Различается множество различных форм малоглубинных интрузивных пород, имеющих ограниченное распространение, — бисмалиты, хонолиты, сфенолиты, акмолиты, факолиты и др.

Бисмалиты — интрузивные тела, подобные лакколитам, но осложненные цилиндрическими сбросами, по которым приподнята их верхняя часть (см. рис. 87) в виде цилиндрического блока.

Хонолиты — интрузивные тела неправильной формы, представляющие собой как бы магматическую отливку пустоты, возникающей предположительно в результате перемещения блоков.

Сфенолиты — клинообразные интрузивные тела, частью прорезающие вмещающие породы, частью согласно залегающие в них, приуроченные к межслойным пустотам.

Акмолиты — согласные интрузивные тела, имеющие формы ножа, лезвие которого направлено вверх по восстанию крутозалегающих вмещающих пород. Акмолиты распространены в Андах и их можно ожидать во всех горных хребтах, где развиты складки с круто наклоненными крыльями.

Факолиты — небольшие интрузии в форме изогнутых чечевицеобразных тел, залегающие в сводах антиклинальных складок или в мульдах синклинальных складок согласно с вмещающими породами (см. рис. 87, 88). Если ось складки располагается не горизонтально, а испытывает погружение, то сечение факолита дневной поверхностью и в плане дает серповидную форму. Предполагается, что факолиты образуются в результате заполнения магматическим расплавом открытых полостей, возникающих в процессе складкообразования.

Встречающийся термин гарполит по сути является синонимом факолита.

Все вышеприведенные формы интрузивных тел характерны для гипабиссальных (малоглубинных) образований, за исключением крупных лополитов, которые могут образовываться и на больших глубинах.

Конкордантные батолиты (мигматит-плутоны) представляют собой интрузивные тела, которые в верхних своих частях являются несогласными по отношению к вмещающим породам, а при прослеживании их на глубину обнаруживают согласные с вмещающими породами контакты (рис. 89). В случае значительного эрозионного среза таких интрузивных тел они классифицируются как мигматит-плутоны. Это огромные тела гранитоидных пород, характеризующиеся нечеткими границами с вмещающими породами. Гранитный расплав в виде инъекций проникает во вмещающие породы, изменяя и перерабатывая их, так что границу между ними провести часто невозможно. Даже в полностью переработанных магматическим расплавом участках нередко сохраняются остатки первичной структуры вмещающих пород. Строение мигматит-плутонов свидетельствует о том, что процесс магматического замещения играет при образовании интрузивных пород существенную роль. Мигматит-плутоны образуются только в глубинных условиях.

Вопросы генетической классификации интрузивных пород привлекали к себе внимание многих геологов, начиная с Дэли. Р. Дэли все интрузивные тела разделил на два больших класса: 1) инъ-

ецированные (полностью окруженные вмещающими породами) и 2) сквозные, уходящие в глубь Земли. Ко второй группе им были отнесены батолиты и штоки, к первой — все остальные интрузивные тела. Как уже ясно из сказанного выше, классификация Дэли имеет только историческое значение, так как более поздними исследователями было установлено, что и батолиты отнюдь не представляют собой бездонные магматические тела.

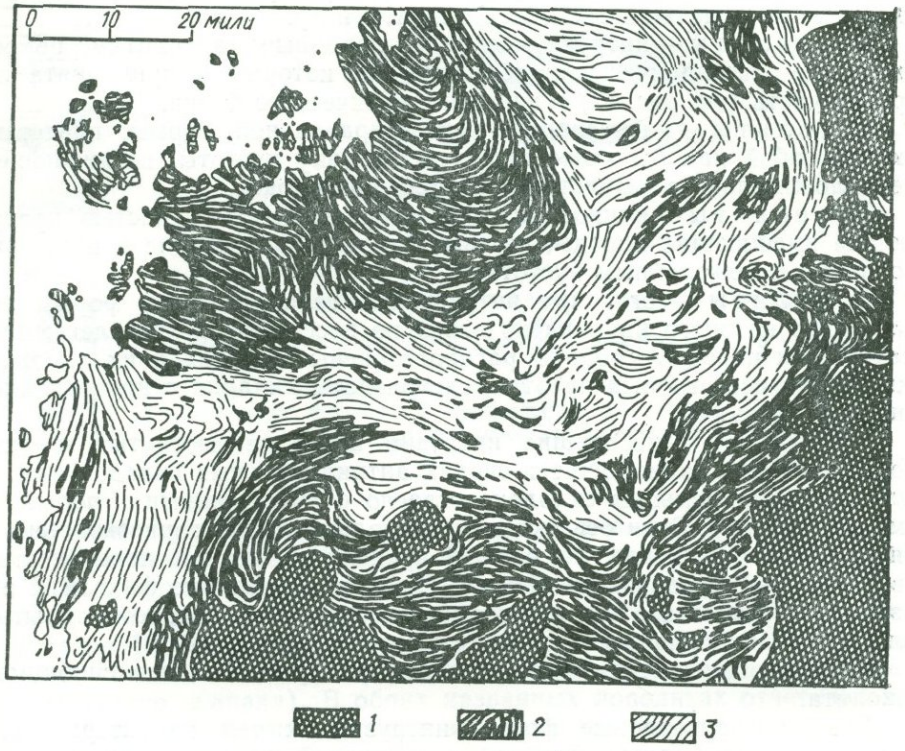


Рис. 89. Конкордантные батолиты южной Финляндии.
Сплошные линии обозначают направление листоватости в гранитогнейсах, сланцах и мигматитах (по Marti Saksela, 1935):
1 — массивные гранитные породы; *2* — гранитогнейсовые породы; *3* — сланцы и мигматиты

В 30-х годах нашего столетия вопросами генетической классификации интрузивов стал заниматься Г. Клоос, который разработал основы структурного анализа магматических пород, что имело большое значение для установления генетических связей между формами залегания и причинами их возникновения. Впоследствии этими же вопросами занимался А. А. Полканов. Согласно Клоосу — Полканову, форма залегания интрузивного тела определяется следующими главнейшими факторами: активностью самой магмы, строением и кинематикой вмещающих пород (рамы).

В свою очередь активность магмы зависит от химического воздействия магмы на вмещающие породы (образование мигматит-плутонов, даек замещения), от сил гравитации, вызываемой разностью плотностей магматической массы и вмещающих пород (перемещение легких масс в верхние горизонты земной коры), гидростатического давления,

обусловливающего механическую активность магмы (образование силлов и лакколитов с раздвижением слоев вмещающих пород), нарушения фазового равновесия в газово-жидком магматическом расплаве (вскипание газовой фазы и взрывы с образованием трубок взрыва, или диатрем), конвекционного движения, обусловливающего значительное вертикальное движение материала. Различные механизмы активности магмы могут действовать совместно, так что разделение их в значительной степени условно и классификация интрузивных тел по этим признакам большей частью невозможна.

Вопрос о факторах, обусловливающих активность магмы, имеет большое значение при решении проблемы «пространства», т. е. проблемы размещения магмы в твердых породах земной коры. При этом не вполне ясно, что происходит с породами, место которых она занимает. Наиболее остро проблема пространства стоит для гранитоидных пород. Предполагается три пути становления интрузивных тел: обрушения кровли, насильственного внедрения и магматического замещения.

Механизм магматического обрушения был впервые предложен Дэли в 1903 г. Он заключается в дроблении пород кровли магматического очага в результате термического и механического воздействия поднимающейся магмы. В случае, если плотность вмещающих пород больше плотности магмы, глыбы и обломки кровли опускаются в нее и вступают с ней во взаимодействие. Многочисленные ксенолиты их в интрузивах и языки застывшей магмы в боковых породах свидетельствуют о реальном, хотя и весьма ограниченном значении обрушения. В большинстве батолитов и штоков ксенолиты редки или отсутствуют, состав гранитоидных плутонов постоянен, в то время как при большом количестве поглощенных вмещающих пород он должен существенно изменяться.

Процесс насильственного внедрения магмы прослеживается на примере лакколитов, при образовании которых боковые стенки и кровля раздвигаются и поднимаются вследствие того, что гидростатическое давление, вызванное магмой, превышает литостатическое давление на породы. Поэтому данный процесс возможен только на небольших глубинах.

Механизм магматического замещения как процесса, ведущего к образованию интрузивных тел различного размера, предложен Д. С. Коржинским. Этот процесс заключается в сложном взаимодействии магмы с окружающими породами посредством потока трансмагматических растворов с выносом компонентов, избыточных по отношению к эвтектике, и с усвоением компонентов, близких к ней. Магматическое замещение наиболее удовлетворительно решает проблемы пространства при образовании глубинных интрузивов, так как оно связано с переработкой вмещающих пород и частичным усвоением их поднимающейся магмой. Этот процесс широко распространен в природе.

Наряду с активностью магмы существенное влияние на форму интрузивных тел оказывают структура и кинематика (степень подвижности) вмещающих пород. Вмещающие породы (рама интрузива) могут относиться к двум классам структур: устойчивым областям (кратогенам, кратонам), к которым относятся континентальные и океанические платформы и древние щиты, и подвижным поясам (орогенам), представленным геосинклиналями, островными дугами, областями рифтогенеза и зонами активизации древних платформ. Интрузивы, приуроченные к устойчивым областям, обычно связаны с расколами и разломами регионального характера, к которым приурочены движения отдельных блоков земной коры, вертикальные и горизонтальные. Образование

интрузивов связывается как с выполнением магмой зон разломов и трещин (дайки, хонолиты), так и с активными силами магмы (силлы, лополиты).

Интрузивы подвижных поясов (орогенов) подразделяются на доорогенные, синорогенные и посторогенные, отличающиеся друг от друга формой, степенью последующих изменений и внутренним строением. Доорогенные интрузивы по своей первоначальной форме и способу внедрения сходны с интрузивами устойчивых областей. В этот период в подвижных поясах накапливаются осадки, происходит прогибание и растяжение земной коры и ее разрывы, которые и служат путями проникновения интрузий. Доорогенные интрузивы отличаются от платформенных наложенными изменениями (деформациями, метаморфизмом), которые они испытывают в твердом состоянии во время орогенеза. Синорогенные интрузивы характеризуются согласным или почти согласным залеганием и образуют удлиненные в плане тела, согласные с простиранием региона. Они, как правило, обладают ориентированным гнейсовидным внутренним строением, в связи с образованием под действием тангенциальных усилий при орогенезе. Синорогенные интрузивы часто приурочены к ядрам складок, где образуют бескорневые тела (факолиты). Посторогенные интрузивы приурочены к эпохам затухания орогенеза и превращения области в молодую платформу. Для этого периода вновь характерны разрывы земной коры с образованием интрузивов разнообразной формы, в частности штоков, лакколитов, бисмалитов, хонолитов, приуроченных к разрывам или местам их пересечения.

Помимо классификации интрузивов на основе перечисленных выше признаков среди них различают также однофазные простые интрузивы, образовавшиеся при едином одноактном внедрении магматического материала, и многофазные сложные интрузивы, образовавшиеся при неоднократном внедрении все новых порций магмы.

В случае, если простые интрузивы в результате процесса дифференциации образуют комплекс разнообразных пород, они называются дифференцированными. Как правило, они отличаются от сложных многофазных интрузивов характером контакта между различными типами пород: в дифференцированных интрузивах он постепенный, в то время как в сложных интрузивах, где каждая порция магмы охлаждена до внедрения следующей, контакты между породами очень четкие.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ

Тела интрузивных пород, как правило, неоднородны, их контакты с вмещающими породами бывают резкими или постепенными. Резкие границы свидетельствуют о внедрении горячей магмы в холодные породы. В этом случае небольшой слой магмы, соприкасающийся с вмещающими породами, испытывает закалку и быстро застывает, образуя мелкозернистые, иногда порфировидные структуры, а в некоторых гипабиссальных интрузиях в зоне закалки может сохраниться даже вулканическое стекло. Постепенные, нерезкие контакты встречаются среди отдельных разностей дифференцированных интрузий или между вмещающими породами и интрузивным телом, образовавшимся в результате магматического замещения.

Приконтактовым частям свойственна большая неоднородность пород, наличие шлиров и ксенолитов. Они пересекаются дайками и жи-

лами различного состава. Изучение контактов очень важно: оно помогает установить форму интрузивных тел и характер их внедрения.

В случае если контакты не видны, то установить форму залегания интрузивного тела помогает изучение ориентированных структур и трещин отдельности. Ориентированные структуры в интрузивном теле могут иметь первично-магматическое (в синкинематических интрузиях) и вторичное происхождение (в связи с деформациями, которым подвергается порода после своего застывания). Наиболее интересны для восстановления истории внедрения интрузивного тела первичные текстуры. Они бывают линейные и плоскостные. Линейные текстуры возникают при ориентировке всех удлиненных кристаллов своими длинными осями в направлении течения магмы, а плоскостные текстуры (полосчатость) возникают при обособлении в магме слоев различного состава, располагающихся параллельно контактовым поверхностям. Полосчатость может являться как результатом течения, так и результатом направленной кристаллизации, как например, в стратифицированных лополитах типа Бушвельда, Сёдбери и др. Линейность, как правило, параллельна полосчатости. В тех случаях, когда линейность ориентирована под углом к полосчатости, образование их разновременно.

Первичные трещины отдельности возникают вследствие разрыва сплошности пород в результате механических деформаций при их остывании. Они расположены закономерно по отношению к текстурам течения. Выделяется несколько систем трещин этого типа: 1) поперечные трещины (Q), расположенные перпендикулярно к линейности и являющиеся, очевидно, результатом растяжения породы в этом направлении; 2) пластовые трещины (L), расположенные в плоскости первичной полосчатости; 3) продольные трещины (S), расположенные параллельно линейности и перпендикулярные к трещинам Q и L.

Система первичных трещин разбивает породу на пластовые, плитообразные (матрацевидные) или параллелепипедальные отдельности, в зависимости от того, какая система трещин выражена лучше.

Кроме первичных трещин отдельности в интрузивных телах наблюдаются также диагональные трещины скалывания. Они являются вторичными и образуются после застывания интрузивного тела под влиянием позднейших тектонических напряжений.

Отрасль петрологии, изучающая ориентировку структур магматических пород, называется структурным анализом. Структурный анализ помогает решать вопрос о форме магматических тел, их строении и взаимоотношении с вмещающими породами, а также взаимоотношении магматизма и тектонических процессов.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГОРНЫХ ПОРОД И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Горные породы слагаются химическими элементами, получившими название петрогенных (или литофильных), которые противопоставляются элементам, входящим в состав руд (рудогенным элементам). Это различие химических элементов связано с особенностями их взаимного химического сродства: сродства металлов к сере, кислороду, кремнекислородным группам.

Еще в исследованиях В. М. Гольдшмидта (Goldscmidt, 1937) наметились парагенетические группы химических элементов, объединяемых сильным взаимным химическим сродством: сидерофильные элементы, накапливающиеся совместно с железом в металлической фазе метеоритов (Fe, Co, Ni, Pt и др.); халькофильные элементы, концентрирующиеся совместно с медью в сульфидах (Cu, Zn, Ag, Hg, Pb, Sb, As и др.); литофильные металлы, типичные для силикатных горных пород (Na, Mg, Al, Si, K и др.), и атмофильные элементы, составляющие атмосферу (благородные газы, азот и др.). Это обобщение было сделано В. М. Гольдшмидтом на основе эмпирических данных по нахождению элементов в горных породах, рудных образованиях и метеоритах, с учетом данных по плотности химических элементов и некоторых аналогий с металлургическим процессом.

В дальнейшем в работах многих исследователей производилось более детальное разделение элементов, но в основном в рамках фундаментальной классификации В. М. Гольдшмидта и периодического закона Д. И. Менделеева. Например, А. Н. Заварицким (1950) для петрохимических целей элементы разделялись на такие группы: 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 (Ra, Th, U и др.), редкие элементы (Sc, Nb, Ta и редкие земли и др.), элементы горных пород (Na, Mg, Al, Si, K, Ca и др.), тяжелые галоиды (Br, I) и элементы магматических эманаций (B, F, P, Cl, S и др.), благородные газы (Ne—Rn).

Накопление данных по термодинамическим свойствам химических соединений постепенно сделало возможным количественный расчет взаимного химического сродства элементов и подход к парагенетической систематике химических элементов на количественной основе (Маракушев, 1972, 1974). В простейшем случае химическое сродство метал-

лов, например к кислороду или сере, определяется реакциями их с молекулярными газами (в расчете на одну молекулу O_2 или S_2) с образованием простых окислов или сульфидов (величины ΔZ приводятся для абсолютного нуля температуры):

$$Fe + S_2 = FeS_2, \qquad \Delta Z_0^0 = -70{,}9 \text{ ккал},$$

$$2Fe + O_2 = 2FeO, \qquad \Delta Z_0^0 = -127{,}6 \text{ ккал},$$

$$2Ca + O_2 = 2CaO, \qquad \Delta Z_0^0 = -302{,}0 \text{ ккал}.$$

Эти реакции могут усложняться в приложении к различным геохимическим средам, в которых образуются не простые окислы, а более сложные соединения, например силикаты или алюмосиликаты:

$$2Fe + SiO_2 + O_2 = Fe_2SiO_4, \quad \Delta Z_0^0 = -136{,}2 \text{ ккал},$$

$$2Ca + SiO_2 + O_2 = Ca_2SiO_4, \quad \Delta Z_0^0 = -334{,}9 \text{ ккал},$$

$$2Ca + 2Al_2SiO_5 + 2SiO_2 + O_2 = 2CaAl_2Si_2O_8, \quad \Delta Z_0^0 = -343{,}2 \text{ ккал}.$$

Приведенные соотношения показывают, что с переходом к геохимическим средам, содержащим избыток кремнезема и затем кремнезема и глинозема, химическое сродство к кислороду таких металлов, как кальций, резко усиливается. С другой стороны, рудогенные металлы, такие как свинец, ртуть, серебро, золото и другие, ведут себя индифферентно по отношению к кремнезему, так что этот эффект усиления химических связей отсутствует или незначителен.

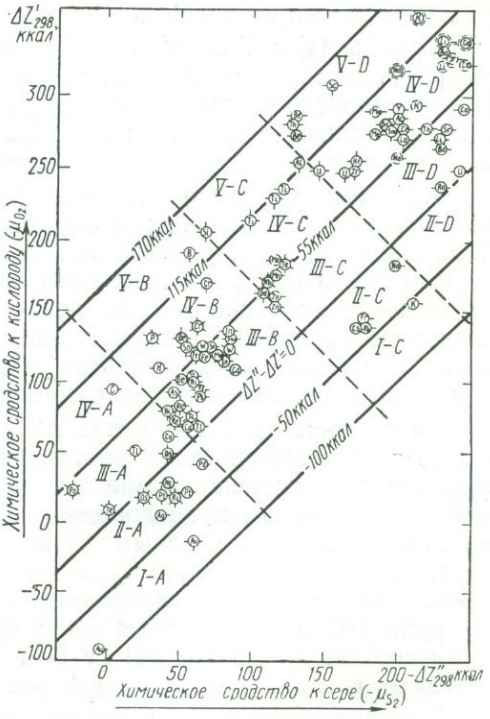


Рис. 90. Систематика металлов по их химическому сродству к кислороду и сере для стандартных условий.
Штрихи на кружках — валентность металлов; пунктирные кружки — сродство по силикатным равновесиям; внутренний кружок сплошной, наружный пунктирный — сродство по алюмосиликатным равновесиям

Разделение металлов на группы по их химическому сродству к кислороду и сере производится на диаграмме рис. 90 (стандартные условия $T = 298°$ К, $P_s = 1$ атм). На диаграмме проведена система линий, характеризующая относительное химическое сродство металлов к кислороду относительно сродства к сере ($\Delta Z'' - \Delta Z'$). Группы металлов намечаются на диаграммах по этой величине I—V в порядке возрастания химического сродства к кислороду относительно серы. В каждой группе намечены подгруппы, обозначенные буквами A—B—C—D. В этой по-

следовательности располагаются металлы все более химически активные, образующие прочные связи с кислородом и серой. При этом сокращаются возможности выделения их в самородном состоянии. Подгруппы А охватывают химические элементы, для которых самородное состояние является обычным (золото, серебро, ртуть, металлы платиновой группы, углерод). Близкие свойства обнаруживают медь, висмут, рений, намечающие переход к группе В, к которой относятся металлы, *выделяющиеся в самородном состоянии только в специфических восстановительных условиях*. Для металлов подгрупп С и D самородное состояние в условиях земной коры исключается.

Металлы групп I, II, III можно назвать сульфурофильными металлами, учитывая их высокую тенденцию связываться в составе сульфидов или мигрировать в форме гидросульфидных комплексов. Особенно сильно относительное сродство к сере проявлено у золота (I-A), серебра и ртути (II-A). В несколько меньшей мере оно выражено у меди и других металлов групп III-A и III-B — свинца, цинка, молибдена, кобальта, никеля, двухвалентного олова (металлы перечисляются в порядке понижения относительного сродства к сере). Перечисленными группами (I—III) охватываются металлы сульфидных руд, причем в них наиболее распространены парагенезисы металлов с близкими характеристиками сродства по величинам $\Delta Z''$—$\Delta Z'$.

Группы IV и V отражают последовательное нарастание химического сродства металлов к кислороду относительно серы. К этим группам относятся оксифильные металлы, связанные в пределах земной коры в кислородных соединениях и проявляющие тенденцию к миграции в кислородных комплексах (индифферентные по отношению к сере).

С ростом оксифильности металлов в направлении I→V усиливается их тенденция накапливаться во все более окислительной обстановке. С вариациями кислородного потенциала могут быть связаны закономерные изменения металлического состава оруденения. Усиление окислительной обстановки должно приводить к смене медного, свинцового, цинкового оруденения вольфрамовым, молибденовым или оловянным, медно-никелевого (сульфидного) — железным (магнетитовым) и марганцовым, платинового — хромитовым и т. д.

Химическое сродство металлов к кислороду и сере варьирует и с изменением геохимической обстановки минералообразования. Переход к условиям насыщения кремнием приводит к резкому возрастанию химического сродства к кислороду и обособлению по этой величине петрогенных металлов, главным образом щелочных и щелочноземельных. На графике это отображено их двойственным положением. При насыщении кремнеземом и глиноземом щелочные металлы перемещаются из групп I-C и II-C (элементов с ярко выраженными сульфурофильными свойствами) в группы IV-D и V-D (элементов, связанных в кислородных соединениях и индифферентных по отношению к сере).

Химическое сродство к кремнезему во многом определяет разделение элементов на парагенетические сообщества, отвечающие, с одной стороны, петрогенезису (петрогенные элементы), с другой—рудообразованию (рудогенные элементы).

Это важное геохимическое свойство металлов рассмотрим по реакциям сродства к кислороду при участии кремнезема. Эти величины совместно с величинами химического сродства к сере и кислороду обсуждались выше. В целом получаем такую систему реакций:

$$\text{металл} + O_2 = \text{окисел},\ \Delta Z'_T = \mu_{O_2};$$

$$\text{металл} + S_2 = \text{сульфид},\ \Delta Z''_T = \mu_{S_2};$$

$$\text{металл} + \text{кварц} + O_2 = \text{силикат},\ \Delta Z'''_T = \mu_{O_2}^{SiO_2}.$$

Распределение металла между силикатной, окисной и сульфидной фазами определяется соотношением (разностью) указанных величин — относительным химическим сродством:

$$\mu_{O_2} - \mu_{S_2}\ (\text{окисел} - \text{сульфид}),\ \mu_{O_2}^{SiO_2} - \mu_{S_2}\ (\text{силикат} - \text{сульфид}),$$

$$\mu_{O_2} - \mu_{O_2}^{SiO_2}\ (\text{окисел} - \text{силикат}).$$

По этим величинам относительного химического сродства составлена диаграмма рис. 91, на которой выделяются металлы групп I-1 и II-1,

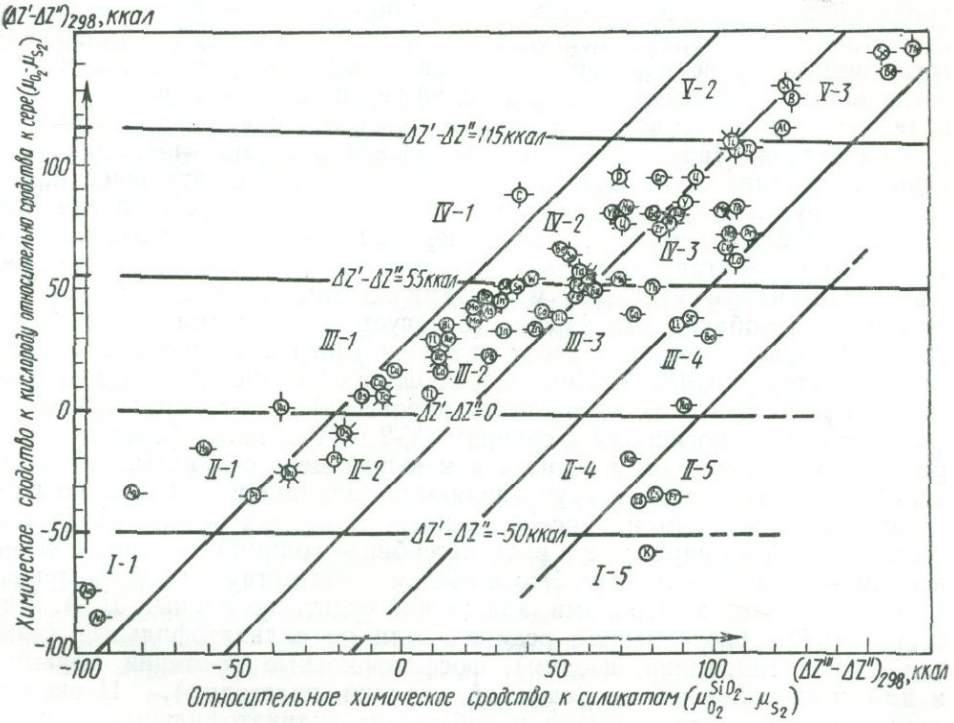


Рис. 91. Систематика металлов по относительному химическому сродству к кислороду и сере (римские цифры в соответствии с рис. 90) и к кремнезему — силикатным структурам (арабские цифры)

индифферентные по отношению к силикатам, кислороду и сере с высокой тенденцией выделяться в металлическом (самородном) состоянии (золото, серебро, ртуть, платиноиды), группы III-1 и III-2 — сульфурофильные металлы, связанные в основном в форме сульфидов (медь, молибден, свинец, никель, кобальт и др.), группы IV-1 и IV-2, V-2 — оксифильные металлы, выделяющиеся в основном в кислородных соединениях (хром, фосфор, углерод и др.), группы IV-3 и V-3 — оксисиликатофильные, которые образуют преимущественно силикаты, хотя встречаются и в форме окислов (цирконий, гафний, скандий, бериллий и др.) и III-3, III-4, II-4, II-5, I-5 — силикатофильные металлы, образующие исключительно силикаты при наличии кремнезема (кальций, натрий,

калий и др.). Индифферентные металлы располагаются на диаграмме в начале координат и образуют ряд от золота к меди, в котором последовательно нарастает их химическая активность — тенденция к сульфидообразованию. Эта тенденция достигает максимума у металлов, близких по положению на диаграмме к меди (халькофильные металлы) и затем начинает снижаться, постепенно вытесняясь тенденцией к образованию окислов. Тем самым намечается переход к группе оксифильных металлов, таких как вольфрам, четырехвалентное олово, хром и др. Относительная индифферентность к сере проявляется уже у цинка, никеля, железа, галлия, занимающих краевое положение в ряду сульфурофильных металлов. В пределах группы III-2 по мере нарастания сродства металлов к силикатам отчетливо прослеживается изменение их парагенетических ассоциаций в направлении усиления связей с породообразующими силикатами. Это различие особенно контрастно проявляется при сопоставлении меди и цинка. Медь — наиболее яркий сульфурофильный элемент, всегда очень тесно связанный с сульфидами, практически не входящий в состав породообразующих силикатов, тогда как цинк нередко довольно индифферентен по отношению к сере и значительно рассеивается в составе окисных минералов (шпинелей) или силикатов. Например, в Скаергаардской интрузии «цинк прогрессивно накапливается в остаточных жидкостях и обнаруживает более значительную оксифильность, чем халькофильность» (Dissanyake and Vincent, 1972). В метаморфических породах ярко выраженный концентратор цинка — ставролит. Как следует из построений на диаграмме, еще более индифферентными металлами по отношению к сере являются никель и кобальт, что хорошо согласуется с данными об их геохимическом поведении в процессах развития ультраосновных и основных магм (Нестеренко, 1971). Никель и кобальт особенно значительно рассеиваются в силикатах (в оливине, пироксене) и титаномагнетите.

Металлы, относящиеся к группам IV-2 и IV-3, индифферентны к сере, образуя в основном окислы и в меньшей мере силикаты. Типичными представителями этих групп являются редкие земли. Согласно расчетам, отображенным на рис. 91, тенденция редких земель входить в состав силикатов нарастает в ряду иттербий — гольмий — гадолиний — неодим — церий — лантан. Это в общем соответствует распределению элементов между минералами, как можно судить по данным Д. А. Минеева (1972), разделившего редкие земли на силикатофильные (лантан, церий, гадолиний, неодим), фосфатофильные (лютеций, гольмий и др.) и танталофильные (самарий, европий, празеодим). Церием и лантаном намечается переход к собственно силикатофильным элементам, таким как кальций, стронций, барий и щелочные металлы — типичные петрогенные металлы (I-5, II-5, II-4, III-3, III-4 рис. 91), отличающиеся очень сильным энергетическим эффектом перехода из окисного или сульфидного состояния в силикатную форму.

Диаграмма рис. 91 может использоваться для суждения о разделении металлов при взаимодействии силикатных расплавов и водно-сероводородных флюидов при различном соотношении в них H_2O—H_2S. Элементы групп I-1, II-1 должны особенно легко экстрагироваться от силикатных расплавов сероводородными растворами, тогда как при взаимодействии расплавов с чисто водными флюидами они могут в значительной мере рассеиваться в изверженных горных породах. Противоположные тенденции должны прослеживаться в отношении элементов групп V-2 и V-3.

Концентрация или рассеяние химических элементов в системах минералообразования определяются главным образом их фазовым раз-

делением между флюидами, магматическими расплавами, окружающими горными породами и образующимися минералами. Каждая фаза представляет геохимическую среду, благоприятную или неблагоприятную для того или иного металла, что является суммарным выражением взаимного химического сродства между элементами.

Разделение металлов между силикатными магматическими расплавами и флюидами различного состава определяет генетические связи гидротермального оруденения с интрузиями горных пород. Компонентный состав флюидов, особенно в отношении хлора, фтора, сероводорода, и его кислотно-щелочная природа должны влиять на направление магматической эволюции, приводя к выносу тех металлов, к которым эти компоненты проявляют сильное химическое сродство. Магматические расплавы при этом должны обедняться соответствующими металлами вследствие флюидной экстракции, а накопление металлов во флюидах может привести к развитию оруденения соответствующего металлического состава в последующий период охлаждения.

Различная емкость минералов по отношению к химическим элементам связана с особенностями их атомной структуры.

Высокое химическое сродство к определенным атомным структурам может порождать парагенетические связи между металлами, различными по общим геохимическим характеристикам. Например, двухвалентные цинк и бериллий (металлы, относящиеся к различным геохимическим группам) в процессах кристаллизации минералов могут вести себя аналогично благодаря ярко выраженной тенденции к образованию тетраэдрической атомной структуры (Be_2SiO_4 и Zn_2SiO_4 кристаллизуются в структуре фенакита). В метаморфических породах концентратором этих элементов является ставролит; особая роль ставролита как концентратора цинка подчеркивалась А. Л. Олби (Albee, 1972). На диаграмме рис. 92 показано распределение металлов между сосуществующими минералами — ставролитом, гранатом и мусковитом в метаморфических породах северного Айдахо (США), по данным Анны Хиетанен (Hietanen, 1969). При построении диаграммы содержания химических элементов в рассматриваемых трех сосуществующих минералах были пересчитаны на атомные количества и затем вычислены проценты. Диаграмма показывает, что ставролит относительно обогащен цинком, бериллием, кобальтом, никелем, галлием, титаном, хромом, алюминием; мусковит — щелочными металлами, барием, стронцием, бором, оловом, медью, свинцом, ванадием, цирконием, кремнием, ниобием; гранат — иттрием, иттербием, кальцием, железом, марганцем, германием, магнием.

Цинк и бериллий в гранате и мусковите отсутствуют (не улавливаются анализом), а в ставролите характеризуются цифрами (г/т, анализ 2096): $Be=15$, $Zn=2000$.

Интересны аналогичные диаграммы распределения металлов применительно к горным породам, связанным в магматические серии (ассоциации или формации). Но в этом случае интерпретация диаграмм с точки зрения фазового разделения во многом условна, так как взаимоотношения горных пород, даже входящих в единые комплексы, всегда остаются гипотетичными. На рис. 93 представлена диаграмма распределения металлов между базальтами и ультраосновными породами (шпинелевыми гарцбургитами и лерцолитами), входящими в состав срединных океанических хребтов. В толеитовых базальтах сконцентрировались щелочные металлы, кальций, барий, алюминий, титан, железо, марганец, медь, свинец, олово. В гарцбургитах совместно с магнием ассоциируются хром, никель, кобальт, уран, цинк, ванадий.

Лерцолиты отличаются повышенным содержанием урана. Обращают на себя внимание торий, уран и калий, которые характеризуются следующими цифрами их содержания (г/т):

лерцолит — Th = 0,15, U = 0,698, K = 250,

гарцбургит — Th = 0,15, U = 0,641, K = 208,

базальт — Th = 0,18, U = 0,20, K = 2000.

Торий распределен равномерно, но ураном явно обогащены ультраосновные породы, а калием — базальты. Парагенетические связи между

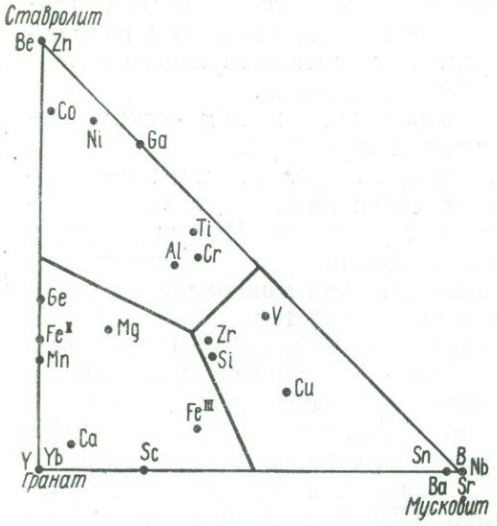


Рис. 92. Диаграмма метаморфического распределения металлов между ставролитом, пироп-альмандиновым гранатом и мусковитом (в атомных процентах)

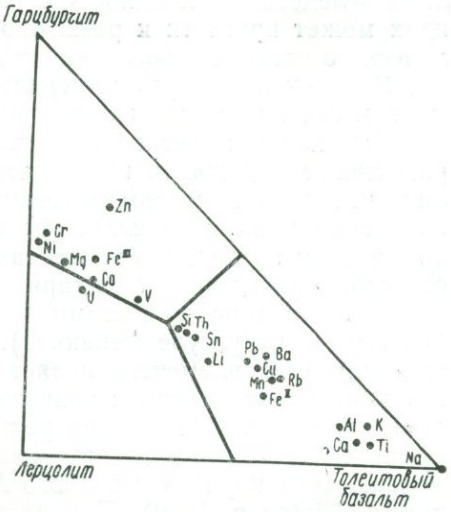


Рис. 93. Диаграмма распределения металлов (в атомных процентах) между толеитовыми базальтами и гипербазитами (лерцолитами и гарцбургитами) по средним составам пород из срединных океанических хребтов (Дмитриев, 1973)

ураном и калием общеизвестны (они прослеживаются в средне- и низкотемпературных процессах гидротермального минералообразования). Однако в случае базит-гипербазитового высокотемпературного разделения, которое многими исследователями связывается с глубинными мантийными условиями, связь между калием и ураном нарушается, и эти элементы характеризуются различными оптимальными условиями накопления.

Среднее содержание главных элементов в изверженных горных породах, выведенное С. П. Соловьевым по данным петрографических исследований в нашей стране (по горным породам СССР), приводится в табл. 15. Содержание элементов-примесей, рассчитанное А. П. Виноградовым (1962), характеризуется табл. 16.

По содержанию кремнезема магматические горные породы подразделяются на ультраосновные (содержание SiO_2 ниже 45%), основные (45—52%), средние (52—60%) и кислые (содержание SiO_2 выше 60%). В работе С. П. Соловьева (1970) выведены средние составы главных

разновидностей горных пород в пределах каждой группы. По этим данным (с учетом числа анализов, приходящихся на каждую разновидность пород) нами были вычислены средние составы по группам кремнекислотности с разделением пород на подгруппы щелочноземельных и щелочных пород (табл. 15). Сопоставление полученных данных показывает, что в зависимости от содержания кремнезема в породах закономерно изменяются содержания многих других окислов. С ростом кремнекислотности возрастает содержание щелочных металлов и снижается содержание кальция, понижается содержание железа и магния одновременно с возрастанием железистости (Fe/Mg) и т. д. На рис. 94, заимствованном из работы С. П. Соловьева (1970), показано изменение в породах содержания CaO и Na_2O+K_2O в зависимости от содержания кремнезема в различных сериях эффузивных горных пород. В бедных SiO_2 породах кальций преобладает над щелочными металлами, но с ростом кремнекислотности отношения содержаний этих компонентов изменяются на обратные. Весовой процент кремнезема, при котором содержание этих окислов становится одинаковым, называется индексом Пикока (Peacock, 1963). По этой величине различаются известковые (кальциевые), известково-щелочные, щелочно-кальциевые и щелочные серии горных пород, отличающиеся различной интенсивностью накопления щелочных ме-

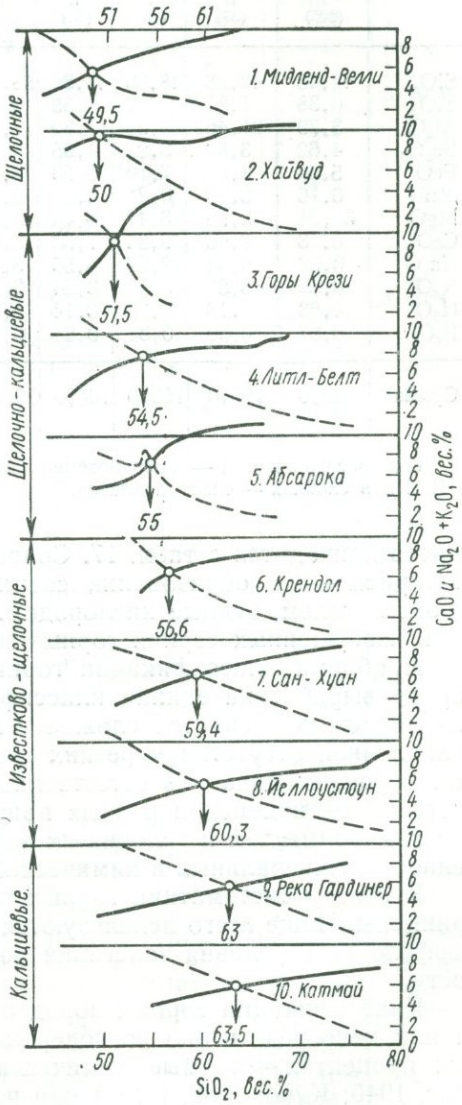


Рис. 94. Вариационные диаграммы для CaO (пунктирные линии) и Na_2O+K_2O (сплошные линии) для десяти различных серий горных пород с различными по величине щелочно-известковыми индексами (индексы Пикока)

таллов относительно кальция в процессе магматической эволюции, сопровождающейся увеличением в породах содержания кремнезема.

Характеристика изверженных горных пород различной кремнекислотности и щелочности, по данным А. П. Виноградова, дается в табл. 16 (цит. по С. П. Соловьеву, 1970). Для сравнения в таблицу помещены также данные по каменным метеоритам, наиболее близким по составу к ультраосновным породам.

Сопоставление составов ультраосновных пород (дунитов, гарцбургитов) и каменных метеоритов в отношении главных химических эле-

Таблица 15

Средний состав главных типов магматических горных пород

Окислы	Ультраосновные $SiO_2 < 45\%$		Основные SiO_2=45—52%		Средние SiO_2=52—60%		Кислые $SiO_2 > 60\%$		Средний состав SiO_2=30—75%		
	I (205)	II (37)	I (692)	II (88)	I (476)	II (291)	I (1211)	II (117)	I+II (3117)	I (2584)	II (533)
SiO_2	42,45	42,28	48,86	47,81	58,33	55,95	70,32	61,44	59,25	60,15	54,86
TiO_2	0,38	1,31	1,27	1,35	0,80	0,63	0,32	0,51	0,68	0,67	0,77
Al_2O_3	3,79	21,46	16,33	17,30	17,13	19,89	14,70	17,36	15,45	14,72	19,02
Fe_2O_3	4,62	3,89	3,82	4,05	3,18	2,88	1,48	2,82	2,75	2,67	3,13
FeO	5,96	3,51	7,10	5,53	3,42	2,63	1,51	2,11	3,60	3,71	3,06
MnO	0,16	0,18	0,21	0,21	0,15	0,19	0,06	0,15	0,13	0,12	0,18
MgO	31,21	3,96	6,44	4,76	3,25	1,20	0,85	1,39	4,66	5,20	2,02
CaO	6,13	7,68	9,84	7,52	5,98	3,06	2,12	2,56	5,01	5,22	4,01
Na_2O	0,39	9,84	2,57	4,55	3,69	6,86	3,68	5,15	3,67	3,12	6,31
K_2O	0,21	3,82	0,96	3,24	2,06	5,05	3,89	4,72	2,84	2,48	4,59
H_2O	4,63	1,48	2,29	3,14	1,72	1,48	0,95	1,63	1,75	1,74	1,79
P_2O_5	0,07	0,59	0,31	0,54	0,29	0,18	0,12	0,16	0,21	0,20	0,26
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. I — щелочноземельные породы (А); II — щелочные породы (группы Б, В, Г); в скобках — число анализов.

ментов приводится в табл. 17. Сопоставление показывает, что каменные метеориты — это образования специфического характера, богатые железом, никелем, бедные кислородом. Они не имеют аналогов по химизму в изверженных сериях горных пород, слагающих земную кору.

Проблема классификации горных пород сложна и потому до сих пор не выработана единая классификационная схема. В значительной степени это объясняется сложностью классифицируемых объектов, обусловленной отсутствием резких границ между разными группами горных пород, поскольку в естественных, природных сериях наблюдаются постепенные изменения разных признаков и свойств горных пород, таких как формы тел и условия их залегания, структуры, текстурные особенности, минеральный и химический состав и т. д.

В основу систематики горных пород могут быть положены разные принципы. Чаще всего используются химический и минеральный состав, морфология и условия залегания пород, структурно-текстурные особенности.

Классификации горных пород по химическому составу производятся или непосредственно по содержанию окислов или их групп в весовых процентах — прямые химические классификации (Левинсон-Лессинг, 1940; Куно, 1968; и др.) или после преобразования этих данных — вычисления коэффициентов, магматических формул, числовых характеристик (Заварицкий, 1944; Кузнецов, 1947; Штейнберг, 1963; и др.).

Наиболее рациональной представляется систематика, отражающая связи химического состава горных пород с их генетическими особенностями и реальным минеральным составом, которая устанавливается, например, путем построения диаграмм «состав — минеральный парагенезис», введенных в петрографию В. М. Гольдшмидтом (Goldschmidt, 1911) и Д. С. Коржинским (1936, 1957). Для построения подобных диаграмм требуется специальный физико-химический анализ парагенезисов минералов с привлечением подробных данных о химизме пород и

Таблица 16

Среднее содержание элементов-примесей в главных группах магматических горных пород

Элементы		Каменные метеориты	Главные группы изверженных пород				
			ультраоснов-ные	основные	средние	кислые	щелочные
Сера	S	2,0*	$1\cdot10^{-2}$	$3{,}0\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$
Никель	Ni	1,35*	—	$1{,}6\cdot10^{-2}$	$5{,}53\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$	$4\cdot10^{-4}$
Хром	Cr	$2{,}5\cdot10^{-1}$	—	$2{,}0\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-3}$	$2{,}5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-4}$
Кобальт	Co	$8\cdot10^{-2}$*	—	$4{,}5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$
Медь	Cu	$1\cdot10^{-2}$	$2{,}0\cdot10^{-3}$	$1{,}0\cdot10^{-2}$	$3{,}5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-4}$
Хлор	Cl	$7\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-3}$	$5{,}0\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$2{,}4\cdot10^{-2}$	—
Ванадий	V	$7\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$2{,}0\cdot10^{-2}$	$1\cdot10^{-2}$	$4\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$
Цинк	Zn	$5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-2}$	$7{,}2\cdot10^{-3}$	$6\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-2}$
Цирконий	Zr	$3\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	$1{,}0\cdot10^{-2}$	$2{,}6\cdot10^{-2}$	$2\cdot10^{-2}$	—
Фтор	F	$2{,}8\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$3{,}7\cdot10^{-2}$	$5\cdot10^{-2}$	$8{,}0\cdot10^{-2}$	—
Германий	Ge	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}4\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$
Селен	Se	$1\cdot10^{-3}$	$5\cdot10^{-6}$	$5\cdot10^{-6}$	$5\cdot10^{-6}$	$5\cdot10^{-6}$	$5\cdot10^{-6}$
Стронций	Sr	$1\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-3}$	$4{,}4\cdot10^{-2}$	$8\cdot10^{-2}$	$3\cdot10^{-2}$	—
Скандий	Sc	$6\cdot10^{-4}$	—	$2{,}4\cdot10^{-3}$	$2{,}5\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$
Барий	Ba	$6\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$3{,}0\cdot10^{-2}$	$6{,}5\cdot10^{-2}$	$8{,}3\cdot10^{-2}$	—
Рубидий	Rb	$5\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$4{,}5\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-2}$	$2{,}0\cdot10^{-2}$	$1{,}1\cdot10^{-2}$
Бериллий	Be	$3{,}6\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-5}$	$4{,}0\cdot10^{-5}$	$1{,}8\cdot10^{-4}$	$5{,}5\cdot10^{-4}$	—
Литий	Li	$3\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-5}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$4\cdot10^{-3}$	$2{,}8\cdot10^{-3}$
Галлий	Ga	$3\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-4}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	—
Бор	B	$2\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$5{,}0\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$9\cdot10^{-4}$
Ртуть	Hg	$3\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-6}$	$9{,}0\cdot10^{-6}$	—	$8\cdot10^{-6}$	—
Палладий	Pd	$1\cdot10^{-4}$	—	—	—	$1\cdot10^{-6}$	—
Олово	Sn	$1\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-5}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	—	$3\cdot10^{-4}$	—
Иттрий	Y	$8\cdot10^{-5}$	—	$2{,}0\cdot10^{-3}$	—	$3{,}4\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$
Молибден	Mo	$6\cdot10^{-5}$	$2\cdot10^{-5}$	$1{,}4\cdot10^{-4}$	$9\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-5}$
Неодим	Nd	$6\cdot10^{-5}$	—	$2{,}0\cdot10^{-3}$	—	$4{,}6\cdot10^{-3}$	—
Бром	Br	$5\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-5}$	$3{,}0\cdot10^{-4}$	$4{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}7\cdot10^{-4}$	—
Теллур	Te	$5\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-7}$	$1{,}0\cdot10^{-7}$	$1\cdot10^{-7}$	$1{,}0\cdot10^{-7}$	—
Церий	Ce	$5\cdot10^{-5}$	—	$4{,}5\cdot10^{-3}$	—	$1\cdot10^{-2}$	—
Гафний	Hf	$5\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-5}$	$1{,}0\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	—
Иридий	Ir	$4{,}8\cdot10^{-5}$	—	—	—	$6{,}3\cdot10^{-6}$	—
Гадолиний	Gd	$4\cdot10^{-5}$	—	$5{,}0\cdot10^{-4}$	—	$9\cdot10^{-4}$	—
Диспрозий	Dy	$3{,}5\cdot10^{-5}$	—	$2{,}0\cdot10^{-4}$	—	$6{,}7\cdot10^{-4}$	—
Мышьяк	As	$3\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-5}$	$2{,}0\cdot10^{-4}$	$2{,}4\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}4\cdot10^{-4}$
Ниобий	Nb	$3\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-4}$	$2{,}0\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	—
Лантан	La	$3\cdot10^{-5}$	—	$2{,}7\cdot10^{-3}$	—	$6\cdot10^{-3}$	—
Свинец	Pb	$2\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-5}$	$8{,}0\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$2\cdot10^{-3}$	$1{,}2\cdot10^{-3}$
Самарий	Sm	$2\cdot10^{-5}$	—	$5{,}0\cdot10^{-4}$	—	$9\cdot10^{-4}$	—
Эрбий	Er	$2\cdot10^{-5}$	—	$2{,}0\cdot10^{-4}$	—	$4\cdot10^{-4}$	—
Иттербий	Yb	$2\cdot10^{-5}$	—	$3{,}3\cdot10^{-4}$	—	$4\cdot10^{-4}$	—
Золото	Au	$1{,}7\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-7}$	$4{,}0\cdot10^{-7}$	—	$4{,}5\cdot10^{-7}$	—
Вольфрам	W	$1{,}5\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-5}$	$1{,}0\cdot10^{-4}$	$1\cdot10^{-4}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}3\cdot10^{-4}$
Кадмий	Cd	$1\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-5}$	$1{,}9\cdot10^{-5}$	—	$1\cdot10^{-5}$	$1{,}3\cdot10^{-5}$
Сурьма	Sb	$1\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-5}$	$1{,}0\cdot10^{-4}$	$2\cdot10^{-5}$	$2{,}6\cdot10^{-5}$	—
Цезий	Cs	$1{,}0\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-5}$	$1{,}0\cdot10^{-4}$	—	$5\cdot10^{-4}$	$6\cdot10^{-5}$
Празеодим	Pr	$1\cdot10^{-5}$	—	$4{,}0\cdot10^{-4}$	—	$1{,}2\cdot10^{-3}$	—
Серебро	Ag	$9{,}4\cdot10^{-6}$	$5\cdot10^{-6}$	$1{,}0\cdot10^{-5}$	$7\cdot10^{-6}$	$5\cdot10^{-6}$	—
Европий	Eu	$8\cdot10^{-6}$	—	$1{,}0\cdot10^{-4}$	—	$1{,}5\cdot10^{-4}$	—
Гольмий	Ho	$7\cdot10^{-6}$	—	$1{,}0\cdot10^{-4}$	—	$2\cdot10^{-4}$	—
Тербий	Tb	$5\cdot10^{-6}$	—	$8{,}0\cdot10^{-5}$	—	$2{,}5\cdot10^{-4}$	—
Тулий	Tm	$4\cdot10^{-6}$	—	$2{,}0\cdot10^{-5}$	—	$3\cdot10^{-5}$	—
Торий	Th	$4\cdot10^{-6}$	$5\cdot10^{-7}$	$3{,}0\cdot10^{-4}$	$7\cdot10^{-4}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$	$1{,}3\cdot10^{-3}$
Иод	I	$4\cdot10^{-6}$	—	$5{,}0\cdot10^{-5}$	—	—	—
Лютеций	Lu	$3{,}5\cdot10^{-6}$	—	$6{,}0\cdot10^{-5}$	—	$1\cdot10^{-4}$	—
Тантал	Ta	$2\cdot10^{-6}$	$1{,}8\cdot10^{-6}$	$4{,}8\cdot10^{-5}$	$7\cdot10^{-5}$	$3{,}5\cdot10^{-4}$	—
Уран	U	$1{,}5\cdot10^{-6}$	$3\cdot10^{-7}$	$5{,}0\cdot10^{-5}$	$1{,}8\cdot10^{-4}$	$3{,}5\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-4}$
Висмут	Bi	$3\cdot10^{-7}$	$1\cdot10^{-7}$	$7{,}0\cdot10^{-7}$	$1\cdot10^{-6}$	$1\cdot10^{-6}$	—
Индий	In	$1\cdot10^{-7}$	$1{,}3\cdot10^{-6}$	$2{,}2\cdot10^{-5}$	—	$2{,}6\cdot10^{-5}$	—
Таллий	Tl	$1\cdot10^{-7}$	$1\cdot10^{-6}$	$2{,}0\cdot10^{-5}$	$5\cdot10^{-5}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$	$1{,}4\cdot10^{-4}$
Рений	Re	$8\cdot10^{-8}$	—	$7{,}1\cdot10^{-8}$	—	$6{,}7\cdot10^{-8}$	—

* Содержание элемента вместе с железной фазой хондритов.

Таблица 17

Сопоставление средних составов дунитов, гарцбургитов и каменных метеоритов (вес. %)

Химические элементы	Ультраосновные породы, по С. П. Соловьеву		Каменные метеориты, по А. П. Виноградову
	дуниты	гарцбургиты	
Si	17,98	18,94	18,00
Ti	0,09	0,07	0,05
Al	0,47	1,11	1,30
Fe	6,92	6,35	25,00
Mn	0,13	0,11	0,20
Mg	26,15	23,93	14,00
Ca	0,34	0,85	1,40
Na	0,19	0,16	0,70
K	0,04	0,14	0,01
P	—	0,02	0,05
H	0,75	0,82	—
O	46,94	47,50	35,00
Сумма	100,00	100,00	—

Примечание. В метеоритах содержатся также Ni — 1,35%, S — 2,1%, Cr — 0,25%.

составляющих их минералов, что доступно только в тематических исследованиях. При более общем подходе к горным породам классификационное значение приобретают зависимости между химическим и минеральным составами горных пород, которые вырисовываются статистически (по усредненным характеристикам). В этом плане основное значение имеет соотношение в горных породах содержаний кремнезема (SiO_2) и щелочных металлов (Na_2O+K_2O), которое связывается с особенностями состава минералов и их парагенезисами. Соответствующие диаграммы весовых процентов SiO_2—(K_2O+Na_2O), введенные в петрохимию Гроутом, использовались многими исследователями (Штейнберг, 1963; Rittman, 1957; Kuno, 1968; и др.). Как подчеркивалось А. Н. Заварицким, «в такой диаграмме мы имеем очень неполную характеристику состава пород» (Заварицкий, 1950, стр. 132). Однако следует иметь в виду, что содержание щелочей в горных породах коррелируется со многими другими их петрохимическими характеристиками (содержанием глинозема, титана и др.), особенно в рядах пород сходной кремнекислотности (близких по содержанию SiO_2). Использование этих диаграмм оправдывается также их простотой и ясно выраженными зависимостями минерального состава пород от параметров, положенных в основу их построения — общей щелочности (K_2O+Na_2O) и кремнекислотности (SiO_2).

На рис. 95 представлена диаграмма SiO_2 — (K_2O+Na_2O), на которой выделяются поля, соответствующие, с одной стороны, кварцсодержащим (кремнекислым) магматическим породам, с другой — щелочным породам, содержащим фельдшпатоиды и близкие им минералы — нефелин, лейцит, мелилит и др. (ряд щелочных фельдшпатоидных пород). Они разделяются областью составов пород, не содержащих кварца или фельдшпатоидов, которые в свою очередь разделяются на породы щелочноземельного и щелочного рядов. Намечаются также другие более мелкие подразделения. На диаграмму сведены средние химические составы главных типов магматических пород. Систематика этого обширного петрографического материала представлена на диаграмме рис. 96, на которой по содержанию щелочей (общей щелочности) и кремнезема (кремнекислотности) породы подразделяются на восемь групп (обозначены римскими цифрами). По щелочности (содержанию K_2O+Na_2O) намечаются четыре ряда, обозначенные буквами в порядке возрастания щелочности: А—Б—В—Г. По сочетанию цифровых и буквенных обозначений намечаются петрохимические группы горных пород, распределяющиеся по рядам щелочности следующим образом:

А. Ряд щелочноземельных пород характеризуется диапазоном кремнекислотности от ультраосновных до кремнекислых. В него входят

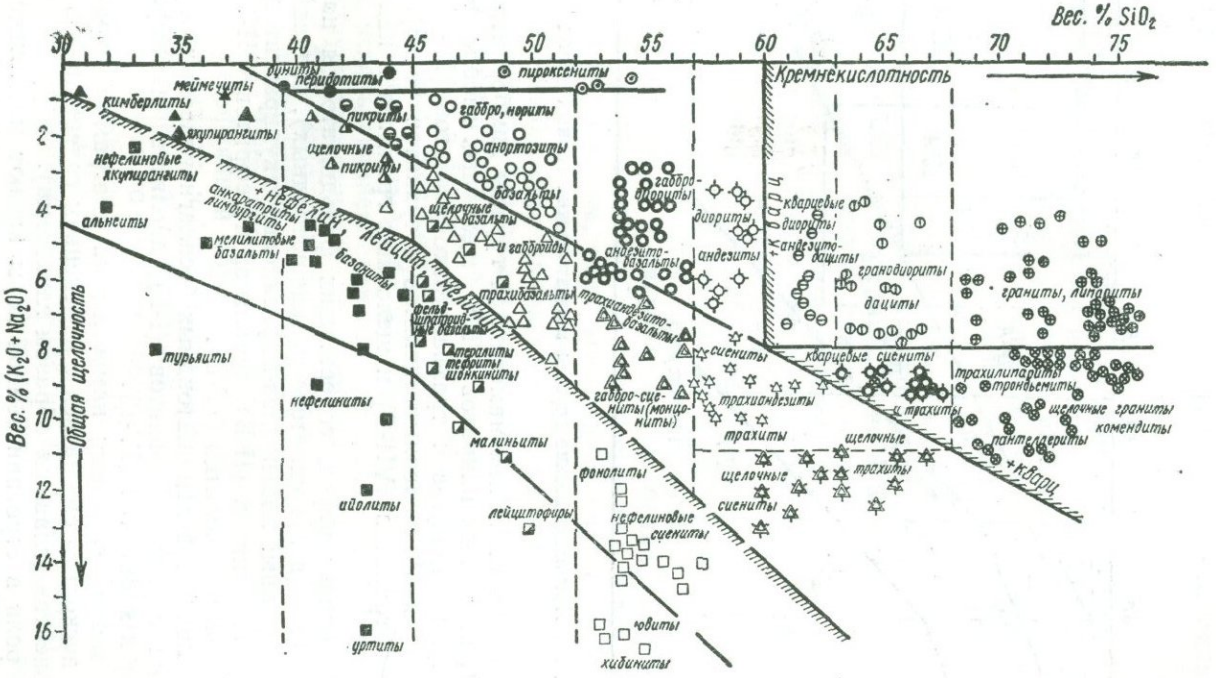


Рис. 95. *Общая систематика эффузивных и интрузивных горных пород по их кремнекислотности (вес.% SiO_2) и содержанию щелочных металлов (вес.% K_2O+Na_2O). По Маракушеву (1973)*

группы дунитов и перидотитов (I-А), пикритов (II-А), габбро и базальтов, включая некоторые пироксениты (III-А), габбро-диоритов, андезитобазальтов и пироксенитов (IV-А), диоритов и андезитов (V-А), кварцевых диоритов и андезитодацитов (VI-А), гранодиоритов и дацитов (VII-А), гранитов и липаритов (VIII-А).

Б. Ряд щелочных бесфельдшпатоидных пород и пород повышенной щелочности также начинается с групп ультраосновных пород и заклю-

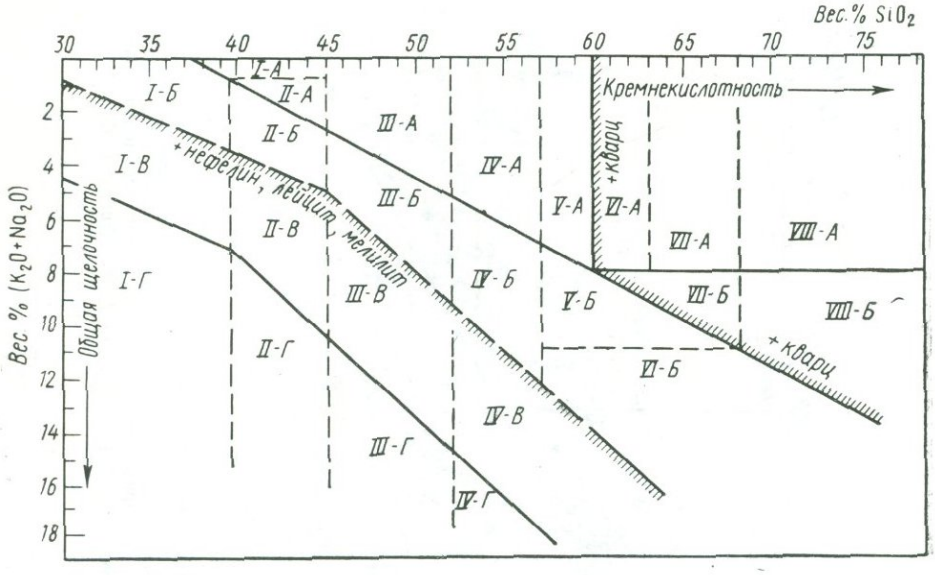


Рис. 96. Петрохимические группы магматических горных пород

чается кремнекислыми. В нем намечаются группы кимберлитов и мейчечитов (I-Б), щелочных пикритов (II-Б), щелочных габброидов и базальтов (III-Б), монцонитов и трахиандезитобазальтов (IV-Б), сиенитов и трахитов (V-Б), щелочных сиенитов и трахитов (VI-Б), кварцевых сиенитов и трахитов (VII-Б) и щелочных гранитов и пантеллеритов (VIII-Б).

В. Ряд щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды наряду с полевыми шпатами (полевошпатово-фельдшпатоидных), подразделяется на следующие группы: плагиоклаз-нефелиновых якупирангитов и лимбургитов (I-В), базанитов (II-В), тералитов и тефритов (III-В), нефелиновых сиенитов и фонолитов (IV-В).

Г. Ряд щелочных фельдшпатоидных бесплагиоклазовых пород подразделяется на группы: турьяитов (I-Г), ийолитов и нефелинитов (II-Г), (III-Г) и хибинитов (IV-Г).

Границы между группами намечены на диаграмме схематически. Они должны несколько смещаться с изменением содержания в породах других компонентов (главным образом глинозема).

Главную роль в строении земной коры играют магматические породы щелочноземельного ряда (А). Затем роль горных пород сокращается в порядке возрастания их щелочности (А—Б—В—Г). Фельдшпатоидные щелочные породы без плагиоклаза (ряд Г) — наиболее редкие образования.

Химический и минеральный составы — это разные стороны общего вещественного состава горных пород. В одном случае — количествен-

ные соотношения элементов, слагающих породу, а в другом — состав и соотношения соединений, в которые группируются эти элементы. В породах с высоким содержанием SiO_2 (>60%) обычен кварц, а по мере уменьшения SiO_2 в породах увеличивается количество цветных минералов и вместо кварца образуются его антагонисты, недосыщенные SiO_2 минералы — магнезиальный оливин и фельдшпатоиды (нефелин, лейцит).

Минеральный состав не просто отражает химический состав магм, но зависит также от условий их кристаллизации. Так, химически тождественный базальт в центральных, медленно остывающих частях лавового потока является полнокристаллическим и состоит из плагиоклаза, оливина, рудных минералов и авгита, а в быстро застывших кровле и подошве — из плагиоклаза, оливина и стекла.

Сосуществующие в петрографии химические или минералогические классификации горных пород имеют свои достоинства и недостатки. Химические классификации более универсальны, так как могут применяться для всех пород, в том числе и для эффузивных, содержащих стекло, а минералогические — только для кристаллических. Кроме того, в основу химической классификации всей совокупности горных пород может быть положен единый принцип — содержание какого-либо одного или нескольких петрогенных окислов: кремнезема, глинозема, железа, магния, кальция, натрия, калия и титана, присутствующих в разных количествах во всех породах.

Минералогические классификации не имеют единого классификационного признака, так как в разных группах пород присутствуют разные минералы, часто являющиеся антагонистами (например, кварц и фельдшпатоиды, кварц и оливин). Эта особенность затрудняет создание на минералогической основе всеобъемлющих количественных классификаций. Дело в том, что качественное определение минерального состава не может однозначно характеризовать породу и для точной диагностики необходимо выявление количественных соотношений минералов. Например, граниты и гранодиориты часто имеют сходный минеральный состав (кварц, калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз, роговая обманка и биотит), но отличаются количественными соотношениями минералов. Количественно-минеральный состав всей совокупности пород может быть изображен более или менее удовлетворительно только с использованием сложных трех- или четырехмерных фигур.

Преимущество минералогических классификаций состоит в том, что они могут быть использованы для диагностики при визуальном изучении пород, а химические — только после получения результатов химического анализа. Этим, несомненно большим, преимуществом минералогических классификаций обусловлена в значительной степени их лучшая разработанность и более широкое применение в петрографической практике по сравнению с химической. Но в общем для целей классификации горных пород по вещественному составу необходимо использование комплекса химических и минералогических признаков, что уже давно учитывалось в петографической практике.

Широко известные классификации Циркеля (1866), Розенбуша (1897), Мишель-Леви (1879) не были чисто минералогическими, в них использовались химизм пород и условия их залегания и образования.

На VIII Парижской сессии Международного геологического конгресса (1900 г.), посвященной номенклатуре и классификации магматических пород, была представлена классификация Французской петрографической комиссии, в которой использовались лишь минеральный состав и структура пород.

В большинстве минералогических классификаций, появившихся позднее, учитывается не только качественный минеральный состав пород, но и количественные соотношения между минералами. Уже в 1909 г. Иддингс ввел в классификации количественный элемент, разделив главные группы, намеченные по полевым шпатам, на подгруппы с низким и высоким содержанием цветных минералов. Эта тенденция усилена в классификации Шэнда (1917), в которой учитывались химический и минеральный составы (в том числе степень насыщенности кремнеземом) и отчасти генезис пород. Согласно Шэнду, по количеству цветных минералов породы делятся на 4 группы: лейкократовые (<30% цветных), мезократовые (30—60%), меланократовые (60—90%) и гипермеланократовые (90—100%).

Позднее появились и другие минералогические классификации (Холмс, 1920; Джохенсен, 1931; Ниггли, 1931; Лакруа, 1933; и др.). В классификации П. Ниггли используются те же главные признаки реального минерального состава, и в первую очередь количественные соотношения кварца, полевых шпатов и фельдшпатоидов.

Таким образом, главными признаками для подразделения магматических пород по минеральному составу являются:

1) наличие или количественные соотношения полевых шпатов, кварца или ненасыщенных SiO_2 минералов (фельдшпатоидов, оливина и др.);

2) характер полевых шпатов (или количественные соотношения калиевых, натриевых и кальциевых их составляющих) и фельдшпатоидов (калиевых и натриевых);

3) соотношение лейкократовых и цветных минералов, состав их и содержание в породе.

В последние годы количественная минералогическая классификация интрузивных пород была предложена А. Штрекайзеном. В ее основу положены соотношения кварца, фельдшпатоидов, щелочных полевых шпатов (калиевые полевые шпаты+альбит первых номеров) и плагиоклаза (от An_{100} до An_5).

По условиям залегания и с учетом структурно-текстурных признаков принято выделять три главные группы горных пород:

1. Интрузивные (плутонические) породы, как правило, полнокристаллические, формирующиеся на значительной глубине от земной поверхности.

2. Эффузивные (вулканические) породы, обычно неполнокристаллические, со стеклом или продуктами его девитрификации, формирующиеся на поверхности земли или в непосредственной близости от нее.

3. Гипабиссальные, жильные или дайковые (по Розенбушу) породы, промежуточные между первыми двумя группами по глубине становления и степени раскристаллизации. Однако эта группа является генетически гетерогенной, так как сюда относятся, с одной стороны, интрузивные образования малых объемов и малых глубин (жильные или дайковые породы), а с другой — породы эффузивного облика, тесно связанные с вулканизмом, но с секущим залеганием и не имеющие выхода на земную поверхность (субвулканические и жерловые тела).

В связи с этим в большинстве современных работ принято двучленное деление магматических пород на: 1) вулканические (эффузивные) и 2) плутонические (интрузивные) с последующим более дробным подразделением их по другим признакам (минеральному и количественному составам, условиям залегания, глубинности становления, структуре, текстуре пород).

К структурно-текстурным признакам, имеющим классификационное значение, относятся: степень раскристаллизации пород (соотношение стекла и минеральных зерен); строение — массивное, обломочное, пузыристое (миндалекаменное) или полосчатое (флюидальное); степень однородности слагающих породу зерен, их агрегатов, обломков и стекловатого материала, учитывающая размеры и соотношения составных частей (разнозернистость, такситовость, порфировость или афировость и др.).

По степени раскристаллизации породы подразделяются на: полнокристаллические (вся порода состоит из минеральных зерен); стекловатые (вся порода состоит из стекла или продуктов его разложения и переработки) и полустекловатые (присутствуют стекло и минеральные зерна в разных количественных соотношениях). По размерам зерен выделяются: крупнозернистые (преобладающий размер зерен >5 мм), среднезернистые (1—5 мм), мелкозернистые (0,1—1 мм) и тонкозернистые ($<0{,}1$ мм).

В строении пород в одних случаях принимает участие однородный материл — массивное стекло или агрегат минеральных зерен одинакового размера, но чаще в них проявлены в той или иной степени признаки неоднородности (наличие полосчатости, зерен разного размера, присутствие минеральных зерен и стекла или обломков и цементирующей массы, наличие в породе пустот и зон пузыристости и др.). Неоднородное строение наиболее характерно для вулканических пород в связи с сложностью и многообразием факторов, участвующих в их формировании (резкие перепады температуры и давления, разная насыщенность и отделение летучих и т. д.).

По структурно-текстурным признакам интрузивные породы подразделяются на две группы:

1) полнокристаллические равномернозернистые породы, слагающие крупные интрузивные тела и центральные части мелких (малых интрузий);

2) породы порфирового, реже порфировидного, иногда полосчатого и флюидального строения, которые слагают гипабиссальные тела и дайки, часто пересекающие крупные интрузивные тела, и эндоконтактовые части крупных интрузий.

Среди вулканических пород по структурно-текстурным признакам выделяются две крупные группы:

1) эффузивные породы массивного, реже пузыристого и полосчатого (флюидального) строения, которые слагают потоки, силловые залежи или секущие дайки и некки и образуются при излияниях лавы на поверхность или при заполнении трещин и подводящих каналов;

2) вулканогенные обломочные (вулканокластические или пирокластические) и другие породы, состоящие из обломков пород, минералов или стекла разных размеров и с разными количественными соотношениями (туфы, игнимбриты, туффиты и др.). Образование их связано со взрывным характером извержения лавового материала. Хотя главное значение для классификации и номенклатуры эффузивов (как и для интрузивных пород) имеет их вещественный (химический и минеральный) состав, однако некоторые разновидности их (долериты, обсидианы, перлиты и др.), выделенные по структурно-текстурным признакам, могут иметь разный химический состав.

Для классификации и номенклатуры вулканокластических пород как осадочных очень важны структурно-текстурные признаки (размер и количество обломков, соотношение обломков разного размера, формы, состава и др.), и наименование конкретной вулканогенно-обломоч-

ной породы производится на основе этих признаков наряду с вещественным составом.

Все вышеперечисленные признаки часто употребляются совместно, дополняя и уточняя классификацию по вещественному (минеральному и химическому) составу, которая имеет ведущее значение.

Первыми исследователями, предпринявшими подсчет относительной распространенности различных типов горных пород в земной коре, были Ричардсон и Снисби (1922). Ими была построена статистическая кривая, в которой по оси абсцисс отложено содержание кремнезема, а по оси ординат — число имеющихся в их распоряжении химических анализов. Поскольку количество анализов не всегда

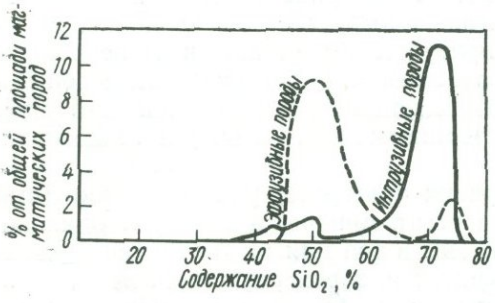


Рис. 97. Относительная площадная распространенность на континентах изверженных горных пород с различным содержанием кремнекислотности (по С. П. Соловьеву)

верно отражает распространенность одного и того же типа (редкие породы анализируются чаще, чем обычные), то полученные ими результаты подверглись существенному уточнению более поздними исследователями. Р. Дэли (1933) для США и С. П. Соловьев (1952) для Советского Союза произвели подсчеты площадей, занятых различными типами пород на геологической карте, в зависимости от содержания в них кремнекислоты. Диаграмма С. П. Соловьева приводится на рис. 97. Наиболее распространены породы с содержанием SiO_2, равным 49—52% и 71—74%. Первый статистический максимум соответствует эффузивным породам (базальтам), а второй — интрузивным (гранитам). При этом для территории США преобладающим типом пород оказались базальты (45%), а для СССР — граниты (48,7%). Однако, если включить в подсчет сибирские траппы, исключенные С. П. Соловьевым, распространенность базальтов в СССР достигнет 44,5% и окажется почти равной распространенности базальтов на территории США. Подсчеты в том и другом случае велись для континентов, а огромные территории океанов, где развиты базальты, исключались из рассмотрения. В общем же преобладающим типом магматических пород, развитых в эрозионных срезах земной коры, являются базальты.

Два максимума распределения горных пород на статистической кривой послужили основанием еще Ф. Ю. Левинсону-Лессингу говорить о генетической независимости гранитной и базальтовой магмы что подкрепляется преобладанием различных форм проявления магм— в первом случае интрузивной, а во втором — эффузивной. Отсутствие гранитных пород в значительных количествах в океанах и их концентрация на континентах, в то время как базальты встречаются в равной степени и в океанических и в континентальных блоках земной коры, позволяет связывать образование гранитных пород (значительной их части) с сиалическим («гранитным») слоем, характерным для континентов и отсутствующим в океанах. Различия в формах магматизма (интрузивной или эффузивной) тесно связаны с тектоническими процессами, имеющими место во время тех или иных магматических проявлений.

Базальтовые излияния свойственны периодам образования расколов в земной коре. Они наиболее распространены на платформах, континентальных и океанических, на ранних этапах развития геосинклиналей, когда накопление мощных осадков вызывает прогибание земной коры и ее разрывы, а на поздних этапах их развития, когда консолидированная в процессе орогенеза область уже неспособна к пластическим деформациям и под действием горообразующих сил подвергается дроблению. Высокая температура, свойственная базальтовым магмам, и низкое содержание кремнезема обусловливают ее высокую подвижность. Гранитная магма возникает в иных тектонических условиях, будучи преимущественно связана с процессами орогенеза в тектонически подвижных зонах земли. Гранитная магма богата летучими компонентами, имеющими различное происхождение. Часть из них свойственна самой магме, часть привнесена вследствие усиленного подтока глубинных флюидов к подвижным зонам земли. В условиях сжатия земной коры, свойственных зонам орогенеза, отделение летучих от магмы затруднено, что благоприятствует взаимодействию гранитных магм с вмещающими породами и развитию магматического замещения сиалических частей земной коры.

В петрографической литературе до сих пор существует тенденция обязательного отражения в номенклатуре вулканических пород еще одного признака — степени сохранности лавового материала. Еще в XIX в. было установлено, что дотретичные (мезозойские, палеозойские и более древние) вулканические породы часто в той или иной степени изменены за счет развития явлений диагенеза и метаморфизма, с которыми связано развитие вторичных минералов на месте вкрапленников и микролитов, а также девитрификация и перекристаллизация стекла. Для отличия таких измененных (палеотипных) пород от неизмененных (кайнотипных) неоген-четвертичных базальтов, андезитов, долеритов и других пород на первых этапах развития петрографии были предложены самостоятельные названия: диабазы, кварцевые порфиры, порфириты и др. Впоследствии оказалось, что степень изменения эффузивов не всегда четко коррелируется с их возрастом. Однако два ряда номенклатуры для кайнотипных и палеотипных эффузивов долго существовали в немецкой и русской литературе, в то время как американские и английские исследователи давно приняли для всех вулканических пород названия кайнозойских эффузивов.

А. Н. Заварицкий предложил новый вариант двойной номенклатуры эффузивов. В названиях палеотипных пород он использовал термины «порфир» и «порфирит» как показатели палеотипности, а для определения химизма исходного магматического материала ввел наименование соответствующей кайнотипной разности в форме прилагательного, например: базальтовые порфириты, липаритовые порфиры и т. д. Это позволило применять для палеотипных разностей многочисленные термины, существующие для кайнотипных пород, в том числе для пород промежуточного состава (андезито-базальтовые порфириты, липарито-дацитовые порфиры и т. д.). Порфирами при этом называются породы, содержащие калиевый полевой шпат, а порфиритами — все остальные породы.

Достоинством номенклатуры Заварицкого является отражение в названии пород состава исходного магматического материала и степени его изменения. Для кайнотипных пород характерно наличие неизмененного вулканического стекла, свежих на вид, прозрачных фенокристаллов полевых шпатов (санидина и плагиоклаза), а также цветных минералов (оливина, пироксена, биотита и др.). В палеотипных поро-

дах стекло девитрифицировано, по нему развивается тонкозернистый агрегат типа микрофельзита (в породах кислого состава) или хлорит, альбит, эпидот и другие вторичные минералы (в породах основного и среднего составов). Полевые шпаты вкрапленников мутнеют, подвергаясь пелитизации (ортоклаз), альбитизации (кислые плагиоклазы) и соссюритизации (основные и средние плагиоклазы). По цветным минералам часто развиты вторичные продукты (серпентин, хлорит, уралит и др.). Превращения вулканических пород обусловливают зеленокаменный (в подводных вулканических сериях) или краснокаменный (при появлении в породах значительных количеств гематита за счет окислительных процессов в наземных условиях) облик палеотипных образований.

Номенклатура А. Н. Заварицкого имеет недостатки. Термины «порфир» и «порфирит» утратили в ней первоначальное структурное значение (так называли породы с большими кристаллами, погруженными в основную тонко- и мелкозернистую массу) и стали применяться в другом смысле — для обозначения палеотипности пород. Возникли трудности для обозначения афировых (не порфировых) разностей палеотипных эффузивов, которые имеют широкое развитие и сформировались в особых условиях. Например, для палеотипных афировых базальтов приходилось применять нелогический термин «афировый базальтовый порфирит». Неудобны на практике и не вполне логичны термины вулканических обломочных пород: например, лавовые брекчии базальтовых порфиритов или крупнообломочные туфы липаритовых порфиров и т. д.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ГРУППЫ ГОРНЫХ ПОРОД

В этой главе кратко охарактеризованы главные типы пород, входящих в состав выделенных выше петрохимических групп. При этом основное внимание обращается на различия горных пород по минеральным ассоциациям (парагенезисам) и по количественным соотношениям главных минералов. Это относится не только к полностью раскристаллизованным породам, но и к эффузивным стекловатым образованиям, состав которых при наличии химического анализа может быть пересчитан на сумму теоретических (нормативных) минералов (см. раздел, посвященный петрохимическим расчетам). При написании этой главы широко использовались фун-

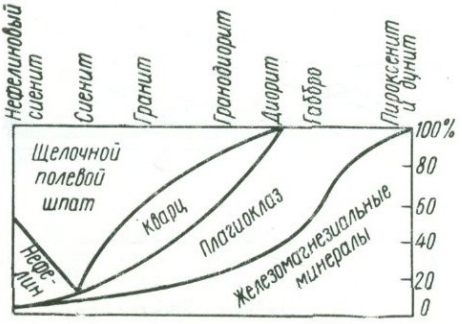


Рис. 98. Относительное количество главных минералов в важнейших типах интрузивных горных пород (по Заварицкому, 1956)

даментальные руководства по петрографии Г. Розенбуша (1934) и А. Н. Заварицкого (1956).

Главные минералы, составляющие магматические горные породы, — плагиоклаз, щелочной натрово-калиевый полевой шпат, кварц, нефелин и железомагнезиальные минералы (пироксен, амфибол, биотит, оливин) — распределяются следующим образом между главными типами горных пород — гранитами (и липаритами), габбро (и базальтами), диоритами (и андезитами), сиенитами (и трахитами), нефелиновыми сиенитами (и фонолитами), дунитами, перидотитами и пироксенитами (рис. 98). Дуниты, перидотиты, пироксениты сложены целиком железомагнезиальными минералами (оливином, пироксенами) и в классификационных системах могут быть выделены под названием «ультрамафиты». К этой группе относятся многие ультраосновные породы не только щелочноземельного ряда (А), но и кимберлиты, меймечиты, якупирангиты, принадлежащие к ряду щелочных бесфельдшпатоидных пород (Б). На диаграмму сведены главные типы пород, наибо-

лее распространенные в каждом из выделенных выше рядов щелочности, — граниты, диориты, габбро (ряд щелочноземельных пород А), сиениты (ряд Б), нефелиновые сиениты (ряд В). Породы ряда Г, как отмечалось, очень редки. В настоящем обзоре основное внимание уделяется ряду щелочноземельных пород (А), остальные ряды (Б, В, Г) рассматриваются более схематично.

ПОРОДЫ ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНОГО РЯДА А

Средние составы ультраосновных, основных, средних и кислых пород, выведенные для породообразующих окислов, обозначенные цифрой I в табл. 15, и элементов-примесей (табл. 16), характеризуют породы щелочноземельного (щелочно-известкового) ряда. Изменение кремнекислотности пород в этом ряду коррелируется с закономерным изменением содержания всех других породообразующих окислов, что иллюстрируется диаграммой на рис. 99.

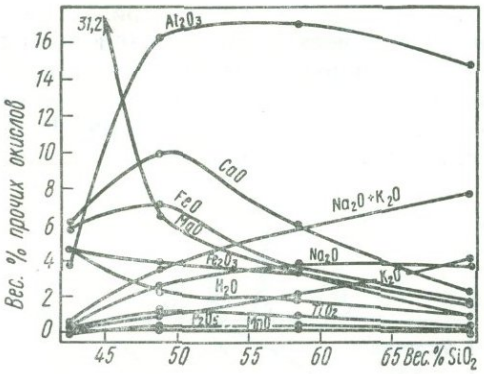


Рис. 99. Корреляция содержания SiO_2 и других окислов в изверженных горных породах (по средним составам). Щелочноземельный ряд А

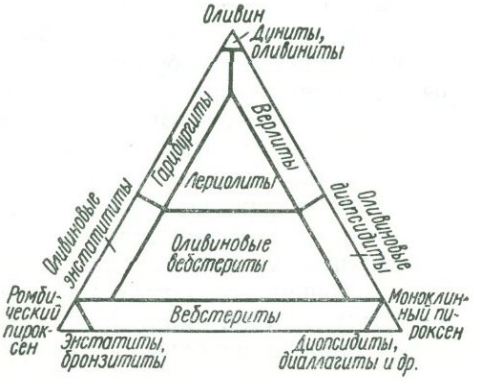


Рис. 100. Классификационная диаграмма ультраосновных пород щелочноземельного ряда на минералогической основе

Ультрамафиты

Рассмотрение начнем с ультраосновных пород, наиболее простых по составу. Они состоят из оливина, ромбического и моноклинного пироксенов; акцессорные минералы представлены хромитом и хромистой шпинелью; изредка встречается гранат. К второстепенным минералам относятся амфиболы (куммингтонит, роговая обманка), плагиоклаз, биотит и ряд других более редких минералов.

Соотношение главных минералов, составляющих до 99% объема породы, — оливина, ромбического и моноклинного пироксенов — кладется в основу классификации ультраосновных пород, которая отражена на рис. 100. В треугольнике оливин — ромбический пироксен — моноклинный пироксен выделяется ряд полей, характеризующих минеральный состав соответствующих пород — дунитов (оливинитов), состоящих преимущественно из оливина, перидотитов, сложенных оливином и пироксенами (5—50%). Дуниты отличаются от оливинитов тем, что в первых акцессорным минералом является хромит, а во вторых —

магнетит. Среди перидотитов выделяются гарцбургиты, состоящие из оливина и ромбического пироксена; лерцолиты, состоящие из оливина, ромбического и моноклинного пироксенов; верлиты, сложенные оливином и моноклинным пироксеном. В нижней части диаграммы выделяются поля пироксенитов и оливиновых пироксенитов. В зависимости от вида пироксенов, слагающих пироксениты, они разделяются на энстатититы (бронзититы), состоящие преимущественно из ромбического пироксена, диопсидиты, диаллагиты, жадеититы и другие, сложенные клинопироксенами, и вебстериты, содержащие оба пироксена. Такое же деление отмечается и для поля оливиновых пироксенитов, но здесь перед названием породы добавляется слово «оливиновый», например, оливиновый энстатитит, оливиновый вебстерит. Увеличение кремнекислотности ультрабазитов коррелируется с понижением содержания магния в ряду дунит — гарцбургит — лерцолит — верлит (рис. 101). Магний резко преобладает над железом. Для наиболее распространенных по-

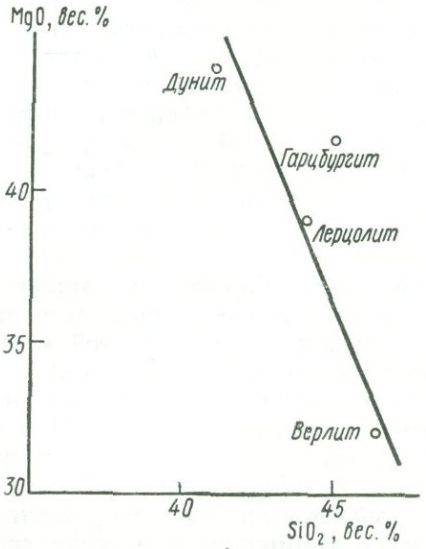


Рис. 101. Связь содержаний MgO и SiO_2 в ультраосновных породах Урала (по И. А. Малахову). Анализы ультрабазитов пересчитаны на безводный остаток

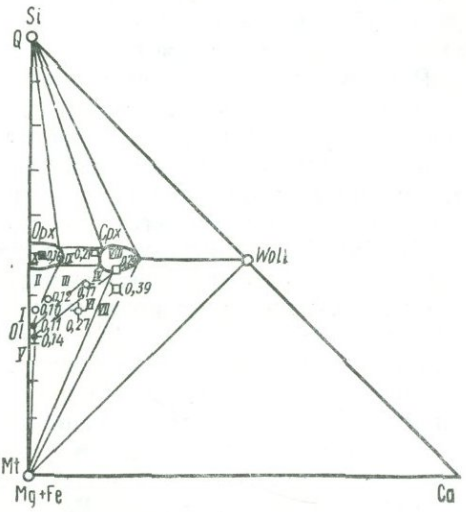


Рис. 102. Парагенетическая диаграмма пород ультраосновного состава щелочноземельного ряда:
I — дунит; II — гарцбургит; III — лерцолит; IV — верлит; V — оливинит; VI — магнетитовые клинопироксениты с оливином; VII — магнетитовые клинопироксениты; VIII — клинопироксенит; IX — вебстерит; X — ортопироксенит (энстатит). Арабские цифры у точек — железистость пород Fe : (Fe+Mg). Минералы: Mt — магнетит, Ol — оливин, Opx — ортопироксен, Cpx — клинопироксен, Woll — волластонит, Q — кварц

род — дунитов и перидотитов — отношение Fe/Mg+Fe не превышает 0,12. Нередко более железистыми породами являются оливиниты (0,14). Для пироксенитов характерна повышенная железистость (0,16—0,24), так как при тех же содержаниях окислов железа количество MgO в них значительно меньше. Наиболее железисты рудные пироксениты (косьвиты), содержащие около 15% титаномагнетита.

Связь химического и минерального составов ультрабазитов отражена на парагенетической диаграмме (рис. 102), имеющей в вершинах Si—Ca—(Mg+Fe). На сторонах треугольника нанесены точки, соответствующие идеальным составам породообразующих минералов. Для нанесения точек средних составов пород весовые содержания окислов пересчитывались на атомные количества соответствующих элементов. Поскольку часть магния и железа породы вместе с Al и Cr входят в состав хромшпинелида, производилось вычитание этого количества элементов из исходного по формуле $(Mg+Fe)' = (Mg+Fe) - 2Al$. Затем атомные количества Si, $(Mg+Fe)'$ и Ca приравнивались к 100% и процентные содержания наносились на треугольную диаграмму.

На парагенетической диаграмме различаются поля, обозначенные римскими цифрами, соответствующие главным типам пород.

В связи с общим химизмом ультрабазитов находится состав породообразующих минералов. Оливин в дунитах, гарцбургитах и лерцолитах характеризуется низкой железистостью (6—13% фаялитовой составляющей), причем некоторое повышение ее отмечается при переходе от дунитов к гарцбургитам. В оливинитах оливин представлен хризолитом, содержащим 12—18% фаялитовой составляющей (редко выше). Иногда встречаются дуниты, сложенные гортонолитом.

Ромбический пироксен является главным породообразующим минералом гарцбургитов, лерцолитов и пироксенитов. В перидотитах железистость этого минерала колеблется в пределах 9—15% ферросилитовой составляющей и несколько превышает железитость сосуществующего с пироксеном оливина. Повышенная железистость ортопироксена свойственна пироксенитам.

Моноклинный пироксен — главный породообразующий минерал лерцолитов, верлитов и пироксенитов. Как и ранее описанные минералы, он характеризуется повышенной магнезиальностью и низкой железистостью ($Fe/Mg = 0{,}1—0{,}15$). Клинопироксены из перидотитов всегда содержат избыток клиноэнстатитовой составляющей за счет частичного замещения в диопсиде Ca на Mg. В пироксенитах железистость клинопироксена возрастает до 0,2—0,25 и редко превышает эту цифру.

Акцессорными минералами являются хромшпинелид и магнетит. Хромшпинелид представляет собой твердый раствор ряда компонентов: $MgCr_2O_4$, $FeCr_2O_4$, $MgAl_2O_4$, Fe_3O_4. Состав хромшпинелида тесно связан с составом исходных пород. При переходе от дунитов к гарцбургитам и далее к лерцолитам происходит увеличение шпинелевой составляющей, ведущее к повышению содержания глинозема и понижению концентраций Cr_2O_3.

Ультраосновные породы обычно серпентинизированы. Серпентин представлен лизардитом, хризотилом и антигоритом. Хризотил и лизардит характеризуются тонковолокнистым, игольчатым строением, антигорит имеет пластинчатую или листоватую форму. Обычно развиваются по оливину. Ромбические пироксены замещаются баститом (псевдоморфозы антигорита или хризотила по энстатиту). Как правило, серпентины сопровождаются вторичным магнетитом.

В ультраосновных породах повышенной железистости оливин и в меньшей степени ортопироксен замещаются вторичными минералами иддингсит-боулингитовой группы, представленными разностями, близкими к магнезиальному члену этого ряда — боулингиту.

Кроме серпентинов оливин и ромбический пироксен могут замещаться антофиллитом, тальком, карбонатами.

Моноклинный пироксен, как правило, менее подвержен вторичным изменениям; он может замещаться актинолитом и хлоритом.

Кроме перечисленных выше вторичных минералов в ультрабазитах встречаются брусит, цоизит, гидрогранат, везувиан и ряд других минералов.

Ультраосновные породы щелочноземельного ряда, развитые на платформах и в геосинклиналях, находятся в ассоциациях с другими более кислыми глубинными полнокристаллическими породами: габброидами, плагиогранитами и т. п.

В геосинклинальных областях наиболее распространенными являются ассоциации ультраосновных и основных пород. Они обычно появляются в начальные этапы эволюции эвгеосинклиналей и выделяются под названием офиолитовых формаций. Эти офиолитовые формации слагаются толеитовыми базальтами (бедными калием, титаном, железом), нередко спилитизированными и зеленокаменноизмененными, граувакками, аспидными и кремнистыми сланцами. Дунит-гарцбургитовые интрузии внедряются в начальные стадии тектонических деформаций эвгеосинклинальных отложений. Деформации на ранних стадиях имеют характер глыбовых перемещений, связанных с заложением глубинных разломов, которые интенсивно проявляются не в осевой части эвгеосиклинальных прогибов, а в областях сочленения их с более древними геосинклинальными поднятиями. Это обусловливает локализацию дунит-гарцбургитовых интрузивов вдоль границ вулканогенных и существенно терригенных структурно-фациальных зон. В комплексах этого типа доминируют однородные интрузивные тела, сложенные магнезиальными породами, выдержанными по вертикали. Только в отдельных случаях в массивах описаны элементы вертикального расслоения, выражающегося незначительным повышением железистости и сменой дунитов гарцбургитами и лерцолитами (и изредка плагиоклазовыми перидотитами) в направлении от подошвы к кровле интрузивов. Это расслоение является определенным признаком магматической природы ультраосновных пород.

Офиолитовые пояса обычно отличаются большой протяженностью — на сотни и тысячи километров. Так, в западном обрамлении Тихого океана общая протяженность офиолитовых поясов превышает 15 тыс. км. По возрасту они относятся к палеозою (Большой серпентинитовый пояс Австралии, Новая Зеландия, Приморье), раннему мезозою (Карякское нагорье, Сахалин, Япония, Приморье), позднему мезозою и палеогену (Камчатка, Япония, Тайвань, Филиппины, Соломоновы острова, Новая Каледония). Общей закономерностью размещения офиолитовых структур Тихоокеанского пояса является последовательное снижение возраста гипербазитов по направлению от континента к океану, что связано с разрастанием континентальных масс, обрамляющих Тихий океан.

Особенности первичного состава и сложения дунит-гарцбургитовых интрузивов обычно затушеваны наложенными процессами тектонических деформаций и метаморфизмом (главным образом серпентинизацией). Судить о них можно только по интрузивам, которые находятся в первоначальном залегании и сохранили первичный состав. По химическому составу это наиболее магнезиальные и богатые хромом и никелем породы в ряду гипербазитовых комплексов различного типа. Эта петрохимическая особенность дунит-гарцбургитовых гипербазитов коррелируется с магнезиальным составом основных вулканитов, слагающих эвгеосинклинальные структурно-фациальные зоны, к которым приурочены дунит-гарцбургитовые комплексы. Так, в офиолитовых формациях Сихотэ-Алиня дунит-гарцбургитовые комплексы входят в ассоциацию с толеитовыми базальтами, бедными железом, тогда как

в поясах, отвечающих более зрелым стадиям эвгеосиклинального развития, гипербазиты представлены дунит (оливинит)-верлитовыми ассоциациями, которые отличаются более железистым составом и входят в комплексы с андезит-базальтовыми вулканитами более железистого состава по сравнению с толеитовыми базальтами. В этой эволюции гипербазитового магматизма дунит-гарцбургитовая ассоциация переходит в дунит (оливинит)-верлитовую ассоциацию, хромитовое и силикатно-никелевое оруденение сменяется железотитановым.

Закономерная приуроченность различного типа ультраосновных интрузий к вулканическим поясам, которые различаются петрохимически и по структурному положению, подчеркивалась на примере Новой Зеландии Г. А. Чаллис. Она обратила внимание на специфику режима щелочей. Дунит-гарцбургитовые комплексы в отличие от других ультраосновных комплексов генетически связаны с поясами развития толеитовых базальтов, крайне бедных калием, сходных с базальтами срединноокеанических хребтов. В тех случаях, когда удается установить первичные ореолы прогрессивного воздействия дунит-гарцбургитовых интрузий на вмещающие породы, прежде всего обращает на себя внимание резко выраженный натровый характер этого воздействия. Примером может служить пояс дунит-гарцбургитовых интрузий пермского возраста в Новой Зеландии, к которому относятся массивы Ред Хиллс, Дун и др. Они оказывают на вмещающие породы высокотемпературное (1200—800°) контактовое воздействие, выражающееся в развитии метаморфических ореолов зонального строения аллохимического характера.

Наиболее характерны вынос из окружающих пород калия и привнос натрия, содержание которого поднимается в метаморфических образованиях (роговиках, гнейсах, амфиболитах) контактовых ореолов до 9—10% Na_2O. Это в несколько раз превышает первичное содержание натрия во вмещающих породах — аргиллитах, граувакках, базальтах. Аллохимический характер контактовых ореолов свидетельствует о флюидном воздействии гарцбургит-дунитовых интрузий на окружающие породы. Взаимодействием с флюидами объясняется высокая стабильность гипербазитовых магм, устойчивых до температуры порядка 1200°, при которой кристаллизовались главные минералы дунитов и гарцбургитов. Однако эффективность флюидного воздействия гипербазитовых магм на вмещающие породы неодинакова. Она может варьировать в зависимости от степени окисленности флюидов. В сильновосстановительной обстановке водный компонент флюидов (H_2O) вытесняется бескислородными формами H_2, CH_4 и другими, и соответственно снижается эффективность воздействия флюидов на горные породы (способность их вызывать перекристаллизацию и гидратацию минералов). Восстановительный флюидный режим гипербазитового магматизма подчеркивался многими исследователями, начиная с работ А. Н. Заварицкого. Но падение температуры способствует окислению флюидов, которое характеризуется экзотермическим эффектом и ведет к увеличению в них доли окисленных компонентов (H_2O, CO_2) и развитию регрессивных процессов гидратации и карбонатизации. В поясах развития дунит-гарцбургитовых интрузий средне- и низкотемпературный метаморфизм проявляется интенсивно и в региональном масштабе, охватывая как вмещающие породы, превращающиеся в зеленые и голубые сланцы, так и сами интрузивы, подвергающиеся серпентинизации. При этом сохраняется натровый профиль метаморфизма. Наиболее ярким его проявлением является глаукофановый метаморфизм, который специфичен для офиолитовых поясов и не встречается в других фациально-структурных зонах.

Тесная пространственная ассоциация гипербазитов и глаукофановых сланцев описана во многих работах. Например, в офиолитовом поясе Камуикотан на о. Хоккайдо широко развиты хлоритовые и альбит-хлоритовые зеленые сланцы с лавсонитом, но с приближением к гипербазитовым интрузиям они сменяются более щелочными глаукофановыми (голубыми) сланцами. Натровая минерализация (альбит, жадеит, натровый актинолит, глаукофан, рибекит) распространяется в этих условиях как во вмещающих слоистых породах, так и в массивах серпентинитов, нередко развиваясь в них одновременно с серпентинизацией. Непосредственная связь низкотемпературного глаукофанового метаморфизма и серпентинизации отчетливо выражена во Францисканской метаморфической зоне в Калифорнии и во многих других регионах. Характерно наличие серпентинитов также в поясах развития спилитов и зеленых сланцев, образование которых связано с растворами менее натрового характера.

При залегании гипербазитов в метаморфических поясах степень их серпентинизации связана с характером метаморфизма, усиливаясь с понижением степени метаморфизма, с переходом от гранулитовой или амфиболитовой фации к фации зеленых (хлоритовых) и голубых (глаукофановых) сланцев. Создается впечатление, что серпентинизация в офиолитовых поясах обусловлена воздействием на ультраосновные массивы тех же натровых глубинных флюидов, которыми вызывается ранний (догранитный) метаморфизм вмещающих эвгеосинклинальных формаций. Серпентинизация гипербазитов затухает по мере увеличения возрастного разрыва между гипербазитами и вмещающими их породами. Она слабо проявлена и имеет специфический характер в «постметаморфических» и платформенных расслоенных интрузивах. Примером могут служить гипербазиты, слагающие расслоенные интрузивы (магнезиальные дуниты, лерцолиты, плагиоклазовые перидотиты) в зоне Хидака на Хоккайдо, где они внедрились в уже консолидированный метаморфический комплекс, представленный гнейсами и амфиболитами.

Ультраосновные породы офиолитовой ассоциации представлены хризотиллизардитовыми и баститовыми серпентинитами, сохраняющими структуру гарцбургитов. Незначительное развитие имеют лерцолиты, верлиты и пироксениты. Очень часто в серпентинитовых массивах офиолитовых поясов находятся различных размеров блоки как вмещающих пород, так и пород глубоких частей земной коры.

Близкими к офиолитовой ассоциации являются ультраосновные породы, обнажающиеся в рифтовых долинах океанических хребтов, которые представлены баститовыми серпентинитами, но большое значение здесь имеют лерцолитовые разности.

Дунит-гарцбургитовая ассоциация распространена также в массивах, подвергшихся только слабой серпентинизации. Главную роль здесь играют гарцбургиты, в подчиненном количестве развиты дуниты, лерцолиты, верлиты, орто- и клинопироксениты. Более кремнекислые глубинные породы представлены габбро, габбро-норитами, роговообманковыми габбро-амфиболитами и плагиогранитами. Ультраосновные породы этой ассоциации слагают крупные, до нескольких сотен квадратных километров, массивы (Кимперсайский и Райиз на Урале и др.), характеризующиеся резким преобладанием в их составе гарцбургитов. Для некоторых массивов отмечается вертикальная зональность с переходом вверх от дунитов через гарцбургиты в лерцолиты. Текстуры ультрабазитов в пределах одного массива неоднородны. Наряду с массивными породами часто отмечаются пятнистые, линейные, полосчатые текстуры, связанные с неравномерным развитием пироксенов и хромшпинелида.

Эти минералы являются более поздними по отношению к оливину, и их положение связано с перераспределением флюидов в позднемагматическую стадию по системе прототектонических трещин. Клинопироксениты, габброиды и плагиограниты — образования, более поздние по отношению к ультрабазитам; они связаны с проявлением более молодых процессов магматизма и метаморфизма в зоне долгоживущих глубинных разломов.

Дунит-клинопироксенит-габбровая ассоциация в геосинклиналях отличается от гипербазитовой ассоциации незначительным развитием ультраосновных пород (менее 5% объема интрузивных тел). Преобладают породы основного состава. Ультраосновные тела имеют линзовидную, трубообразную форму и представлены дунитами, верлитами и клинопироксенитами. Часто отмечаются рудные пироксениты. Гарцбургиты отсутствуют или развиты незначительно. Взаимоотношения дунитов и клинопироксенитов сложные. Отмечается замещение дунитов пироксенитами, а клинопироксениты часто содержат прожилки более железистого дунита или оливинита.

Меньшее развитие в геосинклинальных областях имеют ассоциации оливинитов, пироксенитов и рудных оливинитов.

Широко развиты ультраосновные породы щелочноземельного ряда на платформах, где можно выделить их ассоциации с породами основного состава и с щелочными ультраосновными породами. Ассоциации ультрабазитов с породами основного состава представлены крупными расслоенными плутонами (Бушвельд, Стилуотер и др.). Эти массивы, имеющие средний базитовый состав и сложенные преимущественно габбро, габбро-норитами, имеют в нижних зонах слои пород ультраосновного состава (дуниты, оливиниты, гарцбургиты, лерцолиты), согласные с внутренней структурой массивов. Эти слои выдержаны по мощности и протягиваются по простиранию до нескольких десятков километров. Переходы между дунитами (оливинитами), перидотитами и пироксенитами, а также ультрабазитами и базитами — постепенные

Основные породы

В верхних частях расслоенных гипербазитовых интрузивов иногда появляются плагиоклазовые разности перидотитов, в которых основной плагиоклаз (лабрадор, битовнит) обычно ксеноморфен по отношению к оливину и пироксенам. Плагиоклазовые перидотиты намечают переход к пикритам (II-А) — меланократовым породам, сложенным оливином, моноклинным пироксеном и основным плагиоклазом. Пикриты щелочноземельного ряда обычно образуют дайки и геологически связаны с диабазами или долеритами.

Общая схема минеральных парагенезисов оливин-пироксен-плагиоклазовых пород представлена на рис. 103. Различные типы меланократовых габбро и пикриты намечают переход к бесполевошпатовым породам (ультрамафитам) — клинопироксенитам (IV), нордмаркитам (II), ортопироксенитам, гарцбургитам, дунитам (VI). Им соответствуют минералогические типы габброидов (I, II, III) — пород мезократового состава. Нормальное габбро отвечает парагенезису клинопироксен (авгит) — плагиоклаз (лабрадор). При увеличении количества плагиоклаза относительно пироксена намечается переход к лейкократовым габбро и анортозитам (VII) — существенно плагиоклазовым породам. Этим интрузивным породам соответствуют базальты, в общем случае отвечающие мезократовым гранат-клинопироксеновым составам; в недосыщенные кальцием разности входит гиперстен (гиперстеновые ба-

зальты — II), при недосыщении кремнеземом — оливин. В базальтовых породах также широко варьирует соотношение пироксена и плагиоклаза. Бедные пироксеном разности называются лейкократовыми или глиноземистыми базальтами (I, II—VII). При избытке глинозема относительно извести в габбро-анортозитовых породах может кристаллизоваться корунд (кыштымиты, плюмазиты — VIII). Известковые минера-

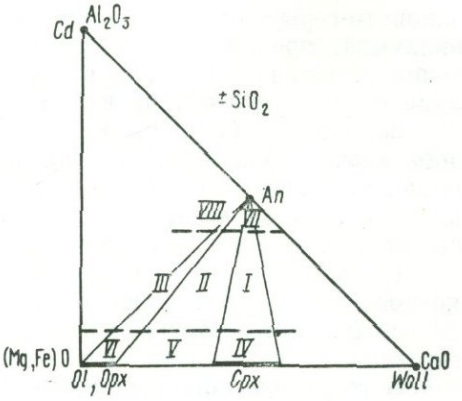


Рис. 103. Схема минеральных парагенезисов пироксен(оливин)-плагиоклазовых пород в отношении главных породообразующих окислов — Al_2O_3 — CaO — (Mg, Fe)O и SiO_2 (при его недостатке ромбический пироксен вытесняется оливином: Opx→Ol): I — габбро; II — габбро-нориты; III — нориты (с ромбическим пироксеном) и троктолиты (с оливином); IV, V, VI — меланократовые габброиды и пикриты, соответствующие по парагенезису габбро (IV), габбро-норитам (V), норитам и троктолитам (VI); VII — лейкократовые габброиды и анортозиты; VIII — корундовые лейкократовые габброиды и анортозиты (кыштымиты, плюмазиты)

лы — ларнит, волластонит (Woll) — в габброидах не образуются, а возникают только при контактовом воздействии магматических расплавов на карбонатные породы. В некоторых разновидностях габбро в качестве цветного минерала появляется буроватая роговая обманка, вытесняющая пироксены. Роговая обманка может образовывать реакционные каймы вдоль границ зерен пироксенов и плагиоклаза. Ниже дается краткая характеристика габброидов и базальтоидов.

Базальты отвечают по составу смеси, состоящей примерно поровну из плагиоклаза (лабрадора или лабрадор-битовнита) и железомагнезиальных минералов, главным образом авгита. Значительна примесь рудных минералов. Они состоят из макроскопически афанитовой массы или содержат в такой массе порфировые выделения авгита — одного или вместе с оливином, плагиоклазом, реже гиперстеном и еще реже базальтической роговой обманкой.

Долериты состоят из явнокристаллической мелко- и среднезернистой, иногда довольно крупнозернистой массы, обладающей полнокристаллической структурой — долеритовой или офитовой. Микроструктура основной массы чаще всего интерсертальная, реже офитовая или микропойкилоофитовая. Довольно часто встречается также микродолеритовая структура, в некотором смысле промежуточная между указанными двумя типами. Реже отмечаются менее раскристаллизованные типы с гиалопилитовой и гиалоофитовой структурой. Нередки также и директивные типы микроструктуры: пилотакситовая и реже флюидально-гиалопилитовая. Пористая и пузыристая текстуры довольно распространены, особенно в разновидностях, содержащих стекло. Базальтовые породы с характерной для них миндалекаменной структурой (с порами, заполненными вторичными минералами) называются базальтовыми амигдалоидами. Палеотипные аналоги — диабазы — полнокристаллические, средне- и мелкозернистые, реже тонкозернистые или макроскопически совсем плотные, темные, серовато-зеленые горные породы. Первичные минералы в большей или меньшей степени под-

верглись разложению. Авгит замещается хлоритом, иногда уралитом, в связи с этим образуется вторичный кальцит. Изменение плагиоклаза (альбитизация) сопровождается выделением других вторичных минералов.

Диабазовые, или базальтовые, порфириты — порфировые базальты, подвергшиеся изменениям.

Вариолиты представляют собой палеотипные базальты со сферолитовой (вариолитовой) структурой. Это афанитовые зеленые или зеленовато-серые породы с более или менее обильными шариками (вариолями), представляющими сферолитовые сростки полевошпатовых волокон, между которыми располагаются мелкие зернышки авгита, рудного минерала и продуктов разложения стекла.

Базальты с большим количеством стекла получили название гиалобазальтов. Базальтовая лава может застывать в сплошное стекло. Базальты различаются также по относительному количеству плагиоклаза и цветных минералов, кроме того, существенное значение имеет состав плагиоклаза. На этих основаниях были выделены такие типы:

1) базальты, богатые цветными минералами, называемые меланократовыми базальтами, или мелабазальтами;

2) базальты, относительно бедные цветными минералами. Они могут быть названы лейкократовыми базальтами, или лейкобазальтами.

В геологической литературе (особенно американской и японской) лейкократовые базальты часто описываются под названием «глиноземистые базальты», однако это название представляется не вполне удачным. В нашей литературе после петрохимических работ А. Н. Заварицкого, Д. С. Штейнберга и других исследователей понятие «глиноземистые (плюмазитовые) породы» закрепилось за теми их разновидностями, в которых имеет место избыток Al_2O_3 по отношению к $CaO+Na_2O+K_2O$, что реализуется появлением глиноземистых слюд, андалузита или корунда, как в плюмазитах. В рассматриваемых породах высокое содержание глинозема компенсируется высоким содержаниеме кальция. Это породы без избытка Al_2O_3, но с высоким отношением плагиоклаза (анортита) к темноцветным минералам, что точнее отражает термин «лейкократовый базальт» (в интрузивных сериях — «габбро-анортозит»). В развитых островных дугах, в которых имеется сиалическая (континентальная) кора, эволюция магматизма щелочноземельного ряда продолжается дальше в сторону андезитов и более кремнекислых пород, и лейкократовые базальты выступают в качестве промежуточного звена между базальтами и андезитами.

Особое место среди палеотипных базальтовых горных пород занимают спилиты, сложенные альбитом и хлоритом и содержащие эпидот и кальцит. Альбит спилитов не кристаллизовался из расплава непосредственно, а произошел путем альбитизации первичного плагиоклаза. Альбитизация плагиоклаза обычно идет параллельно с хлоритизацией пироксена и стекла, но иногда пироксен остается неразложенным.

Перерождение базальтовых пород в спилиты аналогично зеленокаменному изменению базальтов и долеритов под влиянием регионального метаморфизма. Следует отличать излияния базальтов, приуроченные к геосинклиналям, от излияний в платформенных областях.

Обширные излияния базальтов вне геосинклинальных зон связаны с движениями больших устойчивых участков земной коры, разламывающихся по крупным трещинам. Обычно их разделяют по характеру извержений на массовые (платобазальты), ареальные, или многовыходовые, и, наконец, щитовые, связанные с единичными вулканами центрального типа. Все они тесно связаны с долеритовыми (диабазо-

выми) жилами и интрузивными залежами и образуют так называемую трапповую формацию.

Геологические условия залегания базальтовых пород в геосинклинальных областях имеют свои особенности. Базальтовая магма в огромных количествах обычно изливается в начале орогенного цикла во время роста начальной геосинклинали. Эти лавы в значительной части образовали подводные извержения и в определенных условиях глубины застывали в эффузивные породы с характерной подушечной или эллипсоидальной текстурой.

Излияния базальтов в геосинклинальных областях ассоциируются с интрузивными массами диабазов, габбро, перидотитов. При последующих процессах горообразования основные изверженные породы подвергаются региональному метаморфизму и переходят в палеотипные, а затем при усилении метаморфизма — в спилиты и зеленокаменные породы, приобретающие метаморфическую структуру зеленых сланцев.

Рассмотрим интрузивные породы основного состава — габбро и анортозиты.

Габбро состоит главным образом из плагиоклаза, близкого к лабрадору, и моноклинного пироксена. Если вместо моноклинного пироксена существенной составной частью является ромбический пироксен (гиперстен или бронзит), то эта горная порода носит название норита. Между габбро и норитом нередко наблюдаются непрерывные переходы. Переходные разновидности называются габбро-норитами. Как габбро, так и нориты могут быть оливиновыми, когда в качестве второстепенной составной части в них присутствует оливин, и нормальными безоливиновыми, т. е. просто габбро и норитами без оливина.

В некоторых случаях габбровых пород оливин вытесняет пироксен совершенно, и тогда получается троктолит, состоящий из лабрадора и оливина. В других разновидностях габбро цветные минералы вытесняются титансодержащим магнетитом (рудное габбро).

В роговообманковом габбро цветным минералом является обыкновенная бурая, реже зелено-бурая роговая обманка. Следует отличать это габбро с магматической бурой, реже зеленой роговой обманкой от уралитового или габбро с вторичным волокнистым зеленым амфиболом.

Породы габбровой группы тесно связаны, с одной стороны, с бесполевошпатовыми породами — пироксенитами и перидотитами, с другой — с анортозитами.

Анортозиты отличаются от габбро ничтожным содержанием цветных минералов. Иногда в некоторых разновидностях присутствуют в небольшом количестве кварц и калиевый полевой шпат — ортоклаз с пертитовыми вростками олигоклаза, однородный ортоклаз, редко микроклин, а также более обычные примеси минералов габбро. Главный минерал — лабрадор. В крупнозернистых анортозитах кристаллические зерна лабрадора в некоторых типах имеют темную окраску и содержат включения ильменита, обычно присутствующие в более мелкозернистых разновидностях. Структура панидиоморфнозернистая. Типичные анортозиты — крупнозернистые горные породы, иногда до гигантозернистых; довольно обычна текстура с субпараллельным расположением табличек плагиоклаза.

Анортозиты больших самостоятельных массивов характеризуются своеобразной ассоциацией с гиперстеновыми гранитами. Габбровые же породы обычно связаны с гранитами, сиенитами и диоритами.

Формы и условия залегания габбро — обширные лакколиты, лополиты, интрузивные залежи, дайки и штоки, находящиеся в породах различного возраста — от архейского до третичного.

Классической областью распространения пород группы габбро является Урал. На протяжении более 600 км в северной половине Урала протягивается зона горных пород платиноносного габбро-перидотитового комплекса, то суживающаяся, то расширяющаяся и сложенная главным образом горными породами габбровой группы. На западной окраине этой полосы среди габбро и горных пород, являющихся результатом изменения габбровых пород (амфиболитов), находятся обычно неправильные овальные массивы дунитов, окаймленные более или менее широкой полосой перидотитов и пироксенитов. С востока к габбро примыкают входящие в тот же комплекс более кислые изверженные породы, вплоть до гранитов. В состав комплекса входят также довольно разнообразные жильные породы. Весь комплекс представляет собой единое геологическое целое, но его формирование было сложным процессом. Более основные горные породы образовались раньше, чем более кислые.

Бушвельдский платиноносный массив в Южной Африке представляет собой лополит неправильной овальной площади размером 39 000 км² и мощностью более 5—6 км. Главную часть его образуют габбро-нориты полосатой текстуры. Слои различаются по относительному количеству цветных и бесцветных минералов. Перемежаемость полевошпатовых и пироксеновых пород достигает большой мощности. Рудные прослойки магнетита и хромита образуют также правильные слои среди габбро-перидотитовых пород согласно с общей слоистостью. Верхняя часть Бушвельдского комплекса образована красными лейкократовыми гранитами и гранофиром.

Породы среднего состава

Породы среднего состава — диориты и андезиты (V-A, рис. 96) — нередко связаны с габбро-базальтовыми породами постепенными переходами через промежуточные разности — габбро-диориты и андезито-базальты (IV-A, рис. 96). С переходом от базальтоидов в породах возрастает количество плагиоклаза относительно темноцветных минералов и снижается его основность (типичный плагиоклаз диоритов — андезин).

Андезиты и андезитовые порфириты являются после базальтов самыми распространенными вулканическими породами. Они характеризуются макроскопически афанитовой основной массой, существенно состоящей из известково-натрового плагиоклаза вместе с подчиненным количеством пироксена и стекла или продуктов его разложения. Такая основная масса иногда целиком слагает всю породу (афировые разности), но чаще заключает в себе фенокристаллы известково-натрового плагиоклаза — одного или вместе с выделениями моноклинного или ромбического пироксенов (гиперстена), роговой обманки или биотита. Кварц в андезитах редок. В пустотах кислых андезитовых лав иногда отмечаются тридимит и кристобалит. В андезитовых порфиритах кварц часто бывает вторичным. Другие обычные минералы: магнетит, апатит, в кислых разновидностях андезитов редко циркон. В более основных андезитах и андезитовых порфиритах иногда попадается оливин.

Андезиты и андезитовые порфириты обычно разделяют по характеру преобладающего цветного минерала: андезиты гиперстеновые,

роговообманковые и биотитовые. Часто встречаются андезиты с гиперстеном и авгитом вместе. Их обычно называют пироксеновыми андезитами. Эти цветные минералы встречаются в виде фенокристаллов вместе с фенокристаллами плагиоклаза, их называют плагиоклаз-пироксеновыми *андезитами (порфиритами). Плагиоклаз-пироксеновые порфириты* могут быть и базальтовыми порфиритами и андезитовыми порфиритами.

Андезиты образуют потоки лавы с глыбовой поверхностью, а также экструзивные формы — купола и обелиски. Потоки андезитовых лав являются наиболее обычной формой нахождения этих горных пород. Кроме потоков и куполов андезиты образуют в вулканических областях также дайки и интрузивные залежи. Андезитовая магма богата газами, в ней растворенными, и с этим связаны катастрофические извержения, сопровождающиеся сильными взрывами. Лавы андезитового состава более свойственны центральным извержениям типа стратовулканов.

Глубинные аналоги андезитов — диориты. В *типичных диоритах* количество цветного минерала, обычно роговой обманки, составляет около 30—35%. Амфибол частью заменяется пироксеном или биотитом. Средний состав плагиоклаза — андезин. Ортоклаз отсутствует или встречается в виде незначительной примеси. Количество кварца в собственно диорите не превышает 6%; если его от 6 до 10% — употребляется название кварцсодержащий диорит, а диориты с еще большим количеством кварца носят название кварцевых диоритов. Горные породы с большим содержанием щелочного полевого шпата относятся уже к гранодиоритам. Отклонение от нормального содержания цветного минерала обозначается приставками к названию диорит: лейкодиоритами называют более светлые породы, а меладиоритами — более темные диоритовые породы, чем нормальный диорит.

Диориты разделяются на биотитовые, биотит-гиперстеновые, роговообманковые (диориты в тесном смысле слова), гиперстеновые, авгитовые. Самым распространенным цветным минералом в диоритах является роговая обманка, наиболее редким — биотит. Диориты, состоящие из плагиоклаза и одного только биотита, очень редки.

Диориты пользуются небольшим распространением и, как правило, связаны с более кислыми гранитами и гранодиоритами, реже с другими горными породами, появляясь как местная фация, но кроме залегания в виде других фаций горных пород диорит образует и самостоятельные штоки, жилы, лакколиты и другие интрузивные тела.

Кислые породы

Когда диориты и граниты образуют вместе сложные штоки и другие интрузивные массивы, то в некоторых случаях наблюдаются постепенные переходы от диоритов через гранодиориты к гранитам.

Кварцсодержащие (кремнекислые) породы расчленяются по содержанию кремния на три группы — кварцевые диориты и андезитодациты (VI-А, рис. 96), *гранодиориты и дациты* (VII-А, рис. 96), *граниты* и липариты (риолиты) (VIII-А, рис. 96).

В гранитах плагиоклаз представлен преимущественно олигоклазом. В их состав входят калиевый полевой шпат (ортоклаз, микроклин), кварц и темноцветные минералы, главным образом биотит (реже амфибол, пироксены). По соотношению кварца и полевых шпатов (рис. 104) различаются нормальные граниты, плагиограниты, орто-

клазовые граниты. С уменьшением в породах содержания кварца намечается переход к граносиенитам и кварцевым сиенитам.

В нормальных гранитах щелочной калиевый полевой шпат — чаще всего ортоклаз или микроклин, нередки также пертитовые срастания (ортоклаз-микропертит и микроклин-микропертит), реже встречается анортоклаз. Если в химическом составе гранита калий вытесняется

Рис. 104. Схема разделения гранитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов по количественному соотношению в их составе кварца и полевых шпатов:
I — нормальные граниты; II — плагиограниты; III — калишпатовые (ортоклазовые) граниты; IV — нормальные граносиениты и кварцевые сиениты; V — плагиограносиениты; VI — ортоклазовые граносиениты

натрием, такие породы называются плагиогранитами, содержащими в основном плагиоклаз.

Цветные минералы гранитов — биотит, обыкновенная роговая обманка, иногда диопсид, ромбический пироксен; акцессорные — апатит, циркон, титанит, магнетит, ильменит, гематит, иногда другие более редкие минералы. Различаются такие виды нормальных гранитов: аляскит без темных составных частей; двуслюдяной гранит с мусковитом и биотитом; биотитовый гранит; роговообманковый гранит; пироксеновые граниты — диопсидовый и гиперстеновый (чарнокит) и переходные типы.

Наибольшим распространением пользуются биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты, роговообманковые большей частью как местные фации; пироксеновые граниты имеют ничтожное распространение. При этом диопсидовые граниты чаще всего находятся в связи с кварцевыми диоритами и габбро. А. Н. Заварицким выделяется три типа геологических соотношений гранитов и гранодиоритов с окружающими породами:

1. Граниты, тесно связанные с метаморфическими породами — гнейсами и кристаллическими сланцами. Такова большая часть архейских гранитов, непосредственно связанных с инъекционными гнейсами и мигматитами. В более молодых горных хребтах подобные граниты связаны с наиболее глубинными зонами.

2. Граниты и гранодиориты, образующие интрузивные тела в виде батолитов и штоков, а также лакколитов. Таково большинство палеозойских и более молодых гранитов.

3. Граниты, тесно связанные с габбровыми породами, составляющие одну из частей сложных комплексов изверженных пород. Таковы граниты знаменитых лополитов — Бушвельдского, Сёдбери и др.; сюда, вероятно, относится часть уральских гранитов. В некоторых случаях граниты образуют небольшие обособления, неправильные жилы и шлиры среди более основных пород. Иногда они обнаруживают при этом признаки, сближающие их с пегматитами или аплитами.

Липариты (риолиты) представляют собой неовулканические, а порфиры — палеовулканические эффузивные эквиваленты гранитов.

Они состоят из макроскопически афанитовой массы, представленной щелочным полевым шпатом и кварцем в палеотипных разностях, или соответствующего по составу стекла — в кайнотипных. Такая масса либо целиком слагает всю породу, либо содержит более или менее обильные фенокристаллы полевого шпата или плагиоклаза, или щелочного полевого шпата, то одного, то вместе с выделениями кварца. Реже выделения принадлежат только одному кварцу. Иногда к ним присоединяются фенокристаллы биотита, роговой обманки, диопсида или амфиболов. Все эти минералы могут присутствовать как порознь, так и вместе.

Из примесей встречаются рудные минералы, изредка апатит, иногда циркон. В некоторых случаях встречается кордиерит или продукт его замещения — пинит, иногда попадаются гранат, титанит, анатаз, турмалин, топаз, флюорит, мусковит. Большинство этих минералов, вероятно, связано с поствулканическими процессами. Изредка они встречаются, так же как тридимит, на стенках пор в риолитах.

Основная масса в некоторых случаях обладает микрофельзитовой, стекловатой и сферолитовой микроструктурой. Микропойкилитовая структура очень характерна для многих риолитов и риолитовых порфиров. В липаритовых порфирах развиваются вторичные структуры за счет разложения стекла.

Фельзитами называются афировые (афанитовые) разности нормальных риолитов. Они отличаются полным или почти полным отсутствием фенокристаллов, различимых макроскопически, но иногда содержат микропорфировые выделения, наблюдаемые под микроскопом.

Среди соответствующих горных пород кайнотипным фельзитам в собственном смысле слова отвечают чисто стекловатые разновидности, редко сохраняющиеся в древних породах.

Палеотипные порфировые кислые породы различаются по составу порфировых выделений. Например, различают порфиры, содержащие в виде фенокристаллов только кварц или кварц вместе с фенокристаллами полевого шпата. Такие горные породы иногда называются кварцевыми порфирами.

Породы с порфировыми выделениями только полевых шпатов (иногда вместе с редкими выделениями цветных минералов, главным образом биотита), между тем как кварц входит только в состав основной массы, называют фельзитовыми порфирами в отличие от кварцевых порфиров в собственном смысле слова. Основная масса этих пород чаще всего обладает под микроскопом микрофельзитовой, иногда сферолитовой микроструктурой, иногда развивается вторичная микропойкилобластовая структура.

Породы натрового ряда с вкрапленниками кислого плагиоклаза называются кератофирами; калиевые породы с фенокристаллами калиевого полевого шпата — калиевыми липаритами. Различаются также альбитизированные разности — кварцевые альбитофиры, в которых фенокристаллы полевых шпатов полностью замещены альбитом. Основная масса этих пород обнаруживает микроструктуру, свойственную пересыщенным кремнекислотой эффузивным породам: фельзитовую, микропойкилитовую, частью сферолитовую, причем нередки явления перекристаллизации и образования глобулярных сростков кварца и альбита. Они входят в ассоциацию со спилитами. В тех случаях, когда в породах сохраняются реликты полевых шпатов, их лучше называть альбитизированными липаритами или дацитами.

Риолиты и дациты или соответствующие им порфиры образуют купола, но иногда потоки и покровы встречаются в виде жил и даже в виде неглубоких лакколитовых интрузий, не отличаясь существенными петрографическими признаками. Известково-щелочные риолиты и дациты тесно связаны с андезитами, но для других случаев характерна ассоциация риолитов и базальтов.

Большое количество газов, растворенных в богатых кремнеземом магмах, отражается на характере извержений, дающих много пирокластических пород и обильные накопления пемзы, представляющей по своей структуре настоящую силикатовую пену. Обильное образование пемзы сопровождает многие катастрофические (взрывные) извержения кислых лав.

Стекловатые разности магматических пород наиболее широко распространены именно в группе кислых эффузивов. Остановимся на них подробнее.

Вулканическое стекло — это аморфное вещество, отвечающее (исключая летучие компоненты) составу магматического расплава; оно является сильно переохлажденной магматической жидкостью. Стекло хотя и затвердевает, но в общих чертах сохраняет беспорядочное молекулярное сложение жидкости. В стеклах, в отличие от кристаллических тел, нет строгой периодичности. Для стекла, так же как и для жидкости, характерен только ближний порядок, сохраняющийся на 10—12 Å. На бóльших расстояниях периодичность нарушается. В настоящее время наибольшее количество сторонников имеет точка зрения о существовании в стеклах беспорядочных тетраэдрических сеток.

Различия в составе кристаллической и стекловатой фаз в отдельных случаях очень велики (табл. 18).

Таблица 18

Состав остаточных расплавов (стекла), образующихся при последовательном выделении минералов в автомагматических брекчиях (по О. В. Парфеновой; Топарский массив, Центральный Казахстан)

	Весовые проценты окислов							
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$FeO_{общ}$	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Исходный расплав	62,0	0,8	16,8	5,4	2,8	4,9	3,4	3,7
Остаток после кристаллизации вкрапленников	72,5	—	13,7	4,3	0,2	1,6	2,9	5,2
Химический состав вкрапленников (сумма)	50,7	1,8	21,2	6,7	5,6	8,1	4,1	1,8

Способность к стеклообразованию магматических горных пород находится в прямой зависимости от состава горной породы. Считалось, что это связано с вязкостью магматического расплава. Существующее представление о магме кислого состава как вязком малоподвижном расплаве в отличие от достаточно подвижного расплава основного состава привело к мнению, что главным фактором, способствующим формированию стекол, является вязкость, которая замедляет кристаллические процессы и приводит к значительно более частому формированию стекловатой фазы в расплавах кислого состава. В настоящее время известны кислые магматические расплавы, обладающие повышенной подвижностью, часто даже превышающей подвижность расплава основного состава. Обычно именно эти расплавы, застывая,

образуют стекловидную основную массу, полностью лишенную микролитов и сферолитов. По-видимому, наиболее важным фактором при формировании стекловатой фазы наряду с химическим составом породы, в частности с содержанием щелочей, является состав и количество летучих, сохраняющихся в расплаве к моменту его затвердевания. Возможно, что при этом особенно важна роль фтора, который способен удерживаться в расплаве долгое время при малом давлении.

Наряду с химическим составом расплава большое значение для формирования вулканического стекла имеет режим охлаждения. Известно, что стекла никогда не формируются в плутонических, медленно остывающих телах. Быстрое охлаждение расплава или отделение летучих компонентов является непременным условием формирования стекловатых фаз. При одинаковом составе расплава стекловатые фазы наиболее обычны в маломощных лавовых потоках, в особенности изливающихся в подводных условиях, в кровле и подошве мощных лавовых тел, в зонах эндоконтакта даек, силлов и лакколитов.

Породы, относимые к вулканическим стеклам, могут содержать редкие вкрапленники, микролиты и кристаллиты (эмбриональные кристаллы). Разновидности вулканических стекол в зависимости от состава, содержания воды и особенностей структуры получили различные названия. Вулканические стекла основного состава, являющиеся достаточно редкими породами, носят название тахилита, гиаломелана, сордовалита. Волосы Пеле — своеобразные вулканические стекла, образующие тонкие, перепутанные волокна. Предполагается, что они образуются выдуванием и распылением ветром фонтанов очень жидкой магмы. Продукты расстеклования кислых стекол обычно представлены калинатровым полевым шпатом и кристобалитом. В. В. Наседкиным приводятся следующие данные о содержании летучих компонентов вулканических стекол (табл. 19). По содержанию воды кислые вулканические стекла разделяются на обсидианы, перлиты, пехштейны и мареканиты.

Таблица 19

Содержание летучих в стекле ряда месторождений СССР

Номер образца	Вес. % (по отношению к сумме летучих, принимаемой за 100)				Сумма летучих, рассчитанная на 1 вес. ед. породы, %
	H_2O	CO_2	H_2	N_2	
1	45,2	47,8	—	7,0	6,66
2	52,1	35,8	1,1	11,0	6,14
3	65,0	19,8	2,1	13,1	5,19
4	73,0	5,9	2,4	17,9	4,02
5	96,1	—	0,4	3,5	4,23
6	84,3	9,8	0,7	5,2	6,703

Обсидианом называют неизмененное липаритовое или липарит-дацитовое стекло, содержащее менее 1% воды. Макроскопически это серая, черная, реже бурая или сургучно-красная порода полосчатой и массивной текстуры. Уд. вес обсидиана 2,27—2,40. Показатель преломления 1,480—1,493. При атмосферном давлении обсидиан начинает плавиться при 950°; при 400° он становиться пластичным. Изменение вязкости при этом интервале температуры 10^{12}—10^{17} пуаз. Для обсидиана характерны включения кристобалита, кварц-полевошпатовых и кристобалит-полевошпатовых сферолитов.

Перлит — вулканическое стекло липаритового и липарит-дацитового состава (SiO_2 — 68—74%; TiO_2 — 0,1—0,2%; Al_2O_3 — 12—16%; Fe_2O_3 — 0,1—0,5%; FeO — 0,2—1,0%; MgO — 0,0—0,3%; MnO — 0,0—0,06%; CaO — 0,5—1,5%; Na_2O — 2,5—9%; K_2O — 3,3—5,0%; H_2O^+ — 1,0—6,5%; H_2O^- — 0,1—2,0%), в которых присутствует более 1 вес. % воды. Первоначально перлитом называли вулканические стекла с характерной перлитовой концентрической отдельностью, сконту-

ривающей внутренний блестящий шарик — перл. Наиболее обычными являются перлиты, содержащие 2,5—6% H_2O. Перлиты могут быть массивными или пористыми. Пористые перлиты называются пемзой.

Обсидиано-перлит (мареканит) отличается неравномерным распределением воды. Пехштейн содержит значительные количества воды и отличается характерным смоляным блеском.

Вулканические стекла кислого состава в связи с их способностью вспучиваться в 10—15 раз представляют собой ценное полезное ископаемое. 23% мирового производства перлита используется для получения фильтропорошков, 22—23 — в производстве различных видов тепло- и звукоизоляции, 22 — в качестве заполнителя штукатурки, 12% — как заполнитель бетона.

На рис. 105 и 106 представлены диаграммы зависимости показателей преломления стекол от содержания в них воды и кремнекислоты, позволяющие производить их диагностику в первом приближении.

Обобщение данных по кислым вулканогенным породам дает возможность расчленить их на три серии — I-А, I-Б и II (Маракушев, Яковлева, 1975). На рис. 107 показано различие этих серий по величине и характеру изменения отношения в породах $K_2O : Na_2O$ в зависимости от кремнекислотности (содержания SiO_2). В сериях I-А и I-Б намечается обычное для изверженных пород нарастание отношения $K_2O : Na_2O$ с ростом кремнекислотности, тогда как в серии II это отношение независимо от содержания SiO_2; оно практически одинаково в липаритах, дацитах, андезитодацитах, причем доминируют составы с преобладанием калия над натрием. Серия I-А (натровая) объединяет раннегеосинклинальные образования, главным образом контрастных базальт-липаритовых и базальт-дацитовых ассоциаций. Они представлены подводными излияниями и обычно метаморфизованы (альбитизированы), но сильно измененные разности этих пород в настоящее сопоставление не включены. Серия I-Б (натрово-калиевая) характеризует раннеорогенные этапы геосинклинального развития земной коры. К ней относятся вулканиты, сформированные большей частью в наземных условиях (они подвергались краснокаменному изменению). Вулканиты калиевой серии II характеризуют позднеорогенные этапы геосинклинального развития или же связаны с особыми структурами активизации платформенных участков земной коры с хорошо развитым «гранитным» слоем. В небольших объемах они встречаются среди раннегеосинклинальных образований, относясь к заключительным этапам вулканических циклов.

Кроме петрохимических особенностей, подчеркнутых на рис. 107, вулканиты намеченных серий различаются по общему составу, геологическому положению, характеру вулканической деятельности, строению магматических тел и петрографической характеристике. Серии I-А и I-Б обладают сходными чертами; в нижеприведенной характеристике они объединяются в единую группу I, противопоставляясь вулканитам серии II.

Вулканиты группы I входят в базальт-липаритовые (контрастные) и в базальт-андезит-дацит-липаритовые (непрерывные) формации. Они пользуются преимущественным распространением в раннегеосинклинальном вулканизме, а на поздних этапах развития подвижных зон имеют подчиненное значение. Обычны извержения из вулканов центрального типа, реже — вдоль линейных, трещинных структур.

Породы эффузивной, субвулканической и жерловой фаций в этой группе пород различаются по особенностям внутреннего строения тел и петрографическому типу. В эффузивной фации различаются субфа-

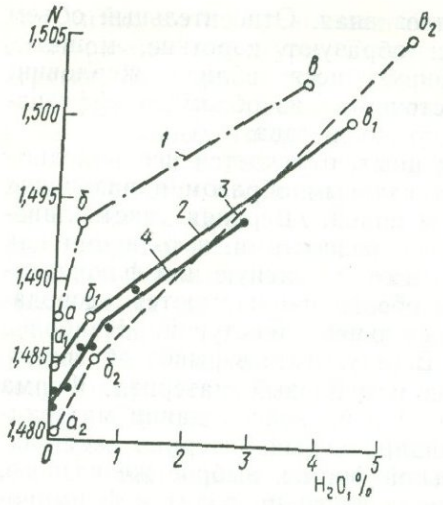


Рис. 105. Зависимость светопреломления кислого вулканического стекла от содержания воды (по Наседкину, 1963):
а, б, в — показатели преломления соответственно безводного стекла, стекла, выдержанного при 400° до постоянного веса, и «сырого» стекла; *1* — перлит Дисрабер — Фонтанское месторождение, Армения; *2* — перлит, гора Ташкескен, ТаджССР; *3* — перлит, Семей-Тау, Казахстан; *4* — вулканические стекла месторождения Эройо-Хондо

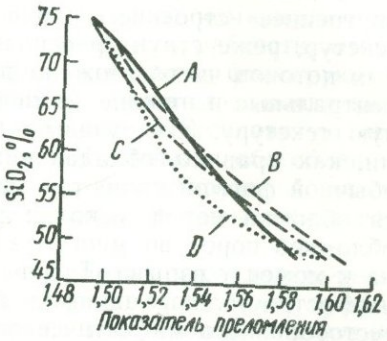


Рис. 106. Зависимость показателя преломления искусственного стекла от содержания SiO_2 (по Вильямсу и др., 1957):
А — стекло, полученное в результате плавления пород района Гарибальди, Британская Колумбия; *В* — то же для пород района Лассен-Пик, Калифорния; *С* — то же для пород района Маркливили, Калифорния; *D* — природные стекловатые породы, изученные Джорджем

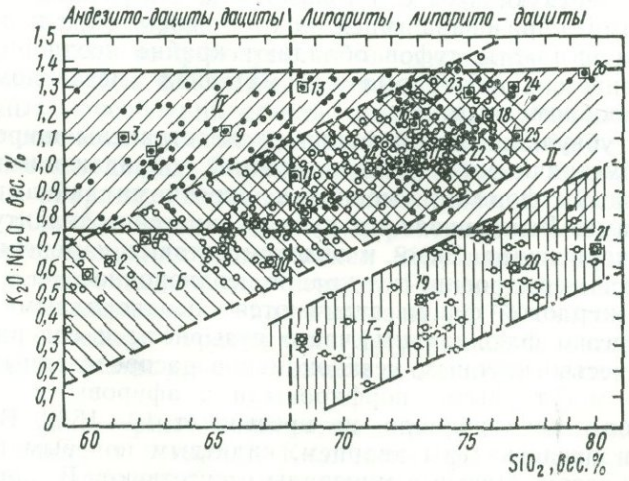


Рис. 107. Серии кислых вулканических пород (I-А, I-Б и II), различающиеся по соотношению содержания щелочных металлов в зависимости от кремнекислотности (сумма щелочей не превышает 8,5%).
Квадратными знаками с арабскими цифрами выделены составы типичных представителей магматических серий по работе Маракушева и Яковлевой (1975)

ции текучих лав, экструзивная и эксплозивная. Относительный объем текучих лав невелик. Лавовые потоки образуют короткие, мощные, тупо выклинивающиеся тела, концентрирующиеся вблизи жерловин; они сложены лавовыми брекчиями, состоящими из обломков эффузивных пород, сцементированных лавой того же состава.

В лавовых потоках, особенно в мощных, отмечается неоднородное внутреннее строение, проявляющееся главным образом в различиях текстур, реже структур основной массы пород. Верхняя часть лавовых потоков часто сложена пузыристыми разностями, в то время как центральные и нижние части потоков имеют массивную или флюидальную текстуру. Экструзивы — купола и обелиски — слагаются породами, как правило, обладающими флюидальной текстурой. Наиболее обычной формой являются эксплозии. В результате взрывов образуются обломки пород, осколки минералов и пепловый материал. Форма обломков пород во многом зависит от степени консолидации материала к моменту взрыва. Твердый консолидированный материал дает рваные остроугольные обломки неправильной формы, выброс же вязкого, тестообразного магматического материала часто приводит к формированию вулканических бомб, сопровождающих пирокласты кислого состава. Величина обломков пород связана как с силой взрыва, так и главным образом с удаленностью от места выброса. Крупные обломки концентрируются вблизи места выброса, не удаляясь, по данным В. И. Владовца, на расстояние, превышающее 1—2 км, в то время как более мелкие обломки могут быть отнесены на сотни километров от места извержения. В результате консолидации рыхлого пирокластического материала формируются туфы — породы, имеющие в качестве цементирующей массы пепловый материал. Пепловые частички, сложенные стеклом, имеют форму рогулек, серповидных, копьевидных частичек, ориентированных в разные стороны. Осколки минералов неравномерно распределены в породе.

В геологических разрезах пирокластические породы слагают линзы и пласты, чередующиеся с потоками лав, туффитами и туфогенными песчаниками, образовавшимися за счет перемыва и переотложения туфов. Линзы и пласты туфов обладают крайне неоднородным внутренним строением. Грубообломочный материал незакономерно перемешан с тонкообломочным.

Породы субвулканической фации распространены широко и представлены изометричными в плане телами, обладающими в разрезе караваеобразными формами, мощными, короткими дайками, штокообразными телами. Выклиниваются субвулканические тела тупо, апофизы обычно отсутствуют. Экзо- и эндоконтактовые изменения не отмечаются. Внутреннее строение тел крайне неоднородное.

Породы жерловой фации отличаются неоднородным строением, они обычно резко флюидальны, часто пузыристы и содержат значительное количество крупных, незакономерно распределенных обломков.

Породы могут быть порфировыми и афировыми. Количество вкрапленников, как правило, не превышает 10—15%. В липаритах вкрапленники представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, кислым плагиоклазом. Цветные минералы отсутствуют. В дацитах калиевый полевой шпат исчезает, плагиоклаз несколько более средний, иногда во вкрапленниках появляется роговая обманка. Фенокристаллы обладают идиоморфными очертаниями и обычно представлены одной, гораздо реже двумя генерациями. Структуры основной массы витрофировые в сочетании со сферолитами и микролитами. Количество сферолитов часто велико, количество микролитов в дацитах выше, чем в

липаритах, но не превышает 50%. В палеотипных породах развиваются вторичные структуры. Стекло разлагается на кварц-полевошпатовый агрегат. Преобразуются и сферолиты. По характеру вновь образованных структур различаются вулканиты серий I-А, I-Б, формирующихся в неодинаковых (подводных — I-А и наземных — I-Б) условиях.

Текстуры пород массивные или флюидальные. Вулканиты первой группы обычно оторваны в пространстве и времени от комагматичных им плутонов. Среди вулканитов I группы отмечаются разности, относительно богатые летучими компонентами, в которых фиксируются процессы магматического расщепления. Они выражаются в появлении стекловатых шаровых обособлений, заключенных в стекловатую цементирующую массу, отличную по составу. Шаровые обособления богаче кремнеземом, натрием, кальцием, а в цементирующей массе концентрируется калий. В шаровых лавах отмечается повышенное содержание фтора.

Вулканиты II группы описываются различными исследователями под названием игнимбритов, игниспумитов, туфолав, спекшихся туфов, автомагматических брекчий, рвущих туфов, порфировых интрузий и др. В ряде работ общность петрографических особенностей всех этих образований связывается со спецификой флюидного режима и породы объединяются в одну группу под названием флюидпорфиров, или флюидпорфировых липаритов и дацитов.

В геосинклинальный этап развития породы этого комплекса образуют небольшие тела интрузивного залегания или экструзии, распространяющиеся вдоль разломов. В орогенные и позднеорогенные этапы громадные массы этих пород участвуют в строении вулканических поясов, совпадающих с положением зон крупных глубинных разломов, часто слагая вулкано-тектонические депрессии.

В противоположность вулканитам I группы различия в условиях формирования тел не отражаются на особенностях их внутреннего строения. Так, образования субвулканической, жерловой и собственно эффузивной фаций вулканитов этой группы не могут быть разделены по внешнему облику пород.

Породы состоят из фенокристаллов оскольчатой формы и стекловатой основной массы флюидального или пепловидного характера или пламеневидных обособлений стекла (фьямме). Обычными являются также и гомеогенные сростки минералов, напоминающие участки полнокристаллических пород. Вкрапленники наиболее кислых разностей представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, средним плагиоклазом (№ 40—45), биотитом, реже пироксеном и магнетитом. В породах с наиболее низким содержанием SiO_2 вкрапленники кварца и калиевого полевого шпата отсутствуют. Ранние выделения магнетита и биотита в ассоциации с плагиоклазом № 54 свидетельствуют об относительно высоком содержании летучих компонентов в расплаве уже в начальные этапы кристаллизации и о высоком потенциале кислорода.

В числе акцессорных минералов наряду с апатитом и цирконом отмечаются флюорит и гранат. Количество фенокристаллов в образованиях флюидпорфировых комплексов может быть различно, однако, в отличие от вулканитов группы I, часто бывает очень велико, достигая 50% всей массы пород. Характерен облик фенокристаллов — обычно они имеют форму осколков, нередко видны следы растягивания, растаскивания, раздробления фенокристаллов. Изучение взаимоотношений вкрапленников позволяет установить многоэтапное их выделение. Так, О. В. Парфеновой для автомагматических брекчий Топар-

ского массива были установлены следующие этапы выделения вкрапленников: I — анортит № 85; II — плагиоклаз № 54, ромбический пироксен с железистостью $f=30$, клинопироксен $f=22$, биотит $f=33$, магнетит; III—плагиоклаз № 48, ромбический пироксен $f=36$, клинопироксен, биотит, магнетит; IV — плагиоклаз № 42, клинопироксен $f=26$, биотит $f=36$, магнетит; V — плагиоклаз № 16.

В отличие от вулканитов I группы в рассматриваемых породах основная масса стекловатая и лишенная микролитов или сферолитов. Текстуры основной массы флюидальные или пепловидные с постепенными взаимными переходами. Морфологически пепловидные текстуры отличаются от пепловых структур туфов ориентированным расположением рогульковидных частиц, совпадающих с направлением флюидальности. А. Стейнер (1963) впервые установил присутствие в основной массе игнимбритов двух стекол, отличающихся по показателям преломления (1,494 и 1,518), и высказал предположение о ликвационной природе пепловидных текстур.

Скопление летучих в отдельных участках стекол приводит к образованию в стекловатой массе грубозернистых кварц-полевошпатовых линз со следами первичного присутствия в них тридимита. Линзы ориентируются по флюидальности, образуя раздувы в местах ее сгибов. Неравномерное распределение летучих в игнимбритах хорошо увязывается с данными экспериментов, которые показывают, что ликвация легко возникает в силикатных расплавах, содержащих фтор. Существуют различия в соотношении петрогенных элементов в двух стеклах, в результате чего в палеотипных разностях пород по каждой из стекловатых фаз развиваются различные по составу тонкозернистые кварц-полевошпатовые агрегаты. Это хорошо выявляется при прокрашивании шлифов кобальтнитратом калия, при котором одна из первичностекловатых фаз прокрашивается более интенсивно, что свидетельствует о повышенном содержании в ней калия.

Вулканиты рассматриваемой группы слагают в поздние этапы развития подвижных зон громадные площади, обычно являясь членами вулкано-плутонических ассоциаций. Несмотря на общий обломочный характер пород, образования этого типа сохраняют однородность структурных и текстурных признаков на больших площадях. Не устанавливается изменение размера обломков пород, минералов и стекла (фьямме) по направлению к выводным каналам, полностью отсутствуют остроугольные обломки родственных пород, а также и бомбы, столь типичные для пирокластических образований. В вертикальном направлении иногда удается установить неоднородность в строении тел. Часто в верхних и нижних частях тел текстура пород пепловидная, в то время как центральные их части сложены наиболее флюидальными разностями. В телах жерловой и субвулканической фаций устанавливается повторение линиями флюидальности и ориентировки пепловидных частичек неровностей интрузивных контактов.

Обычными формами магматических тел являются силлы значительной протяженности (сотни метров) при малой мощности (первые метры, иногда сантиметры). Они залегают согласно с вмещающими отложениями и нередко ошибочно принимаются за прослои кристаллотуфов, туффитов или туфогенных песчаников. Однако детальное изучение подобных тел позволяет обнаружить тончайшие инъекции вулканического материала в кровлю и подошву тел. Иногда вмещающие породы тонко пронизаны апофизами вулканитов, так что непосредственная линия контакта становится нечеткой. Выклинивание рассматриваемых тел часто сопровождается их тончайшим расщеплением.

Как отмечалось, вулканогенные образования группы I по времени образования и по условиям залегания четко обособлены от соответствующих им (комагматичных) кислых интрузивных пород (разобщенные вулканическая и плутоническая фации). Вулканические породы серии II, наоборот, отличаются тесной пространственной и временной связью с интрузивными образованиями. Вулканиты идентичны плутоническим породам по составу минералов и минеральным ассоциациям каждого из этапов кристаллизации пород, отличаясь от них лишь структурами основной массы — стекловатыми в вулканитах и полнокристаллическими в гранитоидах. Именно к серии пород II наиболее полно приложим распространенный в литературе (после работ Е. К. Устиева) термин «вулкано-плутоническая формация, или ассоциация».

Остановимся на термине «игнимбрит», введенном в литературу П. Маршаллом в 1935 г. Буквальный смысл этого термина (ignis — огненный, imber — ливень), подчеркивающий пирокластическую природу пород, в настоящее время, по-видимому, можно считать утраченным. Игнимбриты не являются пирокластическими породами. Об этом свидетельствует нахождение интрузивных форм их залегания, отсутствие сортировки обломков по гранулометрическому составу и распыления обломков вкрапленников, неизбежного при взрыве, и многие другие признаки. Термин «игнимбрит» широко распространен в литературе, что оправдывает его дальнейшее употребление.

Кислый магматизм проявляется различно и в разных масштабах в зависимости от геоструктурной обстановки и состава ассоциирующих с ним базальтов, что может рассматриваться в качестве признака их генетического сродства. В ассоциации с бедными калием толеитовыми базальтами океанических областей, внешних («океанических») островных дуг, относящихся к этапам раннегеосинклинального развития, кислый вулканизм проявляется незначительно и может быть связан с отщеплением от базальтовых магм кислых флюидно-силикатных расплавов при обогащении их летучими компонентами кислотного ряда (HCl, HF, HNO_3, H_2S, H_2SO_3 и др.). На возможности подобного кислотного отщепления от базальтовых расплавов указывает установление при электронно-микроскопическом изучении неоднородностей состава базальтовых стекол, в которых местами содержание SiO_2 достигает 65—71%. С возрастанием во флюидах содержания кислотных компонентов могут усиливаться процессы экстракции флюидами железомагнезиальных компонентов и кальция, способствующих формированию кератофировых и плагиодацитовых расплавов. Появление кислого вулканизма всегда сопряжено с усилением в ходе магматической эволюции интенсивности флюидной деятельности кислотного профиля. В наиболее «океанических» цепях островных дуг (Идзу-Бонинская, Марианская, Тонга-Камадек и др.) с мощными излияниями толеитовых базальтов ассоциируются пемзы дацитов и липаритов крайне железистого состава, отвечающие заключительным магматическим циклам в развитии щитовых вулканов. Такой характер имеют проявления кислых вулканических пород в ложе океанов, также представленных крайне железистыми разностями ($MgO = 0{,}1—0{,}4\%$, $FeO + Fe_2O_3 = 2{,}2—12{,}0\%$). Близкие по составу кислые породы железистого состава (гранофиры) возникают при дифференциации толеит-базальтовых магм, кристаллизующихся в платформенных условиях (стратифицированные магматические комплексы). Аналогичные образования отмечаются в базальтах Луны (Gancarz, 1971). Эти железистые кислые магмы, генетически связанные с толеит-базальтовым магматизмом,

распространены независимо от типа земной коры. В сопоставление на рис. 107 этот тип кислых пород не включен.

На более развитых островных дугах (Алеутская, Курильская, Рюкю, Зондская, Новые Гебриды, Новая Британия, Соломоновы о-ва и др.) кислый магматизм связывается с развитием андезитового вулканизма, относясь обычно к заключительным фазам вулканических циклов. Центры кислого магматизма представлены небольшими взрывными кальдерами (2—4 км в диаметре), возникающими на андезитовых вулканах в заключительную фазу их развития, и экструзивными куполами. Внедрение кислой магмы характеризуется фреатическими взрывами и выбросами пирокластики, завершаясь ростом экструзивных куполов. Примерами могут служить четвертичные и современные андезитовые вулканы Камчатки (Шевелуч, Безымянный, Двор, Авачинская Сопка и др.), Курильских островов (Тао-Русыр, Харимкотан и др.).

Формирование вулканитов происходит в наземных и реже подводных условиях (серия I-А, рис. 107). Развитие этого типа вулканизма ограничивается условиями земной коры, в которой выделяется «гранитный» слой.

Эволюции вулканизма (базальты — андезиты — дациты — липариты) способствует развитие в глубинных очагах магматического замещения, при котором происходит селективное усвоение компонентов земной коры, способствующих достижению магмами предельных (эвтектических) составов (андезитового, дацитового, липаритового). Наконец, магматизм позднего этапа (II, рис. 107) характеризуется широким развитием наземных кислых (липаритовых) лав, приуроченных к областям с хорошо развитой корой континентального типа, с мощным гранитным слоем, которые испытывают устойчивые восходящие движения. Центры кислого магматизма этого типа накладываются на вулканы предшествующих этапов и более древние дислоцированные комплексы. При этом образуются крупные вулкано-тектонические линейные структуры типа грабенов (Токачи в Японии, Тауно-Ротаруа в Новой Зеландии, Тоба на Суматре и др.) и кольцевых депрессий (структуры Узона, Б. Семячека и Хангара на Камчатке; Акан, Ата, Аso, Эйра в Японии). В этой серии кислый магматизм получает особенно широкое развитие благодаря экстенсивным процессам магматического замещения земной коры, охватывающего не только гранитный, но и базальтовый слои. При этом нередко утрачиваются связи с вулканизмом более основного состава.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ БЕЗ ФЕЛЬДШПАТОИДОВ (РЯД Б)

Характеристика среднего химического состава щелочных пород (ряды Б, В, Г) с различным содержанием кремнезема приводится в табл. 15 (обозначены цифрой II). По этим данным составлен корреляционный график (рис. 108), которым подчеркивается специфичность химизма этой группы пород, их принципиальное отличие от пород щелочноземельного ряда. Оно прослеживается также в геологических условиях их развития. Щелочноземельные магматические породы тесно связаны с начальными и зрелыми стадиями развития эвгеосинклиналей и других подвижных зон, тогда как щелочной магматизм проявляется в разнообразных структурах земной коры в условиях далеко зашедшей стабилизации. Щелочным магматизмом по существу завер-

шается развитие того или иного магматического цикла. Поэтому при геологических исследованиях особенно важно установление эволюционных тенденций магматизма в сторону щелочных серий. Рассмотрим подробнее границу раздела щелочноземельного (А) и щелочного (Б) рядов, которой, как видно из рис. 95, в первую очередь определяются взаимоотношения дунитов и меймечитов (кимберлитов), пикритов и щелочных пикритов, базальтов и щелочных базальтов, андезитобазальтов и трахиандезитобазальтов, диоритов (андезитов) и сиенитов (трахитов), гранодиоритов (дацитов) и кварцевых сиенитов (кварцевых трахитов), гранитов (липаритов) и щелочных гранитов (пантеллеритов).

В части ультраосновных пород это различие четко выражено на треугольной диаграмме (рис. 109) $SiO_2 - \Sigma$ щелочей $- \Sigma Fe^{+2} + Fe^{+3}$, *на которой нанесены точки средних составов ультраосновных пород.* С увеличением щелочности пород происходит увеличение в них содержания окислов железа. На диаграммах рис. 110, 111 видно, что с увеличением щелочности пород происходит также рост содержания в них титана и отношения Fe/Mg, т. е. общей железистости пород. Ультраосновные породы щелочного ряда характеризуются большими колебаниями химического состава, и существенную роль в них приобретают щелочные элементы — натрий и калий.

В породах щелочноземельного ряда главными минералами являются оливин, ромбический пироксен; в породах повышенной щелочности развиты оливин, ромбический пироксен, моноклинный пироксен, слюды (биотит, флогопит). Щелочные ультраосновные породы сложены кроме оливина и пироксенов слюдами, нефелином, лейцитом и рядом других минералов.

Ультраосновные породы рассматриваемой группы отличаются от пород щелочноземельного ряда повышенным содержанием щелочных элементов (рис. 109), железа и титана. Эти петрохимические особенности пород сказываются на их минеральном составе появлением таких минералов, как роговая обманка, биотит, флогопит, авгит и титанавгит, титанистые минералы, которые развиваются совместно с характерными для ультрабазитов оливином и пироксенами. Полнокристаллические породы в зависимости от минерального состава подразделяются на роговообманковые перидотиты, роговообманково-слюдяные, слюдяные перидотиты или пироксениты. Породы, сложенные оливином, авгитом и роговой обманкой, называются шрисгеймитами, а разности, содержащие оливин, ромбический пироксен, авгит и роговую обманку,—кортландитами. Содержание роговой обманки и биотита в рассматриваемых породах не постоянно. Но если содержание биотита обычно велико, то роговая обманка может полностью вытеснять остальные минералы, образуя мономинеральную роговообманковую породу — горнблендит. По содержанию кремнезема (более 45%) горнблендиты относятся к породам средней кремнекислотности.

Породы эффузивные и жильные в этой группе представлены меймечитами, кимберлитами и пикритами. Последние, правда, часто имеют полнокристаллическое сложение. В этой группе пород наряду с оливином и клинопироксенами часто встречаются в небольших количествах биотит, гранат, реже плагиоклаз. Изредка отмечается неизмененное стекло ультраосновного состава. Меймечиты являются эффузивными или гипабиссальными разностями ультрабазитов.

Связь между минеральным составом и химизмом ультраосновных пород повышенной щелочности отражена на парагенетической диаграмме рис. 112. Из диаграммы видно, что большая часть пород уль-

траосновного состава попадает в поле оливин — пироксены со смещением их в пироксеновую сторону при увеличении содержания клино-

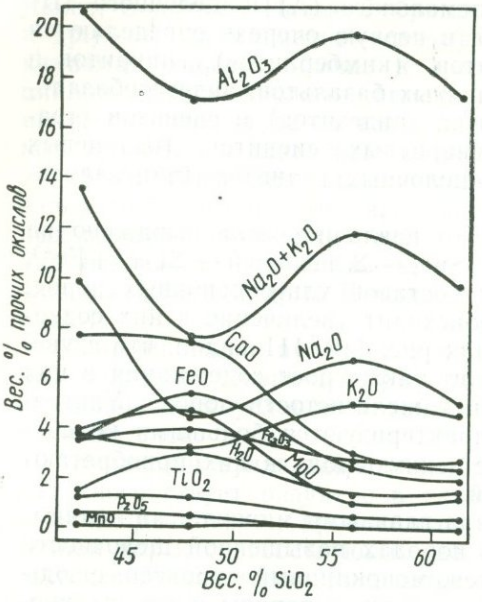


Рис. 108. Корреляция содержания SiO_2 и других окислов в изверженных горных породах (по средним составам). Щелочные породы (ряды Б, В, Г)

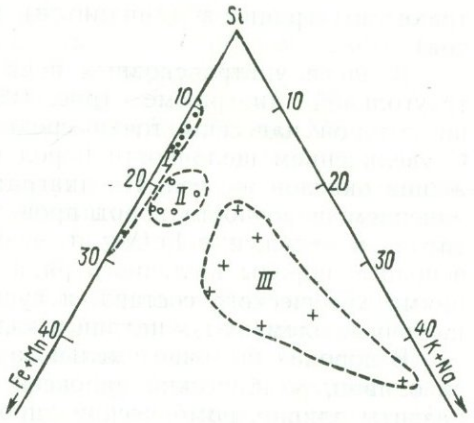


Рис. 109. Соотношение щелочности и железистости ультраосновных пород на диаграмме Si—Fe+Mn—K+Na (в атомных количествах):
I — ультраосновные породы щелочноземельного ряда, II — ультраосновные породы повышенной щелочности, III — щелочные ультраосновные породы

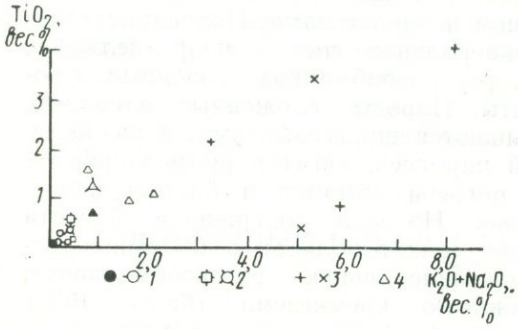


Рис. 110. Изменение содержания TiO_2 в породах ультраосновного состава в связи с содержанием щелочей:
1 — перидотиты и дуниты; *2* — пироксениты; *3* — ультраосновные породы щелочного ряда; *4* — ультраосновные породы повышенной щелочности

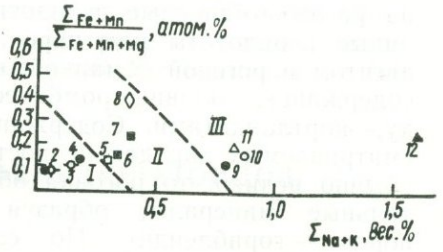


Рис. 111. Изменение железистости ультраосновных пород в зависимости от содержания щелочей:
1 — дунит, *2* — гарцбургит, *3* — лерцолит, *4* — верлит, оливинит, *5* — бронзитит, *6* — вебстерит, *7* — диаллагит, *8* — косьвит, *9* — кимберлит, *10* — меймечит, *11* — шрисгеймит, *12* — пикрит; I — дуниты, перидотиты, II — пироксениты, III — ультраосновные породы повышенной щелочности

пироксена или роговой обманки. Точка горнблендита попадает в поле пироксенов с кварцем, что свидетельствует об их средней кремнекис-

лотности. Можно отметить, что увеличение кремнекислотности пород сопровождается увеличением их железистости от 0,12 у кимберлитов до 0,30 у горнблендитов.

Главными минералами ультраосновных пород повышенной щелочности являются оливин, пироксены, роговая обманка, биотит. Второстепенные минералы представлены плагиоклазом, гранатом и рядом других минералов. Акцессорные минералы очень разнообразны. Кроме обычных титаномагнетита и хромшпинелида развиты, особенно в кимберлитах и меймечитах, апатит, пикотит, перовскит, пирохлор, монацит, циркон и многие другие минералы, содержащие редкоземельные элементы.

Оливин — один из наиболее распространенных минералов. В полнокристаллических породах — роговообманковых и био-

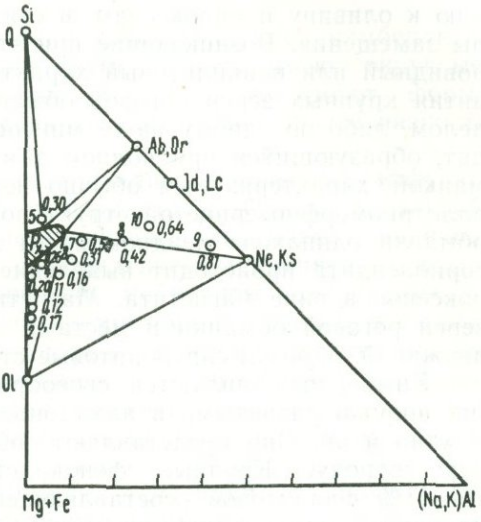


Рис. 112. Парагенетическая диаграмма пород ультраосновного состава повышенной щелочности и щелочных пород

титовых перидотитах — оливины по характеру развития и составу близки к таковым обычных перидотитов. В меймечитах и большинстве кимберлитов оливин встречается в виде вкрапленников и имеет обычную железистость — 9—11% фаялитовой составляющей. В некоторых типах кимберлитов оливин содержит до 18% фаялита. Приблизительно такой же состав имеет оливин из пикритов, где он также развивается в виде вкрапленников.

Ромбический пироксен, представленный бронзитом, встречается главным образом в полнокристаллических породах; его форма и состав близки к таковым обычных перидотитов. То же можно сказать и о клинопироксене, но в рассматриваемых породах он чаще представлен авгитом и титан-авгитом, т. е. разностями, содержащими повышенные концентрации щелочей и титана. В отличие от ортопироксена *моноклинный пироксен часто встречается во вкрапленниках и основной* массе меймечитов и пикритов, где он характеризуется более высокой железистостью, чем обычные клинопироксены гипербазитов.

Роговая обманка является главным минералом в кортландитах, шрисгеймитах и горнблендитах. Она обычно образует крупные зерна, превышающие размеры других минералов в породе. Ее состав зависит от особенностей генезиса и может изменяться от паргасита (магнезиальной ее разновидности) до обыкновенной роговой обманки, содержащей до 2% TiO_2 и имеющей высокую железистость (до 0,5). Слюды обнаруживаются в ультрабазитах повышенной щелочности довольно часто. В слюдяных перидотитах развит биотит, тогда как в кимберлитах и меймечитах обычен флогопит.

Вторичные изменения выражаются в первую очередь в серпентинизации оливина, хлоритизации пироксена, роговой обманки и биотита.

Основная масса пород эффузивного облика обычно изменена полностью. Она замещается серпентином и хлоритом, а в кимберлитах этот процесс сопровождается интенсивной карбонатизацией породы.

Роговообманковые и биотитовые перидотиты представляют собой перидотиты, рассмотренные в предыдущей главе, в которых кроме обычных породообразующих минералов развивается роговая обманка или биотит. Оба этих минерала являются более поздними по отношению к оливину и пироксенам, в связи с чем широко развиты структуры замещения. Возникающие при этом структуры часто имеют порфировидный или пойкилитовый характер за счет метасоматического развития крупных зерен роговой обманки и биотита либо по породе в целом, либо по одному из ее минералов, обычно пироксену. Горнблендит, образующийся при полном замещении ультрабазитов роговой обманкой, характеризуется обычно неравномернозернистым строением и аллотриоморфнозернистой структурой, поскольку все зерна роговой обманки одинаково неидиоморфны друг к другу. При образовании горнблендита происходит выделение части железа из оливинов и пироксенов в виде магнетита. Магнетит обычно развит в промежутках зерен роговой обманки и местами может достигать значительных содержаний, образуя сидеронитовые структуры.

Кимберлиты являются своеобразными ультраосновными породами, широко развитыми в алмазоносных провинциях Южной Африки, Якутии и др. Они представляют собой порфировую или порфировидную породу. Крупные фенокристаллы магнезиального оливина (9—11% фаялитовой составляющей), более мелкие вкрапленники ильменита, реже флогопита, заключены в основную массу, состоящую из серпентина, кальцита, пироксена, граната (пиропа). Первичные минералы в основной массе сохраняются редко и представлены оливином, реже монтичеллитом. Акцессорные минералы представлены апатитом, пикотитом, магнетитом, хромшпинелидами, цирконом, перовскитом и рядом других редких минералов. Часто развиты кимберлитовые брекчии, образование которых связывается с взрывными явлениями насыщенной летучими компонентами кимберлитовой магмы. Кимберлитовые брекчии содержат включения пироксеновых перидотитов, эклогитов с алмазом или гранатами, а также вмещающих кимберлиты пород, представленных часто известняками и доломитами. Эти включения сцементированы серпентин-карбонатным материалом.

Меймечиты являются жильными или излившимися плохо раскристаллизованными породами, состоящими из крупных вкрапленников серпентинизированного оливина (8—11% фаялитовой составляющей), реже вкрапленников моноклинного пироксена, которые заключены в стекловатую массу, также частично серпентинизированную. В основной массе развиты микролиты титан-авгита — типичного минерала пород, содержащих повышенные количества щелочей.

Пикриты отличаются от кимберлитов и меймечитов наличием плагиоклаза основного состава, роговой обманки и биотита. Они состоят из крупных зерен авгита или титан-авгита, хромдиопсида и довольно железистого оливина (12—20% фаялитовой составляющей), слагающих до 60% объема породы, и основной массы более кремнекислого состава, включающей плагиоклаз, рудные минералы, апатит.

Ультраосновные породы повышенной щелочности, как правило, развиваются в пределах платформ и стабилизированных участков геосинклиналей. Роговообманковые и биотитовые перидотиты встречаются в ассоциации с породами базитового состава, сходными с ассоциирующими породами ультрабазитов щелочноземельного ряда.

Существенно отличаются по формам залегания от этих пород меймечиты, пикриты и кимберлиты. Меймечиты и пикриты часто находятся в ассоциации между собой, но могут встречаться и разрозненно. Меймечиты слагают покровы и потоки иногда большой мощности, а также дайки, являющиеся подводящими каналами этих покровов. Пикриты развиты в виде дайковых серий. Излившиеся разности этих пород приурочены к областям развития щелочно-базальтового магматизма.

Своеобразными формами залегания характеризуются кимберлиты, образующие трубки взрыва. В плане трубки взрыва имеют округлые, овальные, эллипсоидальные очертания; в разрезе они имеют форму воронки, резко расширяющейся в верхней части. Излившиеся разности кимберлитов неизвестны.

Меймечиты первоначально рассматривались в качестве эффузивных или жильных аналогов дунитов и перидотитов. Однако в дальнейшем выявились их особенности, специфические для пород щелочного ряда, что хорошо согласуется с вхождением меймечитов в комплексы щелочных пород. Петрохимически меймечиты отличаются от дунитов по соотношению содержаний кремнезема и щелочей, что определяет положение пород в щелочном ряду Б, и повышенным содержанием титана (1,26% TiO_2). Типичные дуниты и перидотиты бедны титаном (0,1—0,2% TiO_2). В состав меймечитов входит титанистый авгит — типичный минерал щелочных серий. Сходны с меймечитами по среднему химическому составу (Соловьев, 1970) кимберлитовые породы. В последние годы проявляются тенденции расчленить эту группу пород, выделив из нее собственно кимберлиты — породы магнезиальные (с железистостью оливина ниже 10%) и бедные щелочами, содержащие пироп в качестве акцессорного минерала. Это целесообразно также с практической точки зрения, так как более четко определяет кимберлиты как производные магм особо глубинного происхождения, с которыми связаны месторождения алмазов. Алмазоносные эклогиты (тип I, по Соловьеву, 1970) характеризуются низкими кремнекислотностью (28,6% SiO_2) и щелочностью (0,47% K_2O; 0,34% Na_2O) при высокой магнезиальности и относительно пониженном содержании алюминия, титана. Для них характерно также довольно высокое содержание хрома (0,15% Cr_2O_3).

Перспективы алмазоносности кимберлитов сокращаются с повышением в них содержания алюминия, щелочных металлов, титана и общей железистости, и кимберлиты Сибирской платформы со средним содержанием $TiO_2=3{,}13\%$; $Al_2O_3=5{,}01$; $FeO+Fe_2O_3=11{,}0$; $MgO=18{,}76$; $CaO=14{,}6$; $Na_2O=0{,}31$; $K_2O=0{,}76$; $Cr_2O_3=0{,}07\%$ (III тип) практически не алмазоносны. Пироксен в составе кимберлитов играет подчиненную роль и никогда не встречается в составе ранних выделений. Это один из признаков отличия кимберлитов от сходных с ними («кимберлитоподобных») пород, которые, по предложению Ф. В. Каминского (1969), целесообразно выделить под особым названием *ингилитов*. Пироп в ингилитах отсутствует и постоянно содержится пироксен (во вкрапленниках и в основной массе), оливин имеет железистость 12—18%, обычны акцессорные минералы — луешит, пирохлор, бадделеит, монацит, гатчеттолит, колумбит, которые в типичных кимберлитах не встречаются (это акцессории щелочных пород). По сравнению с кимберлитами ингилиты в среднем содержат вдвое меньше магния, больше железа, титана, алюминия, щелочей, в их составе практически отсутствует хром. По соотношению кремнезема и щелочей ингилиты и кимберлиты разграничиваются нечетко со значительным

перекрытием составов, главным образом за счет магнезиальных кимберлитов, обогащенных флогопитом, в которых содержание K_2O достигает 2—3%. Ингилиты нередко рассматриваются как пикритовые порфириты (Сарсадских и Благулькина, 1969) или как породы, промежуточные между кимберлитами и пикритами. В связи с этим необходимо остановиться на некоторых особенностях ингилитов, чтобы конкретизировать петрохимические сопоставления.

Ингилиты, как и кимберлиты, — породы калиевого ряда (например, ингилийский комплекс, по Ф. В. Каминскому: $K_2O = 1{,}04\%$, $Na_2O = 0{,}45\%$), тогда как в составе типичных пикритов натрий преобладает над калием (средний состав, по Дэли: $K_2O = 0{,}39\%$, $Na_2O = 1{,}20\%$; пикриты Меймеча-Котуйского района: $K_2O = 0{,}73$, $Na_2O = 1{,}25\%$). Очевидно, в данном случае оправдано сопоставление кимберлитов и ингилитов не с пикритами вообще, а с какими-то особыми калиевыми их фациями. Как показывается в работах ряда исследователей, натровая серия пород представлена повсеместно в области развития траппового магматизма Сибирской платформы, тогда как калиевые основные и ультраосновные породы проявлены более локально, связываясь с особыми геотектоническими условиями (в пределах Норильского, Ангаро-Вилюйского и других районов). Сульфидные месторождения никеля в Норильском районе связаны именно с интрузиями калиевого ряда, отвечающими по составу разностям, переходным от базальтов к ультраосновным породам повышенной общей щелочности, т. е. к пикритам, но особой калиевой фации. Эту петрохимическую особенность интрузий (Талнахской, Норильск-I и Норильск-II) важно подчеркнуть, так как ею обусловлены специфические черты и связанных с ними медно-никелевых сульфидных руд, в которых обнаруживаются калийсодержащие сульфиды — джерфишерит, рисмувит и др. Пикриты вообще относятся к разряду никеленосных пород, но калиевые их фации представляются наиболее перспективными на никелевое оруденение.

Ингилиты можно рассматривать в качестве пород, промежуточных между кимберлитами и калиевыми пикритами. Эта серия пород отвечает магмам особо глубинного происхождения, что подчеркивается нахождением в связи с ними таких своеобразных и редких минералов, как карбиды металлов (Маракушев, Генкин, 1972). Судя по минералогическим признакам, в ряду пород кимберлиты — ингилиты — калиевые пикриты последовательно понижается глубинность выплавления соответствующих магм, причем для кимберлитов она достигает области стабильности алмаза. Все эти породы, исключая кимберлиты, имеют по соотношению кремнезема и щелочей эквиваленты в натровом ряду пород (с высоким отношением $Na_2O : K_2O$): ингилиты — якупирангиты, калиевые пикриты — натровые пикриты, лейцититы, шонкиниты, фергуситы — нефелиниты, ийолиты, миссуриты — базаниты, тешениты и тефриты и т. д. Калиевая и натриевая серии горных пород различаются не только по соотношению щелочных металлов, но и по железистости: породы с высоким отношением $K_2O : Na_2O$ имеют относительно более магнезиальный состав, что особенно подчеркивалось В. С. Соболевым.

Согласно схеме на рис. 95 пикриты расчленяются на две группы— щелочноземельных и щелочных пород, причем среди последних обособляются два ряда (пикриты натрового характера и пикриты, в составе которых преобладает калий над натрием). Они принципиально различаются также по петрографическим ассоциациям. Расчленение пикритов на петрохимические группы, которые отражали бы также геологические условия нахождения и ассоциации с другими породами, имеет важное значение.

Специфические особенности пикритов, находящихся в ассоциации с толеитовыми долеритами или развивающихся в комплексах с щелочными долеритами (тешенитами), рассмотрены Х. Древером и Р. Джонстоном. Дунит (пикрит)-толеитовые серии горных пород щелочноземельного ряда являются контрастными: ультраосновные их члены довольно четко обособлены по составу от толеитовых базальтов (промежуточные разности обычно отсутствуют). Этим они отличаются от щелочных серий, в которых ультраосновные и базальтовые породы обычно связываются промежуточными разновидностями и образуются непрерывные ряды пород. Щелочные базальты в среднем беднее кремнеземом по сравнению с толеитовыми базальтами. С повышением содержания оливина их состав приближается к пикритам: щелочные базальты — пикритовые щелочные базальты — пикриты. Пикритовые разности базальтов (богатые оливином и бедные плагиоклазом) очень широко распространены на океанических островах и раньше считались типичными породами океанического ложа («океаниты»). Однако подводные срединноокеанические хребты сложены в основном более кремнекислыми и бедными щелочами породами — толеитовыми базальтами, которые обнаруживаются также в основании цепей океанических островов типа Гавайских.

Граница между щелочными и толеитовыми базальтами имеет в петрохимических систематиках важное классификационное значение. Она довольно четко определяется по соотношению в породах $SiO_2 : (K_2O + Na_2O)$. *В некоторых петрографических работах она называется* «толеитовой линией». При пересчете химических анализов пород на нормативный состав в толеитовых базальтах выделяется нормативный кварц, а в щелочных базальтах — нормативный нефелин, хотя в реальных составах эти минералы отсутствуют. Для щелочных базальтов характерен также оливин. Минералогически толеитовые и *щелочные базальты различаются по составу клинопироксена.* В пироксены щелочных базальтов входит некоторое количество жадеита (в меньшей мере эгирина и титанистого компонента). Эта тенденция изменения состава пироксена усиливается при дальнейшем повышении щелочности с переходом к фельдшпатоидным разностям базальтов: в составе пироксена уменьшается содержание Mg и увеличивается содержание Al, Ti, Na, Ca, возрастает степень окисления железа.

Толеитовые базальты обычно содержат во вкрапленниках плагиоклаз и пироксены (редко оливин). Они близки по составу к пироксен-плагиоклазовой котектике, кристаллизация которой происходит при температуре 1100—1200°. Подобные породы околоэвтектического состава в некоторых петрографических работах (Д. С. Штейнберг и др.) называются предельными (близкими к наиболее низкотемпературному пределу кристаллизации при данном флюидном режиме). Щелочные базальты в этом отношении отличаются от толеитовых базальтов, отвечая магмам более основного и меланократового состава по сравнению с пироксен (оливин)-плагиоклазовой эвтектикой. Они связаны постепенными переходами с пикритами (II-Б). Фенокристаллы в них представлены оливином и пироксенами (плагиоклаз во вкрапленниках обычно отсутствует). Для щелочных базальтов характерны включения (нодули) ультраосновных пород мантийного происхождения (шпинелевых лерцолитов, гранатовых перидотитов, пироповых эклогитов). В ассоциацию со щелочными базальтами входят трахиандезиты и трахиты, *а также переходные разности типа трахиандезитобазальтов.* Палеотипные аналоги представлены соответствующими разностями порфиритов и бескварцевых порфиров (ортофиров).

Трахиты характеризуются макроскопически афанитовой массой, существенно состоящей из щелочного полевого шпата или изредка из имеющего такой же состав стекла. К щелочному полевому шпату примешивается в небольшом количестве плагиоклаз.

Щелочной полевой шпат в трахитах — санидин; в ортофирах или трахитовых порфирах — большей частью ортоклаз, микропертит, микроклин-микропертит; плагиоклаз в трахитах и ортофирах — чаще всего андезин или даже лабрадор, а также олигоклаз и очень редко в некоторых пироксеновых разновидностях встречается также битовнит. Присутствие сравнительно основного плагиоклаза иногда указывает на отклонение породы по составу в сторону трахиандезитов.

Из цветных минералов чаще всего встречаются биотит, роговая обманка и пироксены. Обычными акцессорными минералами являются апатит, магнетит; случайными, в виде выделений в некоторых очень редких трахитах и ортофирах, — оливин, кордиерит и гранат.

Формы залегания трахитов и трахитовых порфиров такие же, как и горных пород кислой группы, а именно липаритов. Залегание в виде куполов особенно типично. Оно связано с высокой вязкостью трахитовой магмы.

Из геологических ассоциаций горных пород, включающих трахиты, прежде всего надо указать на ассоциацию трахитов и базальтов на островах Тихого и Индийского океанов, а также на нахождение трахитов с базальтами и фонолитами на островах Атлантического океана.

Трахиты, встречающиеся в ассоциации с базальтами, слагают небольшие массы, купола и побочные экструзии, сопровождающие более обширные излияния базальтов.

Сиениты — глубинные аналоги трахитов. Это равномернозернистые или порфировидные породы, в которых главной составной частью является щелочной полевой шпат (преобладает ортоклаз, содержится олигоклаз, андезин), а цветные минералы имеют подчиненное значение (около 15%). Кварц отсутствует или содержится в незначительном количестве (в кварцевых сиенитах). По составу цветных минералов различаются роговообманковые, авгитовые, биотитовые сиениты.

Сиениты образуют самостоятельные интрузивные тела либо находятся в комплексах с гранитами или габбро. Нередко представляют краевые фации соответствующих гранитов. Так, слюдяные сиениты встречаются как фация биотитовых гранитов, роговообманковые — в виде фаций роговообманково-биотитовых гранитов, пироксеновые — как фации массивов биотитовых гранитов и роговообманковых гранитов и сиенитов.

К группе сиенитовых горных пород относятся *монцониты*. По минеральному составу они близки к известково-щелочным сиенитам. Главными отличительными признаками монцонита является содержание известковистого довольно основного плагиоклаза, большей частью лабрадора, реже битовнита или андезина, в таком же (или даже несколько большем) относительном количестве, как калиевый полевой шпат, содержание идиоморфного авгита, который сопровождается иногда биотитом, зеленой роговой обманкой, реже гиперстеном и оливином.

Разновидностью монцонитов можно считать *мангериты*. Их связывают с чарнокитовой серией пород. Цветные минералы — биотит, роговая обманка и пироксен — присутствуют совместно. Микропертит с врастками олигоклаза и самостоятельные зерна олигоклаз-андезина несколько преобладают над микропертитом. Сиениты образуют самостоятельные интрузивные массивы.

Щелочные трахиты и щелочные сиениты (группа VI-Б) характеризуются наличием щелочных темноцветных минералов — арфведсонита, рибекита, эгирина, эгирин-авгита. Плагиоклаз в них или полностью отсутствует или представлен разностями, близкими к альбиту. Щелочной полевой шпат — анортоклаз, или санидин. Щелочные сиениты встречаются большей частью в лакколитах, особенно в связи с другими щелочными породами — нефелиновыми сиенитами, щелочными гранитами, эссекситами.

Трахиты, сиениты (V-Б) и их щелочные разности (VI-Б) нередко входят в комплексы с *кремнекислыми щелочными порода*ми — пантеллеритами, комендитами, щелочными гранитами (VIII-Б), иногда связываясь с ними промежуточным образованием — кварцевыми трахитами и сиенитами (VII-Б).

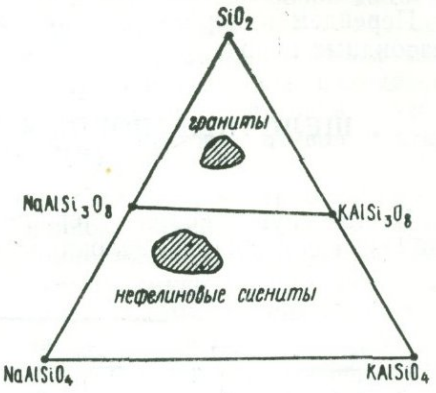


Рис. 113. Схематическая диаграмма системы SiO_2—$KAlSiO_4$—$NaAlSiO_4$, на которой показаны области составов наиболее распространенных щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов (две эвтектические области)

Комендиты состоят из плотной серовато- или желтовато-белой, иногда голубовато-серой основной массы и порфировых выделений щелочного полевого шпата — санидина, микропертита, альбита, кварца, к которым присоединяются эгирин, арфведсонит или рибекит, биотит.

Пантеллериты содержат в основной массе фенокристаллы анортоклаза, диопсида или эгирин-авгита, кроссита и кварца.

В щелочных гранитах полевой шпат большей частью калинатровый (микропертит, микроклин-микропертит, анортоклаз), реже чистый натровый (альбит), еще реже чистый калиевый (ортоклаз и микроклин). Темноцветные минералы: щелочные роговые обманки (рибекит, арфведсонит), щелочные пироксены (эгирин-авгит, эгирин), биотит, иногда содержащий литий; акцессорные минералы: апатит, циркон, иногда встречается диопсид. К щелочным разностям гранитов (группа VIII-Б) относятся некоторые разновидности пород, не содержащих щелочных темноцветных минералов, но богатых калиевым полевым шпатом. В них обычно содержатся очень железистые темноцветные минералы — биотит, роговые обманки, ферропироксены, гортонолит или фаялит. Из подобных гранитов рассмотрим рапакиви. Это существенно калиевые граниты, в которых замечательна структура. Выделения красноватого ортоклаза крупных размеров имеют округлую форму овоидов, обросших оболочкой из олигоклаза. Размеры их достигают нескольких сантиметров. Такие овоиды сцементированы зернистой основной массой из ортоклаза, плагиоклаза, кварца, сильножелезистого биотита и роговой обманки. Кварц всегда в идиоморфных округлых зернах; иногда в пойкилитовых вростках во всех минералах. Как акцессорные минералы обычны апатит, магнетит; распространен флюорит; встречаются ортит, монацит и др. Иногда попадаются сильножелезистые — гортонолит и клинопироксен.

В развитии щелочного магматизма отчетливо проявляются две тенденции, которые реализуются в образовании, с одной стороны, щелочных гранитов и пантеллеритов или комендитов (группа VIII-Б), с другой — нефелиновых сиенитов и фонолитов (группа IV-В). Эти тенденции соответствуют двум эвтектическим областям (котектикам), отвечающим составам наиболее распространенных щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов (рис. 113).

Перейдем к характеристике нефелинсодержащих и других фельдшпатоидных пород.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ С ФЕЛЬДШПАТОИДАМИ (РЯДЫ В И Г)

В этой группе пород содержание SiO_2 обычно не поднимается выше 57%, а содержание щелочных металлов может превышать 16—17%.

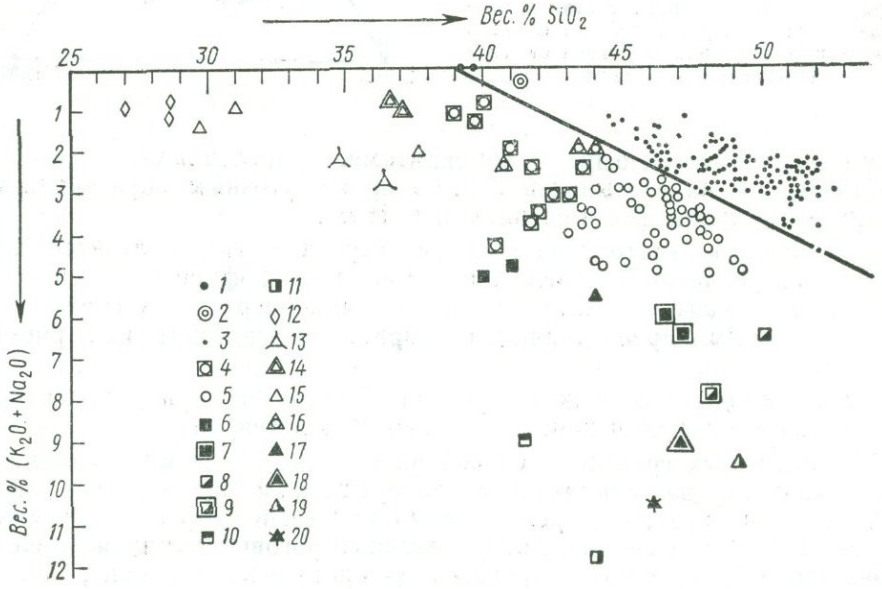


Рис. 114. Петрохимические соотношения основных и ультраосновных пород щелочноземельного (А) и щелочных (Б, В, Г) рядов.

Щелочноземельные породы: *1* — хромитоносные дуниты; *2* — пикриты с хромистой шпинелью и хромдиопсидом; *3* — толеитовые базальты. Щелочные породы натрового типа: *4* — щелочные пикриты (в том числе с вкрапленностью медных и никелевых сульфидов); *5* — щелочные базальты и их разности, переходные к щелочным пикритам; *6* — базаниты; *7* — тешениты и тефриты; *8* — эссекситы; *9* — тералиты; *10* — нефелиниты; *11* — ийолиты. Щелочные породы калиевого типа: *12* — кимберлиты; *13* — флогопитовые кимберлиты; *14* — меймечиты; *15* — ингилиты; *16* — щелочные калиевые пикриты; *17* — миссуриты; *18* — шонкиниты; *19* — фергуситы; *20* — лейцититы

Соотношение состава щелочных пород, образующих ряды фельдшпатоидно-полевошпатовых (В) и фельдшпатоидных (Г) пород, с породами, рассмотренными выше (ряды А и Б), иллюстрируется диаграммой рис. 114. На этой диаграмме все породы (в том числе и рассмотренные выше) классифицируются на два типа — с преобладанием натрия над калием (натровый тип) и с преобладанием калия над натрием

(калиевый тип). Рассмотрение пород начнем с наиболее бедных кремнеземом ультраосновных разностей. Эта группа пород характеризуется *высокими содержаниями щелочных элементов* (Na_2O+K_2O) *при общем* содержании SiO_2, не превышающем 45%. В связи с увеличением щелочности пород отмечается тенденция увеличения их железистости и содержания титана, отмеченная выше. На диаграмме рис. 109 видно, что ультрабазиты щелочного ряда слагают обширное поле, существенно удаленное от стороны треугольника Si—(Fe+Mn). Возрастание содержания щелочных металлов в породах коррелируется с возрастанием глинозема, что приводит к появлению фельдшпатоидных минералов: нефелина, лейцита, мелилита и др. Эти минералы находятся в парагенезисе с оливином и пироксенами, в которых в связи с избытком натрия отмечается повышенное содержание жадеитовой и эгириновой составляющих.

Большое разнообразие минералов, слагающих ультраосновные породы щелочного ряда, приводит к большому количеству их разновидностей. Различаются породы, содержащие лишь небольшую примесь фельдшпатоидов, и породы, сложенные преимущественно фельдшпатоидами с подчиненными оливином и пироксенами. Вообще в рассматриваемой группе пород имеет место закономерное и последовательное изменение минерального состава пород с увеличением содержания щелочей в сторону обеднения оливин-пироксеновыми компонентами и увеличения фельдшпатоидной составляющей. В этом же направлении происходит уменьшение магния в породах, увеличение их железистости, что отражается и в увеличении железистости пироксенов и оливинов, входящих в состав пород. Эта тенденция отчетливо видна на парагенетической диаграмме рис. 112. Все щелочные ультрабазиты попадают в поле пироксен-фельдшпатоидов и лишь отдельные разности попадают в безоливиновый треугольник.

Большое разнообразие щелочных ультрабазитов не позволяет рассмотреть все их разности. Здесь мы остановимся на наиболее распространенных типах (миссуриты и фергуситы, базаниты, нефелиновые и лейцитовые базальты, бекинкиниты, оливиновые тералиты, турьяиты, ийолиты и уртиты и ряд других).

Щелочной разностью пироксенитов и перидотитов, входящих в ассоциацию с другими щелочными породами, являются нефелиновые перидотиты и пироксениты, содержащие до 5% нефелина и высокие концентрации титана, входящего в пироксен (титан-авгит), ильменит и перовскит. Одна из разновидностей таких пироксенитов, содержащая до 40% перовскита, называется африкандитами. Другая разновидность щелочных пироксенитов — якупирангит — сложена титан-авгитом, ильменитом и магнетитом с примесью перовскита, апатита и нефелина.

Из излившихся аналогов щелочных перидотитов и пироксенитов наибольшей известностью пользуются лимбургиты. Это порфировые породы, состоящие из вкрапленников оливина, авгита, зерен ильменита, магнетита и апатита, погруженных в стекловатую основную массу с небольшим количеством микролитов нефелина и плагиоклаза. Авгититы являются эффузивными аналогами щелочных пироксенитов. Это темно-серые, плотные породы, состоящие главным образом из авгита с небольшой примесью нефелина.

Миссуриты представляют собой темно-серую полнокристаллическую породу, состоящую из лейцита и пироксена, представленного титан-авгитом или авгитом с каемками эгирина. Кроме этих минералов могут присутствовать оливин, биотит, нефелин и анальцим. Второстепенные минералы представлены магнетитом или ильменитом. Мис-

сурит является единственной полнокристаллической породой, содержащей лейцит. Этот минерал вообще редко сохраняется в породе, превращаясь в псевдолейцит (псевдоморфозу нефелина и ортоклаза во взаимном прорастании). Миссуриты связаны переходными разностями с фергуситами — более лейкократовой породой, состоящей из псевдолейцита, авгита или эгирин-авгита и небольших примесей оливина, биотита и рудных минералов.

Излившимися аналогами миссуритов являются лейцититы и оливиновые лейцититы. Главные минералы этих пород — лейцит и авгит, иногда с каемкой эгирина. В лейцититах и оливиновых разновидностях во вкрапленниках или в основной массе присутствует оливин, тогда как в лейцититах он отсутствует. Второстепенные минералы представлены баркевикитом, магнетитом, ильменитом; акцессорные — апатитом.

Нефелин-пироксеновые полнокристаллические разности, не содержащие оливина, представлены *ийолитами.* Содержание темноцветных минералов в них достигает 50—60%. Пироксен представлен титан-авгитом, переходящим к периферии в эгирин-авгит. Второстепенные и акцессорные минералы: апатит, титанит, меланит, канкринит, кальцит. Меланократовые разности ийолитов называются *мельтейгитами.* Пироксен, титанит и апатит в ийолитах образуют идиоморфные кристаллы, тогда как нефелин ксеноморфен по отношению к этим минералам, что обусловливает общую гипидиоморфнозернистую структуру породы. Кальцит и канкринит выполняют миаролитовые пустоты между минералами, являясь поздне- и постмагматическими образованиями.

Ийолиты через серию промежуточных разностей связаны с другим типом нефелин-пироксеновых пород — уртитами. Это лейкократовые породы, содержащие около 80% нефелина, 10% эгирина, а также альбит, сфен, апатит и ряд других минералов. Эгирин в породах может замещаться щелочной роговой обманкой или биотитом. В зависимости от цветного минерала породы соответственно называются монмутитами (с роговой обманкой), или конгресситами (с биотитом).

Излившимися ультраосновными аналогами ийолитов являются оливиновые нефелиниты, состоящие из вкрапленников оливина и титан-авгита, погруженных в основную массу, сложенную нефелином, кислым плагиоклазом, пироксеном и стеклом. Структура породы порфировая. Основная масса может иметь флюидальную текстуру.

Базаниты, или оливиновые тефриты, охватывают калиевый и натриевый ряды, подразделяясь на лейцитовые (псевдолейцитовые), нефелин-лейцитовые и нефелиновые разности. Базаниты — это порфировые породы эффузивного облика, состоящие из фельдшпатоидов, пироксена и оливина. В подчиненном количестве присутствуют ортоклаз, основной плагиоклаз, биотит, титанистая роговая обманка, магнетит, ильменит, мелилит, апатит, гаюин, перовскит и титанит. В лейцитовых разностях вкрапленники представлены лейцитом (псевдолейцитом), оливином, пироксеном. В нефелиновых разностях во вкрапленниках развиты оливин, пироксен и редко нефелин. Основная масса пород сложена агрегатом фельдшпатоида, пироксена, плагиоклаза и бурым стеклом. Структура пород порфировая, основная масса имеет флюидальную текстуру. Базаниты связаны постепенными переходами с лейцититами и оливиновыми лейцититами, с одной стороны, и нефелинитами и оливиновыми нефелинитами — с другой. При этих переходах оливин и пироксены постепенно замещаются фельдшпатоидами.

Глубинными аналогами нефелиновых базанитов являются оливиновые меланократовые тералиты (бекинкиниты). Это меланократовые, полнокристаллические породы с гипидиоморфной структурой, состоя-

щие из темноцветных минералов (баркевикита, титан-авгита, оливина, ильменита, магнетита, сфена), слагающих до 85% породы, а также *анортоклаза, лабрадора и нефелина, замещенного анальцимом.*

Особой разновидностью щелочных ультраосновных пород являются мелилитовые породы: глубинные разности — турьяиты и их излившиеся *аналоги — мелилитовые нефелиниты. Турьяиты представляют* собой полнокристаллические породы темно-серого цвета, сложенные нефелином, мелилитом, лепидомеланом и эгирином со значительной примесью магнетита, ильменита, апатита, меланита, перовскита и кальцита. Нефелин может быть замещен гаюином, причем такие разности называются *опаитами.* Существенно пироксеновые разности турьяитов носят название *ункомпаргиты.*

Мелилитовые нефелиниты и мелилитовые базаниты по составу соответствуют турьяитам и их разностям, но характеризуются порфировой структурой с фенокристами оливина и бурого авгита, погруженными в основную массу, состоящую из мелилита, оливина, авгита, нефелина, магнетита, апатита и минералов группы содалита.

Щелочные ультраосновные породы являются характерными образованиями жестких, консолидированных участков земной коры континентального и океанического типов. Поэтому они развиты в пределах платформ или стабилизированных участков геосинклиналей, где образуют крупные трубообразные тела, приуроченные к зонам пересечения тектонических нарушений. Щелочные ультраосновные породы находятся здесь в тесной ассоциации с оливинитами и щелочными породами более высокой кремнекислотности (массивы ультраосновных щелочных пород). Эти массивы в плане характеризуются концентрическим строением с оливинитами в их центральной части, пироксенитовой каймой вокруг оливинитов и щелочными породами по периферии массивов. По-видимому, имеется и вертикальная зональность ультраосновных щелочных массивов, причем щелочные породы приурочены к верхним частям массивов и с глубиной их роль уменьшается.

Эффузивные щелочные ультраосновные породы образуют потоки, покровы, субвулканические залежи также в консолидированных участках земной коры, знаменуя собой заключительные этапы эволюции магматической деятельности. Они часто ассоциируются с щелочными базальтами и рядом других более кремнекислых щелочных излившихся пород. *Эффузивные породы часто сопровождаются дайками близ*кого состава, но с большей степенью раскристаллизации пород, являющихся подводящими каналами эффузий.

Щелочные ультраосновные породы богаты акцессорными минералами, содержащими редкие и радиоактивные элементы (монацит, перовскит, циркон, апатит и др.). В ряде случаев, особенно в массивах щелочных ультраосновных пород, может происходить накопление этих минералов вплоть до промышленной концентрации. В частности, месторождения перовскита. Широкой известностью пользуется месторождение апатитовых и нефелин-апатитовых пород, связанных с ийолитами (Хибины). В щелочных ультраосновных массивах часто развиты карбонатиты, являющиеся результатом кристаллизации специфических карбонатных магм. С этими породами связаны многочисленные месторождения редкоземельных элементов.

Более кремнекислые породы рассматриваемого ряда представлены группами фонолита и нефелинового сиенита (IV-В) и хибинита-ювита (IV-Г).

Фонолиты содержат порфировые выделения щелочного полевого шпата (санидина, натрового санидина, анортоклаза) и нефелина. К ним

присоединяются иногда выделения гаюина, нозеана, содалита. Из цветных минералов в фенокристаллах присутствуют в относительно небольшом количестве диопсид, иногда титанистый авгит, эгирин-авгит и эгирин, а также щелочные амфиболы; из акцессорных минералов встречаются относительно крупные кристаллы титанита, а в некоторых редких разновидностях — оливина и меланита. Пироксен в выделениях нередко зональный: диопсид или фиолетовый авгит, изредка акмит в ядре и эгирин-авгит или эгирин на периферии. Амфибол присутствует только в фенокристаллах, чаще всего это баркевикит, реже катафорит, арфведсонит или рибекит. Часто снаружи амфибол диссоциирует с образованием каемочек из пироксена и магнетита.

Основная масса фонолитов макроскопически плотная и чаще всего зеленовато- или буровато-серая с жирноватым блеском, реже серая или серовато-белая матовая. Она состоит, как показывает микроскоп, главным образом из щелочного полевого шпата и нефелина с примесью небольшого количества цветного минерала, в основном пироксена и акцессорных минералов.

Фонолиты лейцитовые характеризуются содержанием порфировых выделений санидина и лейцита, фенокристаллы нефелина отсутствуют, из цветных минералов в выделениях бывает пироксен (щелочной) и биотит, а также гаюин, изредка лабрадор, иногда титанит. В некоторых разновидностях лейцит в выделениях отсутствует и содержится только в основной массе. Основная масса сложена агрегатом санидина, лейцита, авгита и магнетита, иногда с примесью плагиоклаза; в некоторых случаях содержит стекло.

Лейцитофиры отличаются от лейцитовых фонолитов преобладанием лейцита над санидином. Они также содержат гаюин и нозеан или тот и другой минерал и нередко меланит. Породы эти обладают порфировой структурой, в выделениях встречается лейцит, а также могут быть и указанные минералы и иногда анальцим (образующий псевдоморфозы по лейциту), эгирин-авгит и биотит. Основная масса состоит из санидина, лейцита и нефелина.

Формы залегания фонолитов: купола, реже потоки и покровы, а также жилы. Фонолиты встречаются совместно с такими горными породами, как щелочные трахиты, трахибазальты, тефриты и т. д., а также с нормальными базальтами.

Фонолиты — породы редкие. Среди эффузивных горных пород они составляют менее 0,1%. Кроме того, они легко изменяются и не сохраняют своего минерального состава в палеотипных разновидностях.

Нефелиновые сиениты состоят из полевого шпата (45—85%), нефелина (15—20%) и темноцветных минералов (10—15%).

Щелочной полевой шпат — ортоклаз, анортоклаз, микроклин и альбит. Характерно обрастание калиевого полевого шпата альбитом в виде каймы. Плагиоклаз является очень редким минералом, если не считать наиболее бедных известью членов ряда минералов. Более основной плагиоклаз входит в состав нефелиновых моноцитов (переходных к группе IV-Б).

Нефелин обычно представлен разновидностью с жирным блеском в изломе — элеолитом. Для некоторых нефелиновых сиенитов характерно частичное разложение нефелина с образованием натриевых цеолитов, канкринита, иногда белой слюды. В отдельных случаях в нефелине распространены включения пузырьков, микролитов и более крупных иголочек эгирина и кристалликов других цветных минералов.

Цветные минералы нефелиновых сиенитов в общем такие же, как в щелочных сиенитах, не содержащих нефелина. Биотит представлен

сильножелезистой интенсивно плеохроичной разновидностью — лепидомеланом, пироксен — эгирином, иногда эгирин-авгитом. В некоторых нефелиновых сиенитах встречается диопсид с каемкой эгирина, а в некоторых разновидностях и обособлениях — меланократовых шлирах — даже титанистый авгит. Роговая обманка обычно представлена натровыми разновидностями: арфведсонитом, гастингситом или близкими к ним видами, иногда рибекитом. Реже в некоторых из нефелиновых сиенитов встречается красновато-бурый баркевикит.

Характерно нахождение титано-цирконо-силикатов, которые приурочены к более грубозернистым пегматоидным разновидностям нефелинового сиенита.

В некоторых нефелиновых сиенитах характерной примесью является титансодержащий гранат, близкий к меланиту, а также иногда корунд. Как случайный минерал попадается флюорит.

Из акцессорных минералов распространены магнетит, ильменит, апатит, циркон и сфен. Сфен встречается в более меланократовых, циркон — в более лейкократовых типах.

Наконец, надо упомянуть о первичном кальците, иногда вросшем в виде хорошо образованных кристаллов в свежий полевой шпат и нефелин, причем на контакте нефелина и кальцита почти всегда развиваются реакционные каемочки канкринита.

Отметим некоторые распространенные разновидности нефелиновых сиенитов: миаскиты (с железистым биотитом в качестве темноцветного минерала), фойяиты (с щелочной роговой обманкой и эгирин-авгитом), рисчорриты (со слюдой и эгирином), мариуполиты (альбитовые нефелиновые сиениты с эгирином, щелочной роговой обманкой, железистым биотитом), псевдолейцитовые, анальцимовые, канкринитовые нефелиновые сиениты и др.

Близки к нефелиновым сиенитам хибиниты и луявриты, сложенные нефелином (35—40%) и цветными минералами — эгирином, арфведсонитом, энигматитом. Они обычно содержат эвдиалит. Ортоклазсодержащие разности подобных пород получили название ювитов (ортоклаз, нефелин, эгирин-авгит, биотит). Известно много других разновидностей фельдшпатоидных щелочных пород.

По условиям залегания различаются, с одной стороны, штоки нефелиновых сиенитов или сложные штоки, в которых нефелиновые сиениты являются только одним из членов, слагающих эти плутоны, с другой стороны, согласные интрузии нефелиновых сиенитов, обычно гнейсовидных, в гнейсовых толщах, подобные таким же интрузивным телам гнейсогранитов и гранитов. Кроме того, нефелиновые сиениты находятся в форме лакколитов, лополитов и даек.

Нефелиновые сиениты встречаются в ассоциациях с щелочными сиенитами и гранитами, тоже в большей или меньшей степени обнаруживающими щелочной характер; с щелочными габброидными породами, причем в этом случае иногда появляются мелилитовые породы. Особая ассоциация представлена богатыми калием щелочными породами (лейцитовыми и др.).

Рассмотренные выше горные породы, разделяющиеся на ряды (А, Б, В и Г) и группы, в природных магматических комплексах находятся в закономерных ассоциациях. Эти ассоциации отражают специфику эволюции магматизма в геоструктурных зонах земной коры на разных стадиях их развития. Они рассматриваются в дальнейшем в главе, посвященной генетическим проблемам.

Систематика горных пород по минеральным фациям имеет целью охарактеризовать условия их образования в отношении температуры, давления и флюидного режима. Каждая минеральная фация объединяет породы, образовавшиеся в сходных условиях T, P и парциальных давлений летучих компонентов. В приложении к магматическим горным породам основную роль играет парциальное давление H_2O, повышение которого результируется понижением температуры кристаллизации расплавов и закономерным изменением эвтектических составов магм. Эта зависимость имеет большое петрологическое значение, что в приложении к гранитоидам и нефелиновым сиенитам подчеркивалось в ряде работ. Повышение давления H_2O приводит к обеднению эвтектических составов гранитов кварцем (Штейнберг и др., 1971), а в недосыщенных кремнеземом нефелиновых эвтектиках происходит

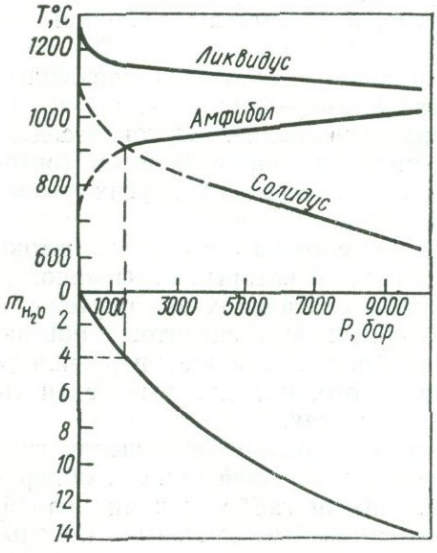


Рис. 115. Солидус основных пород и T—P_{H_2O} условия кристаллизации амфиболов (Йодер и Тилли, 1965)

увеличение количества нефелина относительно полевых шпатов (Левин, 1971). В основных породах (базальтах, габбро) повышение водного давления при магматической кристаллизации приводит к увеличению количества плагиоклаза относительно темноцветных минералов (пироксенов, оливина), т. е. породы становятся более лейкократовыми. При этом в основных магматических расплавах повышается содержание воды (m_{H_2O} в вес.%) и при некоторых величинах давления из магмы может непосредственно кристаллизоваться водный минерал — амфибол (бурая высокотемпературная роговая обманка). Эти соотношения схе-

матически показаны на рис. 115, согласно которому фация роговообманковых габбро и базальтов (с магматической роговой обманкой) отвечает парциальному давлению H_2O во флюидах выше 1000 бар (совмещение поля устойчивости амфибола с полем кристаллизации базальтовой магмы). При этом содержание H_2O в базальтовом расплаве становится выше 4%.

Роговообманковые габбро довольно широко распространены в глубинных комплексах основных и ультраосновных пород. Оливин и пироксены в них частично или полностью вытесняются буроватой роговой обманкой. Но в базальтах первичная (магматическая) роговая обманка обычно отсутствует (она встречается только в более кремнистых породах — андезитобазальтах и андезитах). Это свидетельствует о том, что кристаллизация базальтов происходит в условиях парциального давления H_2O во флюидах ниже 1 кбар. Об этом же свидетельствует и низкое содержание H_2O в базальтовых стеклах, которое редко поднимается до 2%.

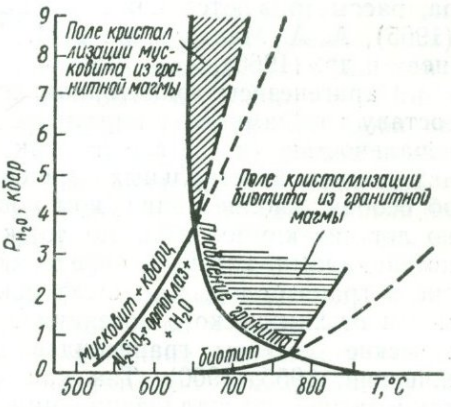


Рис. 116. Схема соотношения областей кристаллизации биотита и мусковита из гранитной магмы (составлена с использованием экспериментальных данных, Kerrick, 1972)

Переход от базальтов к андезитам характеризуется значительным повышением роли флюидов, что сопровождается повышением коэффициента эксплозивности вулканических извержений и увеличением значения амфиболов в составе пород. Роль H_2O еще более повышается с переходом к кислому магматизму. Глубинное развитие кислого магматизма, приводящего к образованию гранитов, происходит в условиях высокого парциального давления воды. Верхний предел этого давления различными авторами оценивается по-разному. При этом важно учесть стабильность водных минералов по отношению к гранитным расплавам и рассмотреть ее в связи с распространенностью их в реальных магматических комплексах (Маракушев, 1968). На рис. 116 дается сопоставление полей кристаллизации биотита и мусковита (минералов, широко распространенных в гранитах) из кислой магмы по экспериментальным данным (в части мусковита — Kerrick, 1972). Схема показывает, что биотит может кристаллизоваться из гранитной магмы в широком диапазоне флюидного давления (0,7 кбар и выше). Этим объясняется широкое развитие биотитовых разностей гранитов, распространенных в самых различных фациях глубинности. Биотит встречается также в кислых эффузивах, в которых он образует фенокристаллы наряду с пироксенами. Мусковит же, напротив, имеет очень ограниченную устойчивость в условиях кислого магматизма, кристаллизуясь из магмы только в условиях очень высокого парциального давления H_2O во флюидах (выше 3—4 кбар). Поэтому он не встречается в гранитах в качестве продукта прямой кристаллизации из магмы, а имеет постмагматическое (автометаморфическое или метасоматическое) происхождение. Нижняя граница поля кристаллизации мусковита из магмы на диаграмме в какой-то мере характеризует

верхний предел парциального давления воды во флюидах в условиях развития глубинного гранитоидного магматизма.

Влияние флюидного давления на парагенезисы минералов в гранитоидах (минеральные фации) очень сложно и не может быть сведено к воздействию на расплавы только парциального давления H_2O (существенно влияние многих других компонентов флюидов, особенно фтора и др.). Однако давление H_2O, несомненно, является главным фактором, который следует учитывать в первую очередь при общем подходе к парагенезисам гранитов. Минеральные фации гранитов, бедных кальцием, схематически намеченные в отношении этого параметра, рассматриваются ниже в основном по работам А. А. Маракушева (1965), А. А. Маракушева и И. А. Тарарина (1965) и А. А. Маракушева и др. (1966).

Парагенезисы гранитоидов по сравнению с соответствующими по составу гнейсами и кристаллическими сланцами отличаются маломинеральностью (в составе их, как правило, содержатся один или реже два железомагнезиальных минерала). Это привело к представлению об особом, вполне подвижном поведении при их образовании не только летучих компонентов, но также щелочей (рис. 133), химическими потенциалами которых определяются многие особенности парагенезисов гранитоидов. Как было показано Д. С. Коржинским, в зависимости от химического потенциала калия значительно меняются эвтектические составы гранитоидов и составы минералов в них (Коржинский, 1955, 1960). Так как «повышение щелочности увеличивает температуру кристаллизации минералов с основными свойствами и понижает температуру кристаллизации кислотных минералов, эвтектические точки и котектические линии по составу должны смещаться в сторону кислотных минералов, так что поля кристаллизации минералов, богатых основаниями, особенно более сильными, должны расширяться» (Коржинский, 1960, стр. 26). Об этом свидетельствует высокая железистость фемических минералов щелочных магматических пород по сравнению с железистостью нормальных пород.

При анализе минеральных парагенезисов среди инертных компонентов, входящих в состав гранитоидов, бедных кальцием, выделяются виртуальные компоненты Al_2O_3, FeO, MgO и избыточный компонент SiO_2. В число виртуальных компонентов не входит CaO, так как содержание его в породах, пересыщенных глиноземом, ниже предельного; так что $CaO/Al_2O_3<1$. Этим отношением обусловливается появление в породе плагиоклаза — единственного кальциевого минерала. Он поэтому может быть отнесен к группе индифферентных компонентов вместе с ZrO_2, P_2O_5, Fe_3O_4 и частично TiO_2.

Температура кристаллизации гранитоидных расплавов варьирует в широких пределах в зависимости от парциального давления водяных паров. Она является весьма высокой (960°С и более) для «сухих» расплавов, снижаясь до 640°С при давлении паров воды 4000 атм, т. е. понижается примерно на 300°С. Эти данные позволяют заключить, что температура кристаллизации и химический потенциал воды μ_{H_2O} — взаимосвязанные параметры, и, следовательно, при анализе парагенезисов гранитоидов может учитываться один из данных факторов.

Учитывая взаимосвязанность μ_{H_2O} и температуры, основные зависимости парагенезисов и интенсивных параметров можно вывести путем построения пространственной диаграммы $P — \mu_{H_2O} — \mu_{K_2O}$, являющейся основной при выводе минеральных фаций гранитоидов. На этой диаграмме в соответствии с правилом фаз нонвариантным точкам отвечают парагенезисы с числом минералов, превышающим число инерт-

ных компонентов на три, моновариантным равновесиям — парагенезисы с числом минералов, на два превышающим число инертных компонентов. Они являются линиями пересечения поверхностей, отвечающих дивариантным равновесиям с числом минералов, на единицу превышающим число инертных виртуальных компонентов. Между этими поверхностями устойчивы парагенезисы с числом минералов, равным числу инертных компонентов.

Учитывая наличие изоморфизма FeO и MgO, можно полагать, что состав минералов в этих парагенезисах находится в определенной зависимости от давления, химических потенциалов H_2O и K_2O, сохраняясь неизменным вдоль определенных плоскостей постоянной железистости минералов в парагенезисах с числом минералов, равным числу инертных компонентов. Основные зависимости минеральных парагенезисов от перечисленных параметров могут быть показаны на частных диаграммах $P - \mu_{H_2O}$, $\mu_{H_2O} - \mu_{K_2O}$, $P - \mu_{K_2O}$, представляющих собой сечения пространственной диаграммы $P - \mu_{H_2O} - \mu_{K_2O}$. Здесь для нас большой интерес представляет другое (изобарическое) сечение пространственной диаграммы $\mu_{H_2O} - \mu_{K_2O}$, на котором наиболее наглядно выявляются зависимости минеральных парагенезисов гранитоидов от щелочности-кислотности. Сложность построения диаграммы связана с тем, что в данном случае надо учитывать переменность состава темноцветных минералов не только по железистости, но и по глиноземистости, которая существенно изменяется с изменением щелочности (химического потенциала калия). Особенно значительно изменяется состав биотита в парагенезисе его с ортоклазом [1]:

$$5 + \frac{m}{2} H_4K_2(Mg,\ Fe)_5Al_4Si_5O_{24} + 21mSiO_2 + (6mKO_{1/2}) =$$

$$= 5H_4K_2(Mg,\ Fe)_{5+\frac{m}{2}}\ Al_{4-m}Si_{5+\frac{m}{2}}O_{24} + 7mKAlSi_3O_8 + (mH_2O),$$

т. е. $Bi^{Al} + Q + (6mKO_{1/2}) = Bi + Or + (mH_2O)$.

Этой реакцией на диаграмме $\mu_{H_2O} - \mu_{KO_{1/2}}$ (рис. 117) определяются линии постоянной глиноземистости биотита в парагенезисе с ортоклазом и кварцем, которыми намечаются шесть групп щелочности биотитовых гранитов. Угол наклона их на диаграмме (α) вычисляется по обычной формуле:

$$\left(\frac{\partial\mu_{H_2O}}{\partial\mu_{KO_{1/2}}}\right)_P = \frac{\Delta n_{KO_{1/2}}}{\Delta n_{H_2O}} = \frac{6m}{m} = 6 = \operatorname{tg}\alpha.$$

Полученные линии дают основную сетку, которая позволяет разместить на диаграмме линии моновариантных равновесий и нонвариантные точки, используя эмпирический материал.

---

[1] Здесь и далее приняты следующие символы минералов: Bi_{42} — биотит и его железистость $(Fe/Fe+Mg)\cdot 100\%$, Bi^{25} — биотит и его глиноземистость $(Al/Al+Mg+Fe+Si)\cdot 100\%$, Hyp_{54} — гиперстен и его железистость, Hyp^5 — гиперстен и его глиноземистость, Alm — гранат пироп-альмандинового ряда, Cor — кордиерит, Or — калиевый полевой шпат, Ab — альбит, Pl — плагиоклаз, Mu — мусковит, Sill — силлиманит (андалузит, кианит), Cum — амфиболы куммингтонит-грюнеритового ряда, Ol — оливин, Rb — рибекит, Ast — астрофиллит, Eng — энигматит, Aeg — эгирин, Mt — магнетит, $f' = (FeO_{3/2}/FeO_{3/2}+FeO+MnO)\cdot 100\%$ — содержание окисного компонента в железистом минерале.

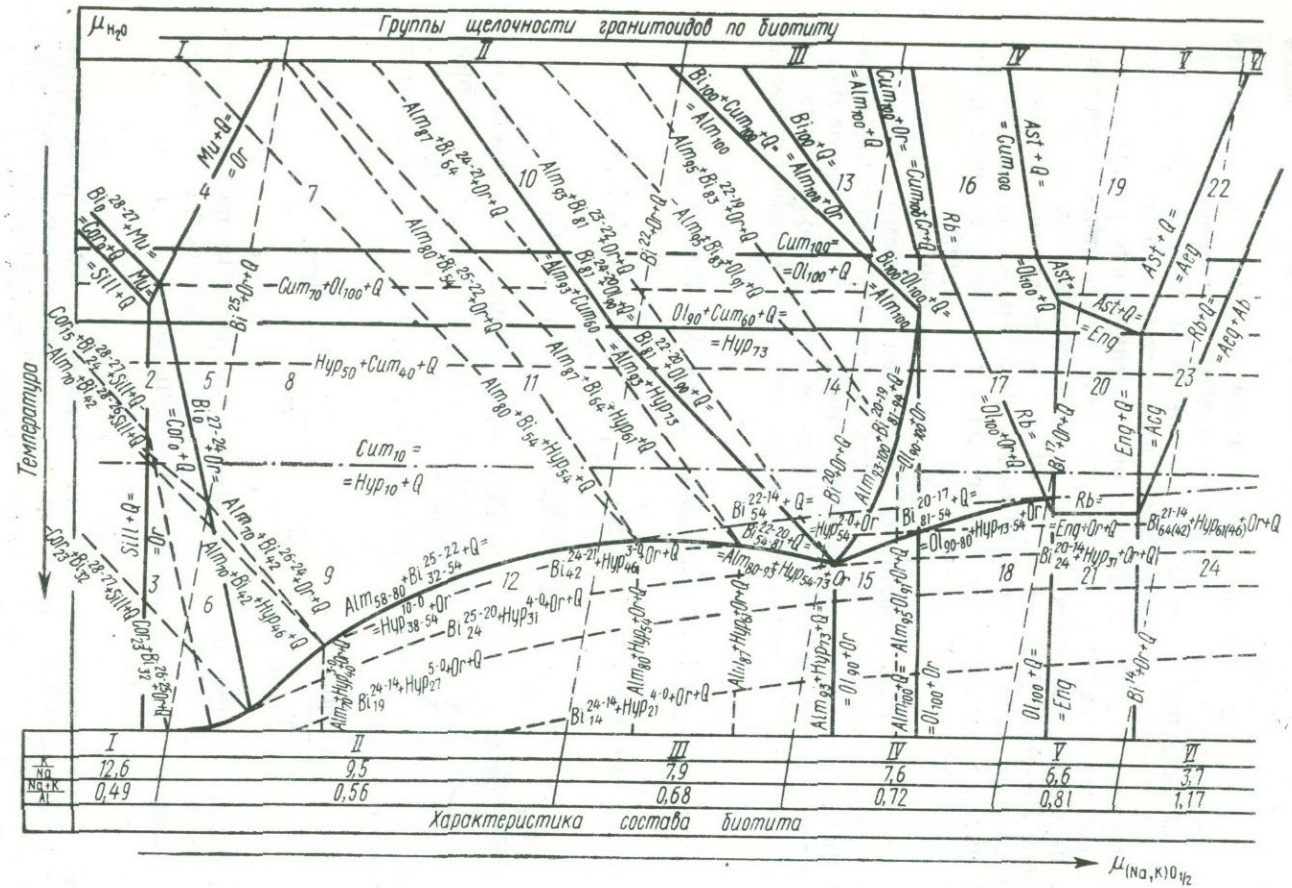


Рис. 117. Диаграмма $\mu_{H_2O} - \mu_{(K,Na)O_{1/2}}$ для гранитоидов, бедных кальцием (изобарическое сечение диаграммы $P - \mu_{H_2O} - \mu_{(K,Na)O_{1/2}}$. Пунктир — линии постоянной железистости минералов в четырехминеральных парагенезисах гранитоидов, штрихпунктир — линии экстремумов в равновесиях Cr + Q + Bi + Hyp, Cum + Hyp + Q. Цифры соответствуют парагенетическим диаграммам Al — Mg — Fe на рис. 118

Каждой точке диаграммы $\mu_{H_2O} - \mu_{(K,Na)O_{1/2}}$ (рис. 117), обозначенной арабскими цифрами, соответствует треугольная парагенетическая схема Al—Mg—Fe (рис. 118).

Диаграмма рис. 117 дает возможность судить о влиянии щелочности на минеральные парагенезисы гранитоидов в условиях различного температурного режима (при различном флюидном режиме). В верхней ее части располагаются минеральные фации горных пород, отвечающих высокой химической активности воды. В одних случаях эти породы имеют отчетливо метасоматическое происхождение (например, образования грейзеновой фации 1, рис. 117), в других — происхождение их спорно. Эти относительно низкотемпературные условия благоприятны для замещения калиевого полевого шпата натриевым. Повышение общей щелочности в этой группе пород приводит к вытеснению мусковита щелочными полевыми шпатами (1 → 4 → 7, рис. 117), к снижению глиноземистости биотита и расширению диапазона его устойчивости по железистости вследствие вытеснения им граната (7 → 10 → → 13) и, наконец, к появлению щелочных амфиболов и пироксенов (17 → 20 → 23).

В условиях более умеренного давления воды, что характерно для собственно магматической стадии формирования гранитоидов в условиях средних глубин, схема изменения парагенезисов несколько иная. При низкой щелочности пород в гранитах образуются безводные глиноземистые минералы — андалузит или силлиманит, кордиерит (2—3, рис. 117), которые, однако, с повышением щелочности быстро вытесняются калиевым полевым шпатом и биотитом. Биотитовые граниты в этой группе пород развиты в очень широком диапазоне щелочности, вариации которой вызывают закономерные изменения состава и парагенезисов биотита, что намечается следующим рядом треугольных парагенетических диаграмм: 5 → 8 → 11 → 14 (рис. 117 и 118). При очень высокой щелочности появляется парагенезис гортонолита или фаялита со щелочным полевым шпатом и затем щелочных амфиболов и пироксенов (18 → 21 → 24).

Особую группу составляют гранитоиды, сформированные в условиях низкого парциального давления воды, в которой биотит имеет очень ограниченную устойчивость, а щелочные амфиболы вообще неустойчивы. Ряд парагенетических диаграмм 3 → 6 → 9 намечает изменение парагенезисов минералов этой группы пород с ростом щелочности в «кислой» области. Здесь имеет место некоторое расширение поля устойчивости биотита, вытесняющего кордиерит и гранат. Но дальнейший рост щелочности вызывает резкое сокращение устойчивости биотита вследствие вытеснения его парагенезисом гиперстена с ортоклазом (12, 15), а при высокой щелочности — ассоциацией оливина с ортоклазом (15 → 18) и щелочными амфиболами и пироксенами (21 → 24).

Изменение минеральных ассоциаций гранитоидов, которое намечается на диаграмме (рис. 117) слева направо, показывает, что с ростом общей щелочности $\mu_{KO_{1/2}}/\mu_{NaO_{1/2}}$ снижается, причем особенно быстро в области высокого химического потенциала H_2O (верхняя часть диаграммы). Минералогически это выражается в снижении основности плагиоклаза; так что при очень высокой общей щелочности плагиоклаз представлен альбитом, нередко полностью вытесняющим калиевый полевой шпат, и при этом развиты натриевые щелочные амфиболы и пироксены (17, 19, 24, рис. 117 и 118).

Выявленная закономерность играет большую роль в понимании

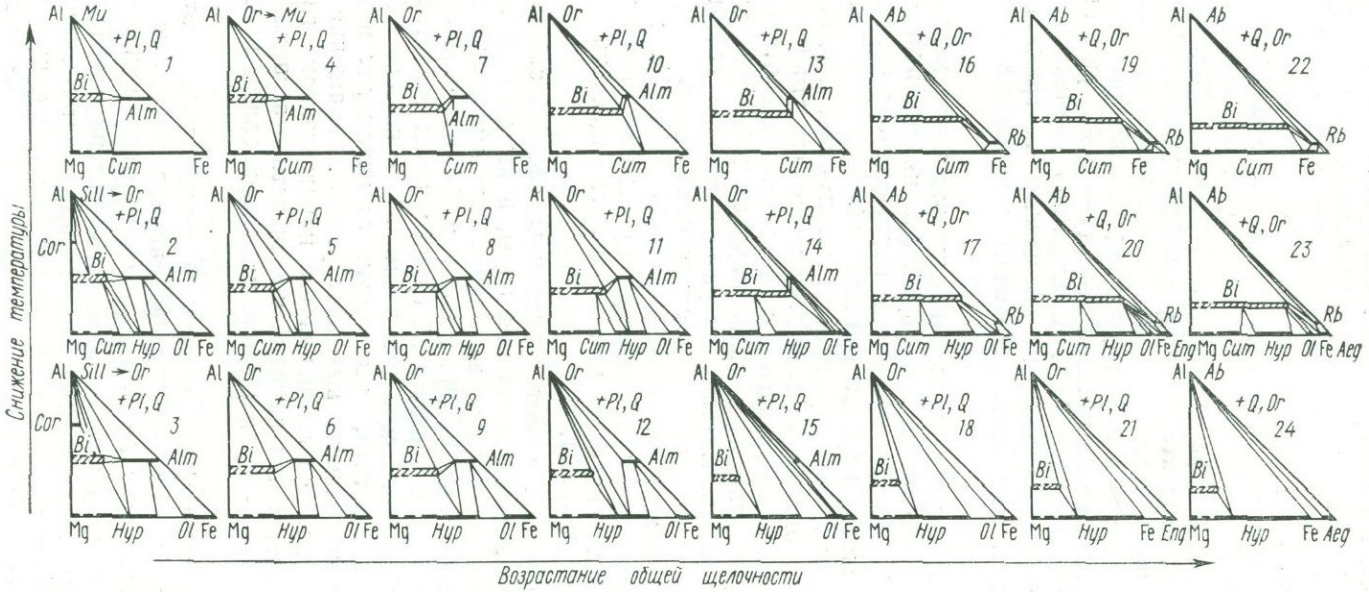


Рис. 118. Диаграмма парагенезисов гранитоидов, бедных кальцием (условия вполне подвижного поведения щелочей). Каждая диаграмма отвечает соответствующему месту диаграммы $\mu_{H_2O} - \mu_{(K,Na)O_{1/2}}$ на рис. 117, обозначенному цифрами

генетических взаимоотношений гранитоидов различной щелочности, позволяя в общем ряду рассматривать существенно калиевые (гиперстеновые, фаялитовые и др.) гранитоиды и щелочные породы натриевого характера (рибекитовые, эгириновые и т. д.), как представлено на рис. 117.

Перейдем к описанию гранитоидных комплексов, отвечающих минеральным фациям.

Граниты и пегматиты с андалузитом или силлиманитом широко распространены в гранитоидных комплексах, рвущих и метаморфизую-

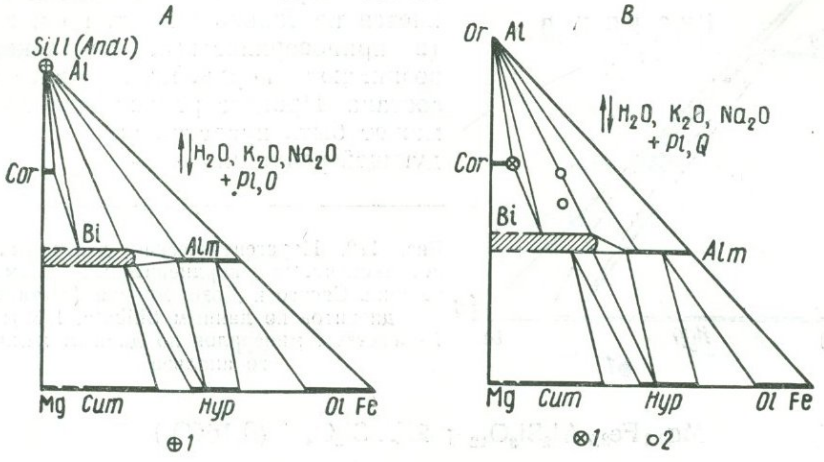


Рис. 119. Парагенетические диаграммы.
A — Mg—Fe—Al для андалузитовых и силлиманитовых гранитоидов и пегматитов: *1* — состав минерала по данным химического анализа; *B* — для синорогенных кордиеритовых гранитоидов Алданского и Наннимского массивов: *1* — составы минералов по оптическим данным, *2* — составы пород по данным химических анализов

щих глинистые осадочные породы. Андалузит в пегматитах обычно сопровождается мусковитом, турмалином, гранатом, биотитом и аксинитом. Парагенетическая диаграмма, отвечающая гранитам с андалузитом, приведена на рис. 119.

Кордиеритовые граниты и мигматиты известны в мигматитовых комплексах в древних щитах, где они приурочены к толщам глиноземистых гнейсов иенгрской серии. Кристаллы кордиерита в этих гранитоидах достигают размера нескольких миллиметров. Парагенезисы пород, отвечающие этому комплексу, показаны на парагенетической диаграмме рис. 119, на которой приведены химические составы биотитовых мигматитов архея Наннимского массива в Северной Корее.

Вмещающие гнейсовые породы сложены плагиоклазом (An_{14-23}), микроклином, кварцем, гранатом, кордиеритом, мусковитом и силлиманитом с подчиненными количествами ильменита, гематита и монацита. Количество гранитного материала в этих породах варьирует в пределах 75—87,5% от общей массы.

Подчиненность кордиеритовых гранитоидов и мигматитов толщам метаморфических пород, богатых глиноземом, не случайна. При внедрении гранитоидов в эти толщи снижается их щелочность, что связано с ассимиляцией глиноземистого материала и интенсивной фельдшпатизацией метаморфических толщ. При этом, как видно на рис. 117,

поле устойчивости кордиерита расширяется, и он образуется в гранитах, вытесняя магнезиальный биотит. Биотиты, замещающие кордиерит в сланцах и кварцитах при их мигматизации и гранитизации, имеют обычно низкую железистость.

В глубинных гнейсовых комплексах устойчивы только магнезиальные кордиериты, но с переходом к менее глубинным и приповерхностным комплексам поле устойчивости кордиеритовых гранитов расширяется, охватывая все более железистые составы. При этом в гранитах вытесняется не только биотит, но и гранат (в приповерхностных комплексах) и возникают кордиериты железистого состава. Процесс разложения граната может быть представлен в виде следующей реакции:

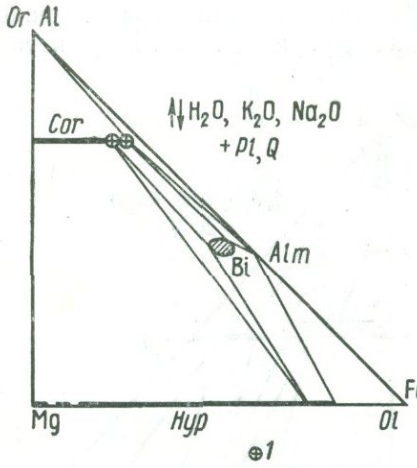


Рис. 120. Парагенетическая диаграмма для постмиоценовых кордиеритовых пегматитов районов Сасаго и Дози, Япония (составы кордиеритов по данным Shibata, 1936):
1 — составы минералов по данным химического анализа

$$Mg_{0,3}Fe_{2,7}Al_2Si_3O_{12} + 2KAlSi_3O_8 + (0,165O_2) =$$
$$= Mg_{0,3}Fe_{1,7}Al_4Si_5O_{18} + 4SiO_2 + 0,33Fe_3O_4 + (K_2O),$$

т. е.

$$Alm_{90} + Or + (0,165O_2) = Cor_{85} + Q + Mt + (K_2O).$$

Такие условия осуществляются сравнительно редко. Единичные примеры пегматитов с очень железистыми кордиеритами описаны Шибата (Shibata, 1936) в районе Сасаго и Дози провинции Каи в Японии (рис. 120). Жилы пегматитов прорывают миоценовые образования серии Мисака. В контакте с ними образуются андалузитовые, гиперстеновые и силлиманитовые роговики. Пегматиты имеют зональное строение. Краевые зоны жил сложены тонкозернистым аплитом и по направлению к центру сменяются сначала блоковой зоной с биотитом, а затем зоной письменного гранита. Ядро пегматита состоит из кварца, андалузита и своеобразных кварц-кордиеритовых графических срастаний. Соотношение кварца и кордиерита в графических сростках довольно выдержано и составляет (в объемн. %) 56,2/43,8 для пегматита Сасаго и 57,2/42,8 для пегматита Дози.

Парагенезисы этих кордиеритовых гранитоидов представлены на парагенетической диаграмме рис. 120.

Обращает на себя внимание то, что как гранитоиды с андалузитом и силлиманитом, так и кордиеритовые гранитоиды приурочены, с одной стороны, к глубинным (абиссальным) комплексам, а с другой — к приповерхностным и очень малоглубинным образованиям. В формациях средней глубинности они практически отсутствуют, что связано с высоким давлением в этих условиях водных флюидов. Им здесь соответствуют по щелочности мусковитовые и двуслюдяные гранитоиды.

Образование граната в гранитах возможно лишь при кристаллизации крайне железистых магм, т. е. магм, сравнительно редких в при-

роде. Но с ростом давления (глубинности) область устойчивости граната расширяется, охватывая и несколько более магнезиальные составы, так что в очень глубинных (абиссальных) комплексах кристаллизация граната становится возможной даже при средней железистости 50—60. Естественно поэтому, что в глубинных зонах гранатовые гранитоиды распространены особенно широко. Состав граната в глубинных гранатовых и гранат-гиперстеновых гранитоидах характеризуется довольно высоким MgO/FeO. Кроме давления для образования гранатовых гранитоидов в абиссальных условиях благоприятно снижение щелочности гранитоидов, способствующее расширению поля устойчивости граната.

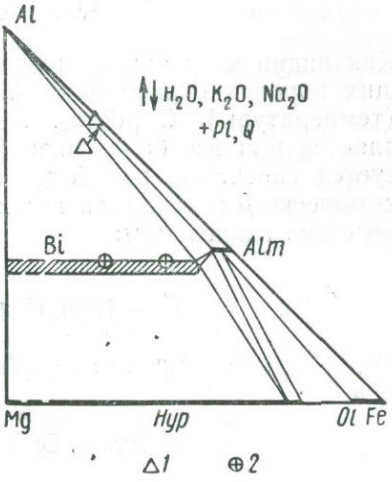


Рис. 121. Парагенетическая диаграмма для нижнепалеозойских гранитов и трондьемитов бамянтуньского комплекса (составы минералов и пород нанесены по данным Маракушева и Смирнова, 1963):
1 — составы пород по данным количественно-минералогических подсчетов; *2* — составы минералов по данным химического анализа. Стрелкой намечен переход к поздней фазе аплитовидных альмандиновых гранитов

Проследим появление гранатовых фаций в гранитоидах средней глубинности. К этой группе пород относятся гранитоиды крупных, обычно многофазных интрузивов, залегающих в складчатых комплексах, близких к ним по возрасту. В геологической литературе эти образования принято выделять под названием позднеорогенных и посторогенных. Они являются обычно многофазными, причем гранатовые граниты приурочены исключительно к конечным фазам таких комплексов (пегматиты, аплиты). Это связано с тем, что эволюция гранитоидного магматизма обычно направлена в сторону возрастания железистости (а иногда и марганцовистости) расплавов, так что конечные фазы наиболее бедны магнием, что и благоприятствует образованию в них граната вместо биотита. Этому способствует также снижение щелочности (иногда уже в связи с развитием постмагматических процессов). Образование гранатовых разностей гранитоидов (аплитов, пегматитов) в конечные фазы формирования гранитоидных интрузий описано в различных регионах (рис. 121).

С переходом к фациям малой глубинности гранат все более и более ограничивается железистыми составами, становясь, наконец, устойчивым только в породах, обогащенных марганцем.

Гиперстеновые разности гранитов, как следует из диаграммы (рис. 117), образуются исключительно в условиях низкого парциального давления H_2O (нижний ряд парагенетических диаграмм, рис. 118).

Устойчивость биотита в гранитах имеет в этих условиях по щелочности определенные пределы. Нижний предел щелочности при инертном поведении железа и магния определяется появлением кордиерита (при магнезиальных составах) или граната (в железистой области). Верхний предел щелочности (химического потенциала калия) для биотитовых гранитов определяется разложением биотита на гиперстен

и ортоклаз или, при очень железистых составах, на фаялит (гортонолит) и ортоклаз, что схематически выражается следующей реакцией (например, для гиперстена):

$$H_4K_2(Mg,\ Fe)_5Al_4Si_5O_{24} + 12SiO_2 + (K_2O) =$$
$$= 4KAlSi_3O_8 + 5(Mg,\ Fe)SiO_3 + (2H_2O),$$

т. е.

$$Bi + Q + (K_2O) = Or + Hyp + (2H_2O).$$

Как видно из реакции, предел устойчивости биотита в кварцсодержащих породах существенно зависит от химического потенциала H_2O (температуры). С ростом температуры разложение биотита осуществляется при все более низкой щелочности, причем в результате образуется гиперстен, все более богатый алюминием, так как понижение химического потенциала калия ведет ко все большему обогащению гиперстена глиноземом:

$$(1 - 1{,}5m)(Mg,\ Fe)SiO_3 + mKAlSi_3O_8 =$$
$$= (Mg,\ Fe)_{1-1{,}5m}Al_mSiO_3 + 1{,}5mSiO_2 + (mKO_{1/2}),$$

т. е.

$$Hyp + Or = Hyp^{Al} + Q + (mKO_{1/2}).$$

Эти соотношения схематически (без учета соотношения железистости минералов) показаны на диаграмме химических потенциалов K_2O и H_2O (рис. 122). Пунктиром на ней проведены линии постоянного содержания алюминия в гиперстене и биотите в различных ассоциациях с ортоклазом и кварцем.

Условия низкого парциального давления H_2O осуществляются, с одной стороны, при формировании

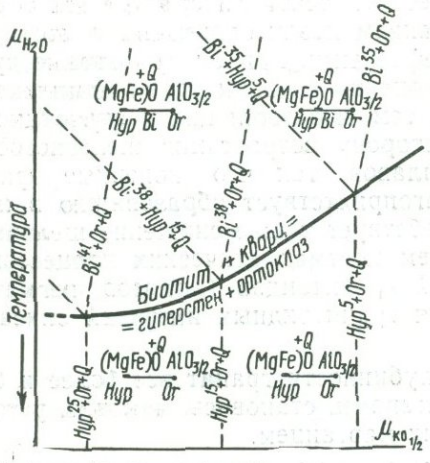


Рис. 122. Схематическая диаграмма равновесия биотит+кварц+ортоклаз+гиперстен при переменном содержании глинозема в гиперстене и биотите.

Пунктир — линии постоянного состава (глиноземистости) гиперстена и биотита в различных парагенезисах. Bi^{35}—Hyp^{25} — биотит и гиперстен и их глиноземистость

$$\frac{Al}{Al + Mg + Fe} \cdot 100\%$$

приповерхностных интрузий, когда флюиды имеют выход на дневную поверхность, а с другой — в абиссальных зонах очень большой глубинности, в которых флюиды хотя и находятся под большим общим давлением, но характеризуются низким парциальным давлением воды вследствие существенно углекислого их состава.

В приповерхностных комплексах парагенезис гиперстена с калиевым полевым шпатом прослеживается как в стекловатых кислых ла-

вах, так и в полностью раскристаллизованных гипабиссальных гранитоидах.

Наиболее магнезиальные представители стекловатых пород описаны Е. К. Мархининым (1957) на о. Кунашир. Здесь оливин-гиперстен-кварцевыми дацитами сложен купол вулкана Менделеева. Гиперстен в дацитах имеет железистость $f_{общ}=3$ ($2V=62°$, $cNg=0$), оливин — $f_{общ}=20$ ($2V=89°$, $Ng=1{,}701$, $Np=1{,}662$), с кварцем неустойчив и окружен реакционной каймой из моноклинного пироксена.

Козу и Сето (Kozy, Seto, 1932) на о. Хоккайдо в районе вулкана Камачатаке обнаружили кислые пемзы, содержащие гиперстен, следующего состава: $FeSiO_3$ — 30 мол.%, $MgSiO_3$ — 68 мол.%, $CaSiO_3$ — 2 мол.%, $Ng=1{,}713$, $Np=1{,}698$, $2V=-(62—68°)$, $Nm=1{,}706$.

Более железистые гиперстенсодержащие липариты и их туфы распространены в вулканическом комплексе Береговского Холмогорья (Карпаты). Эти породы состоят из вкрапленников андезина № 40, редкого гиперстена ($Ng=1{,}730$, $Np=1{,}722$, $f=55$), иногда биотита ($Ng=1{,}688—1{,}692$), погруженных в витрофировую основную массу, содержащую около 75% SiO_2 (Соболев и др., 1955).

Как видно на треугольных диаграммах (рис. 118), в рассматриваемой гиперстен-калишпатовой минеральной фации устойчивы только наиболее магнезиальные биотиты, хотя диапазон их железистости быстро расширяется с повышением химического потенциала воды.

Химические анализы биотитов из кислых магнезиальных пород приповерхностной фации приводятся Гейнрихом (Heinrich, 1946) и Ноколдсом (Nockolds, 1947). Так, биотит из пироксенсодержащего риолитового стекла района Сан-Джуана, Колорадо (Nockolds, 1947) имеет следующий состав (в вес. %): TiO_2—4,95, Fe_2O_3—5,51, FeO—8,25, MnO — 0,20, MgO — 15,59, CaO — 1,06, $f=22{,}8$, $f_{общ}=32{,}1$. Биотит из кварцевого латита этого же района (Nockolds, 1947) содержит (в вес. %): TiO_2 — 3,63, Fe_2O_3 — 17,13, FeO — 1,85, MnO — 0,23, MgO — 12,91, CaO — 1,97, $f=7{,}5$, $f_{общ}=42{,}8$.

Перейдем к характеристике несколько более глубинных полностью раскристаллизованных гипабиссальных гиперстеновых гранитоидов.

Гиперстеновые граниты и гранитоиды отмечаются на о. Парамушир, в районе Дальнегорска и среднего течения р. Иман (Приморье), в районе Одаваро-Мати (Япония), на Камчатке и в других местах. На о. Парамушир (Курильские острова) К. Ф. Сергеевым и В. Б. Сергеевой (1963) гиперстеновые гранитоиды отмечены в Центральном интрузивном массиве, располагающемся в осевой части хребта Вернадского. Вмещающими породами массива являются осадочно-вулканогенные образования среднепарамуширской (олигоцен? — средний миоцен) и курильской (нижний—средний? миоцен) серий. Гранитоидные породы, сформированные в три субфазы, обнажаются в виде цепочки северо-восточного направления в центральной части массива, сложенного различными габброидами и диоритами. Плагиоклазовые гранодиориты, гранодиорит-порфиры и граниты первой субфазы состоят из плагиоклаза (An_{30-52}), диопсида ($2V=54—56$, $cNg=37—38°$), сильно измененного гиперстена ($2V=-70—74°$, $cNg=0—4°$), кварца, магнетита и апатита.

Гранодиориты и гранодиорит-порфиры второй субфазы отличаются от соответствующих разностей первой субфазы наличием калишпата (15—20%) и меньшим количеством плагиоклаза (45%). Сформированные в третью субфазу аплиты и аплитовые граниты, образующие дайки мощностью 2—5 м, сложены плагиоклазом An_{48-50}, калишпатом

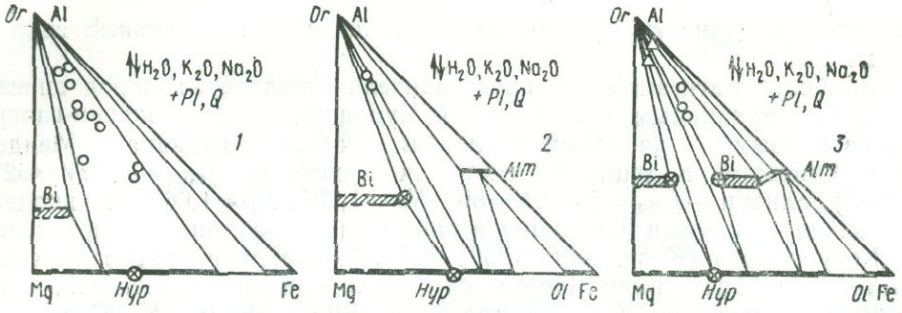


Рис. 123. Парагенетические диаграммы для приповерхностных гиперстеновых полностью раскристаллизованных гранитоидов:
1 — миоценовые гиперстеновые плагиоаплиты и гранодиориты о. Парамушир (составы пород нанесены по Сергееву и Сергеевой, 1963); *2* — палеоген-неогеновые гиперстеновые гранит-порфиры района Дальнегорска, Приморье; *3* — меловые гиперстеновые граниты хр. Большие Чурки, Хабаровский край. Условные обозначения см. на рис. 121

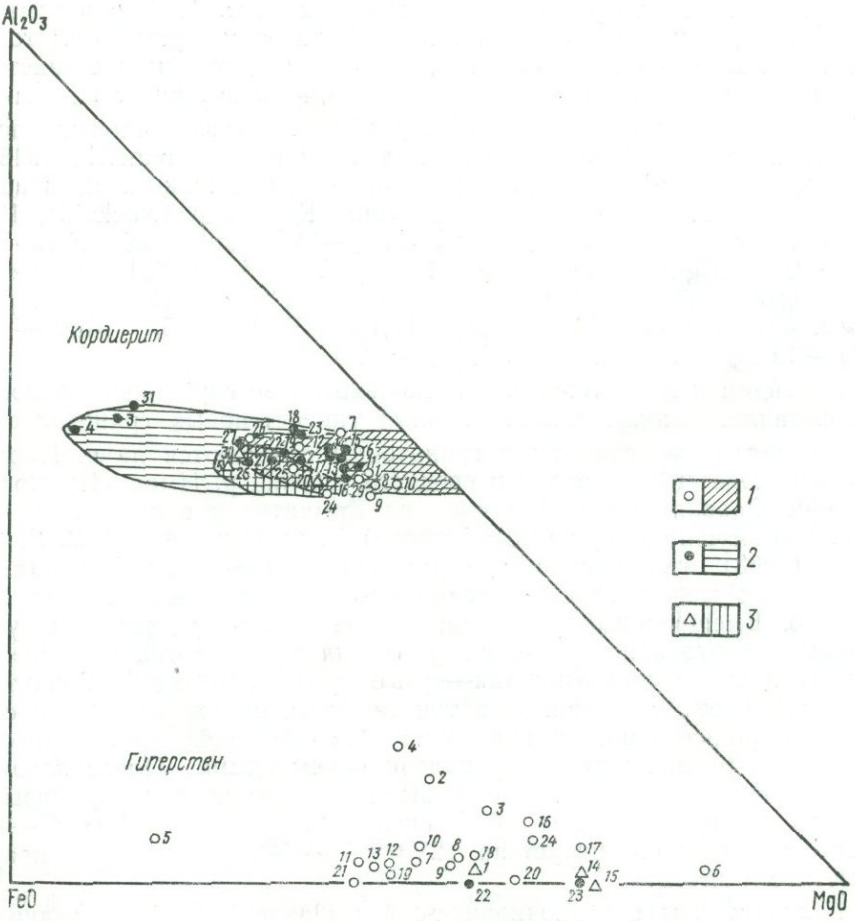


Рис. 124. Диаграмма сопоставления составов кордиеритов и гиперстенов:
1 — глубинных мигматитовых комплексов; *2* — малоглубинных гранитоидов; *3* — кислых эффузивов. Цифры соответствуют номерам анализов табл. 20 и 21

(30—33%), диопсидом ($2V=56—58°$, $cNg=37—39°$), гиперстеном ($2V=-60°$, $cNg=0°$), роговой обманкой ($2V=-82°$, $cNg=12°$) и небольшим количеством биотита, магнетита и апатита. Гиперстен в этих породах ($f_{общ}=35—40$) встречается в виде хорошо образованных призматических кристаллов. Парагенетическая диаграмма, отвечающая данным породам, приведена на рис. 123 (схема 1), на которую нанесены химические составы гранодиоритов, плагиогранитов, гранитов, гранит-порфиров и аплитов из района бассейна рек Прозрачной и Океанской (Сергеев, Сергеева, 1963).

Характерно, что железистость гиперстена в гранитоидах глубинных комплексов обычно не превы-

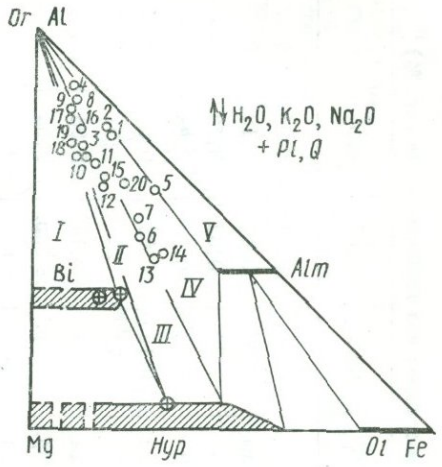


Рис. 125. Парагенетическая диаграмма для гранитоидов глубинных мигматитовых комплексов Индии (точки 1—7 нанесены на диаграмму по данным Субраманиама (Subramaniam, 1960)), Украины (точки 8—14, по Лучицкому и Лебедеву, 1934), Алданского щита (точки 15—16), Анабарского щита (точки 17—20, по Каденскому, 1961) и Сино-Корейского щита. Условные обозначения см. на рис. 119 и 120

шает 60, что можно видеть на диаграмме рис. 124, на которую нанесены химические составы гиперстена и кордиерита из гранитоидов различных фаций глубинности, приведенные в табл. 20 и 21. Гранитоиды с более железистым гиперстеном не типичны для рассматриваемых глубинных комплексов и, вероятно, формировались в условиях малых глубин, являясь, при вполне подвижном поведении калия, эквивалентами более глубинных гранатовых гранитов. Примером подобных гипабиссальных образований могут служить описанные Бартом (Barth, 1936) ферросилитовые граниты Экерзунда, которые В. С. Соболевым (1947) параллелизуются с малоглубинными гранитоидами Коростеньского плутона на Украине.

Гранат-гиперстеновые гранитоиды (чарнокиты и эндербиты) являются специфическими породами мигматитовых комплексов и не встречаются в фациях средней и малой глубинности. Гранитоидные комплексы, включающие гиперстеновые разности, очень пестры по составу. Выделяются следующие разновидности гранитоидов (рис. 125): биотитовые (I), биотит-гиперстеновые (II), гиперстеновые (III), гранат-гиперстеновые (IV) и гранатовые (V). В пределах Кимчекского массива («Геология Кореи», 1964; Маракушев, Ким Мин Себ, Ким Хак Дзе, 1962; Путинцев, Синицкий, 1959) гиперстеновые мигматиты входят в состав толщи, подстилающей графитоносные образования. Гиперстеновые мигматиты сложены плагиоклазом № 40—50, гиперстеном, образующим крупные зерна ситовидной структуры, кварцем, биотитом, микроклином, содержат мирмекит и акцессорные апатит и магнетит. Гиперстен в них представлен довольно магнезиальной разностью (обр. Э-815): $Ng=1{,}710$, $Np=1{,}697$, $f=37$. В мигматитах местами наблюдаются грубозернистые пегматоидные участки, в которых размер кристаллов достигает нескольких сантиметров. Породы состоят из плагиоклаза, иногда с антипертитовыми вростками калиевого полевого

Таблица 20

Химический состав кордиерита из гранитоидов и гнейсов различных зон глубинности (в вес. %)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	Сумма	f
1	49,18	—	32,28	0,08	5,05	—	11,25	—	0,21	0,44	2,04	0,27	100,80	16,7
2	48,17	—	32,53	1,21	6,63	—	8,86	следы	1,39	0,50	1,12	0,10	100,51	29,5
3	43,55	—	30,68	1,50	13,17	2,88	2,70	0,16	1,32	0,32	3,72	—	100,00	73,0
4	43,27	—	30,25	1,08	15,31	1,20	1,48	0,10	3,53	0,90	2,88	—	100,00	85,2
5	47,67	2,05	31,12	1,18	11,53	0,41	6,14	следы	0,12	0,03	0,05	0,05	100,35	51,3
6	47,09	0,03	34,86	0,11	2,59	0,05	11,92	0,04	0,78	—	2,21	0,65	100,33	10,8
7	48,52	следы	35,25	0,41	3,43	0,08	10,40	следы	0,13	0,16	2,06	0,12	100,56	15,7
8	50,65	не опр.	30,26	не опр.	4,10	0,60	11,09	не опр.	не опр.	не опр.	2,66	—	99,36	17,1
9	49,12	»	32,25	»	5,09	следы	11,96	следы	»	»	0,32	—	98,74	19,2
10	47,96	0,00	31,52	1,03	3,24	1,09	12,16	0,00	0,33	следы	2,80	—	100,13	13,0
11	49,05	не опр.	33,08	0,83	4,38	не опр.	11,04	не опр.	не опр.	не опр.	1,64	—	100,02	18,2
12	47,43	0,03	33,34	0,07	4,91	0,12	9,70	0,04	0,61	следы	2,74	1,01	100,00	22,0
13	49,50	не опр.	33,01	0,38	5,12	0,29	10,42	не опр.	не опр.	не опр.	1,62	—	100,34	21,8
14	48,04	0,06	33,41	0,01	5,04	0,20	10,32	0,04	1,12	0,30	1,81	0,23	100,58	21,5
15	46,75	0,00	33,64	0,72	4,89	0,31	10,43	0,40	0,24	0,56	2,63	0,10	100,67	21,1
16	49,14	не опр.	32,84	0,63	5,04	0,19	10,40	не опр.	не опр.	не опр.	1,84	—	100,08	21,3
17	48,44	следы	31,74	1,29	4,63	0,27	9,39	0,70	»	»	3,32	0,20	99,98	21,6
18	48,32	не опр.	35,02	не опр.	5,76	0,12	8,83	0,08	»	»	1,73	0,30	100,16	26,7
19	54,63	0,00	29,32	1,13	5,15	0,02	7,82	0,00	»	»	0,82	—	98,89	27,0
20	48,61	не опр.	31,97	1,45	7,10	следы	9,95	0,44	»	»	1,12	—	100,64	28,6
21	47,33	0,02	32,59	0,15	8,49	0,06	8,07	0,09	»	0,48	1,88	0,20	99,36	37,1
22	46,99	0,01	32,72	0,16	7,12	0,42	8,38	0,06	0,85	0,30	3,07	0,05	100,13	32,3

Продолжение табл. 20

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	Сумма	*f*
23	48,85	не опр.	32,52	2,94	5,28	0,28	8,50	0,43	не опр.	не опр.	1,82	—	100,62	26,0
24	48,37	»	29,22	2,20	7,07	0,42	9,54	1,92	0,40	»	1,84	—	100,98	29,4
25	48,15	следы	30,90	0,75	7,75	0,06	8,50	0,35	0,40	следы	3,35	—	100,21	33,9
26	48,40	0,05	32,15	0,00	9,80	0,23	7,25	следы	0,39	0,07	1,58	0,16	100,08	43,0
27	48,18	не опр.	33,86	0,34	9,34	0,11	7,11	не опр.	не опр.	не опр.	1,30	—	100,24	42,5
28	50,09	0,00	31,78	0,78	8,71	—	6,69	—	—	0,07	1,43	—	99,55	42,2
29	47,88	—	32,40	0,64	9,65	0,10	6,94	0,08	0,23	0,07	1,92	0,24	100,15	43,8
30	48,58	не опр.	32,44	3,15	9,17	следы	6,63	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	—	99,97	43,7
31	44,64	»	29,96	2,72	11,02	1,86	3,08	0,02	2,05	0,75	3,85		99,95	66,7

Примечание. 1 — кордиерит из гнейса района Твидистренд, Норвегия (Оппенгеймер. — См. Leake, 1960); 2 — кордиерит из пегматита, секущего биотит-силлиманит-гранат-кварц-микроклин-альбитовые гнейсы района Хаддам, США, (Duparc. — См. Leake, 1960); 3 — кордиерит из пегматита Дози, провинция Кан, Япония (Shibata, 1936); 4 — кордиерит из пегматита Сасаго, провинция Кан, Япония (Shibata, 1936); 5 — кордиерит из ксенолита в андезитах вулкана Асама, Япония (Aramaki, 1961); 6 — кордиерит района Ларами, США (Jiyama. — См. Leake, 1960); 7 — кордиерит из гнейса района Ориярви, Финляндия (Jiyama. — См. Leake, 1960); 8 — кордиерит района Мурзинки, Урал (Кокшаров. — См. Leakt, 1960); 9 — кордиерит из очкового гнейса района Етири, Кикидо, Корея (Holland. — См. Leake, 1960); 10 — кордиерит из гнейса мыса Денисон, Антарктида (Tilley. — См. Leake, 1960); 11 — кордиерит из пегматита района горы Ибити, Мадагаскар (Duparc, Wunder, Sabot. — См. Leake, 1960); 12 — кордиерит из пегматита района Новый Ховен, США (Jiyama. — См. Leake, 1960); 13 — кордиерит из пегматита района Гулфорд, США (Farrington. — См. Leake, 1960); 14 — кордиерит из кварцевой жилы района Монт Бити, Мадагаскар (Jiyama. — См. Leake, 1960); 15 — кордиерит из кварцевой жилы рудника Хиташи, префектура Ибараги, Япония (Jiyama. — См. Leake, 1960); 16 — кордиерит района Хаддам, США (Farrington. — См. Leake, 1960); 17 — кордиерит из андалузит-мусковит-биотит-кварцевой жилы, секущей метаморфические породы района Хитати, Япония (Takeuchi. — См. Leake, 1960); 18 — кордиерит из пегматита района Анкедитэни, Мадагаскар (Lacroix. — См. Leake, 1960); 19 — кордиерит из гранулита района Сатуоки, Лапландия (Eskola, 1952); 20 — кордиерит из андезита района Касио-Ту, Тайвань (Ishimura. — См. Leake, 1960); 21 — кордиерит из кварцевого монцонита горы Квадрангл, США (Heald. — См. Leake, 1960); 22 — кордиерит из пегматита района Хаддам, США (Miyashiro. — См. Leake, 1960); 23 — кордиерит района Лангдорф, вблизи Боденмейза (Gossnep and Rendl. — См. Leake, 1960); 24 — кордиерит из гнейса района Мадур, штат Мадрас, Индия (Krishnan. — См. Leake, 1960); 25 — кордиерит из гнейса Алданского щита (Лавренко, 1957); 26 — кордиерит из кварц-биотит-полевошпатовой породы района Упинчтона, Южная Африка (Mathias. — См. Leake, 1960); 27 — кордиерит из пегматита района Дагеро, Финляндия (Pehrman. — См. Leake, 1960); 28 — кордиерит из гнейса района Сантавуори, Финляндия (Pehrman. — См. Leake, 1960); 29 — кордиерит из гнейса района Рауменлина, Финляндия (Hietanen. — См. Leake, 1960); 30 — кордиерит из андезита района Кабо-де-Гата, Испания (Osann. — См. Leake, 1960); 31 — кордиерит из пегматита района Сагама, Япония (Miyashiro. — См. Leake, 1960).

Таблица 21

Химический состав гиперстена из гранитоидов различных зон глубинности (в вес. %)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	Сумма	f
1	48,65	1,60	1,66	5,55	24,40	0,30	17,65	0,12	0,27	следы	0,03	0,01	100,24	43,5
2	54,37	0,07	9,39	0,95	18,82	0,27	14,44	1,69	—	—	—	—	100,00	42,3
3	55,15	0,03	6,50	2,10	17,68	0,34	16,62	1,58	—	—	—	—	100,00	37,4
4	53,16	1,35	10,55	4,30	17,10	0,00	11,95	0,00	следы	0,00	2,00	—	100,41	44,5
5	51,16	0,00	3,44	5,20	35,75	0,00	4,51	0,00	—	—	0,00	—	100,06	81,2
6	52,66	следы	1,28	5,47	9,34	0,89	26,58	3,30	0,84	0,18	0,19	—	100,73	16,5
7	49,98	0,18	2,26	1,05	27,97	0,60	15,82	1,81	0,11	0,07	не опр.	0,21	100,06	49,8
8	49,52	0,15	2,86	0,62	26,31	0,23	18,10	0,98	следы	0,00	0,70	0,27	99,74	44,8
9	50,21	0,12	2,52	1,93	26,10	0,70	17,80	0,66	0,02	следы	0,04	0,02	100,12	45,1
10	50,05	0,30	4,08	0,68	27,50	0,27	16,51	0,46	0,09	0,03	0,02	0,11	100,10	47,3
11	49,28	0,17	2,09	0,98	32,01	0,47	13,32	1,38	0,06	0,01	не опр.	0,04	99,81	57,4
12	49,73	0,11	1,96	1,72	29,64	0,53	14,66	1,24	0,10	0,01	0,04	0,11	99,85	53,0
13	49,48	0,13	1,77	1,84	31,56	0,49	14,25	0,80	0,01	следы	0,02	0,04	100,39	55,5
14	53,24	0,23	1,38	1,05	18,70	0,85	23,34	1,23	следы	»	0,10	—	100,12	31,0
15	51,33	0,87	0,45	0,83	19,40	0,09	25,04	1,03	0,43	0,18	0,51	0,04	100,20	30,3
16	46,47	—	6,74	—	20,55	0,73	23,70	1,90	—	—	—	—	100,09	32,7
17	51,02	0,01	3,84	1,37	15,47	0,40	21,59	5,70	0,16	0,04	—	0,27	99,87	28,6
18	50,00	0,30	3,05	2,57	24,64	0,02	18,48	0,45	0,53	0,42	0,04	—	100,50	42,7
19	49,48	0,81	1,40	2,16	31,03	—	14,91	0,38	0,14	0,24	0,01	—	100,56	41,3
20	52,00	0,20	0,66	1,57	23,46	0,08	20,05	1,51	0,65	0,41	0,02	—	100,61	39,6
21	49,20	0,28	0,31	1,31	33,29	0,05	13,14	1,00	0,70	0,36	0,01	—	99,65	58,7
22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	65,0
23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	32,0
24	51,38	0,22	3,54	1,01	21,82	0,19	21,65	0,06	0,08	0,09	—	—	100,04	36,1

Примечание. 1 — гиперстен из чарнокита Индии (Naidu, 1954); 2, 3 — гиперстен из чарнокита Уганды (Rao, 1945); 4—6 — гиперстен из чарнокитов Мусори (Rao, 1945); 7 — гиперстен из гиперстеновых гнейсов Мадагаскара (Howie, 1958); 8—10 — гиперстен из гранатсодержащих эндербитов Мадраса, Индия (Howie, Subramaniam, 1957); 11 — гиперстен из основных гранулитов штата Мадрас, Индия (Howie, Subramaniam, 1957); 12 — гиперстен из гранулитов района Хэттон, о. Шри Ланка (Howie, Subramaniam, 1957); 13 — гиперстен из кварц-гиперстеновых диоритов Уганды (Howie, Subramaniam, 1957); 14 — гиперстен из дацитов района Одаварамати, Япония (Kuno, 1938); 15 — гиперстен из кислой пемзы вулкана Камагатаке, о. Хоккайдо, Япония (Kozu, Seto, 1932); 16—17 — гиперстен из чарнокитов Украины (Лучицкий, Лебедев, 1934); 18—21 — гиперстен из чарнокитов Подолии, вблизи г. Винницы (Костюк, 1955); 22 — гиперстен из гранит-порфиров района Дальнегорска, Приморье; 23 — гиперстен из гранита хр. Большие Чурки, Хабаровский край; 24 — гиперстен из чарнокитов Кимчекского массива, Сино-Корейский щит (Маракушев, 1964).

шпата, кварца, гиперстена, биотита, и местами содержат гранат. Выше были приведены составы гиперстена и ассоциирующего с ним биотита (Маракушев, 1964) из этих участков в мигматитах. Парагенезисы данных пород соответствуют парагенезисам, приведенным на диаграмме рис. 124. На эту диаграмму сведены данные по составу минералов и пород из гранитоидных комплексов Сино-Корейского (Маракушев, 1964), Алданского и Анабарского (Каденский, 1961) массивов, Украины (Лучицкий и Лебедев, 1934) и Индии (Subramaniam, 1960).

В заключительных фазах формирования архейских гранитоидных комплексов гиперстен нередко становится неустойчивым и вытесняется биотитом. Биотитовые и гранатовые граниты — единственные представители гранитоидов этих этапов. Комплексы гранитоидов такого типа нередко формируются уже после завершения складчатос-

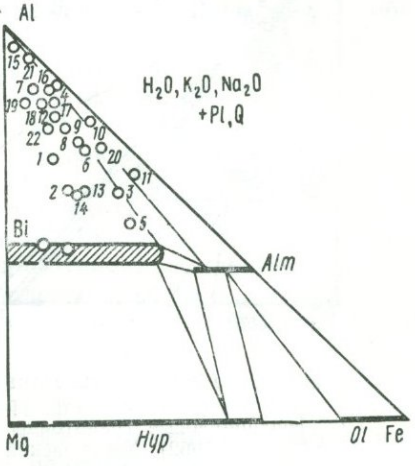


Рис. 126. Парагенетическая диаграмма для посторогенных докембрийских гранитоидов Ханкайского массива (точки 1—6), Сино-Корейского (точки 7—14) и Алданского (точки 15—22, по данным Кулиша) щитов. Условные обозначения см. на рис. 119, 120

ти вмещающих пород, причем их интрузивные тела занимают обычно секущее положение по отношению к вмещающим толщам. Примером гранитоидов этого типа могут служить архейские граниты Наннимского и Ханкайского кристаллических массивов и Алданского щита, составы которых сведены на парагенетическую диаграмму рис. 126.

Таким образом, гранитоиды глубинных комплексов существенно отличаются по парагенезисам от гранитоидов средних и малых глубин. С переходом к этим гранитам существенно расширяется поле устойчивости граната, тогда как устойчивость биотита заметно сокращается.

Повышение давления H_2O (например, с переходом к фациям средней глубинности) ведет к вытеснению в гранитоидах гиперстена биотитом, как это видно при сравнении парагенетических диаграмм (рис. 118) по вертикальным столбцам. Поэтому можно говорить о фациях биотитовых гранитов, эквивалентных по щелочности гиперстеновым гранитоидам (например, 11 и 14, рис. 117 и 118).

На парагенетическую диаграмму 1 рис. 127, отвечающую парагенезисам биотитовых гранитоидов, нанесены составы биотита и составы пород по данным химических анализов из работ различных авторов.

Не останавливаясь на других примерах биотитовых гранитоидов, характеристика которых приведена в первой части этой работы, можно констатировать, что биотит является наиболее устойчивым темноцветным минералом гранита, так как он стабилен (что видно на диаграммах рис. 118) в очень широком диапазоне кислотно-щелочных условий. Этим и объясняется исключительная распространенность биотитовых гранитов среди интрузивных пород.

Появление ассоциации железистого оливина со щелочным полевым шпатом связывается с условиями высокой щелочности (фация 18, рис. 117 и 118) и имеет определенные ограничения по давлению, при-

урочиваясь при вполне подвижном поведении щелочей исключительно к комплексам малой глубинности. Последнее обусловлено тем, что развитие железистой оливин-калишпатовой ассоциации приводит к вытеснению в гранитоидах спессартин-альмандинового граната, что сопровождается значительным увеличением объема.

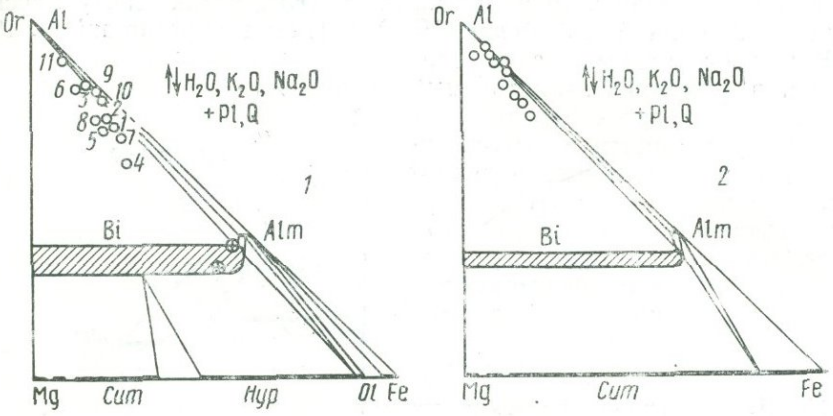


Рис. 127. Парагенетические диаграммы для малоглубинных биотитовых гранитоидов:
1 — верхнемеловые гранитоиды Мяо-Чанского интрузивного комплекса (Руб и др., 1962), Хабаровский край (точки 1—7 — гранитоиды второй интрузивной фазы комплекса, точки 8—11 — гранитоиды третьей фазы); *2* — верхнемеловые гранитоидные породы Центрального Сихотэ-Алиня (Изох и др., 1957). Условные обозначения см. на рис. 119, 120

Оливиновые разности гранитов отмечаются в некоторых районах Тихоокеанского пояса. В Приморье оливинсодержащие гранитоиды обнаружены на мысе Орлова и в бассейне р. Сандагоу, в 33 км к западу от мыса Орлова. Здесь к эндоконтактовым зонам массивов лепидомелан-рибекитовых миароловых гранитов приурочено большое количество линзовидных и реже изометричных кварц-полевошпатовых с фаялитом шлиров крупнокристаллического строения. Они секутся щелочными гранитами и к ним иногда приурочены более поздние лепидомелан-рибекитовые гранитные пегматиты сегрегационного характера. Как правило, фаялит приурочен к конечным этапам кристаллизации массивов гранитоидов — пегматитам и аплитам, имеющим наиболее высокое отношение железа к магнию. Кроме того, устойчивость фаялита определяется низким парциальным давлением кислорода (например, при температуре 500°С парциальное давление кислорода $P_{O_2} < 10^{-23}$ атм). При повышении парциального давления кислорода фаялит распадается на магнетит и кварц:

$$3Fe_2SiO_4 + O_2 = 2Fe_3O_4 + 3SiO_2,$$

т. е.

$$Ol_{100} + (O_2) = Mt + Q.$$

Вместе с относительным накоплением железа в конечных интрузивных фазах (пегматитах и аплитах) происходит концентрация марганца, о чем свидетельствует повышение в железистых оливинах тефроитовой составляющей. Оливиновые разности гранитоидов очень характерны для интрузий, формирующихся в платформенных усло-

виях, для которых имеет место значительный разрыв по возрасту внедряющихся гранитоидов и вмещающих пород. Подобные интрузии «платформенного» типа описаны во многих регионах. Примером их может служить Коростеньский плутон на Украине (Соболев, 1947). Несмотря на огромные размеры этого массива, слагающие его породы имеют «гипабиссальный» облик. В составе Коростеньского массива преобладают рапакиви и рапакивиобразные граниты. Эти породы сложены крупными овоидальными или ограненными кристаллами калиевого полевого шпата в среднезернистой основной массе. Из темноцветных присутствуют: фаялит (92% фаялитового компонента), обрастающий грюнеритом ($Ng=1{,}710$, $Np=1{,}665$, $2V=-83°$, $cNg=9—10°$) и окрашенным амфиболом; железистый биотит, по составу близкий к лепидомелану ($Nm=1{,}693—1{,}699$). Аналогами этих пород, по В. С. Соболеву, являются рапакиви Бердяушского массива, Южный Урал (Заварицкий, 1958), Финляндии, Швеции, Гренландии, гранофиры Бушвельдского комплекса (Barth, 1936) и др. Для всех приведенных гранитоидов характерно наличие биотитов, по составу близких к лепидомелану, и фаялита. Так, в рапакиви массива из юго-восточной Финляндии (Simonen, 1961) оливин, ассоциирующий с кварцем, пироксеном, роговой обманкой и калиевым полевым шпатом, содержит (по данным химического анализа) 92% фаялита, 6,1% форстерита и 1,8% тефроита.

Во многих гипабиссальных интрузиях гранитоиды со щелочными железистыми силикатами ассоциируют с фаялитовыми и гортонолитовыми гранитоидами. Так, в описанных выше щелочных гранитах мыса Орлова в Южном Приморье получили развитие фаялит-полевошпатовые, рибекит-фаялит-полевошпатовые, грюнерит-рибекит-полевошпатовые с лепидомеланом ассоциации, соответствующие фациям 16, 17 и 18 рис. 117 и 118. Они отвечают условиям сравнительно низкой щелочности в ряду фаций щелочных гранитоидов.

Фаялитсодержащие граниты с грюнеритом, рибекитом, эгирином и лепидомеланом описаны также в Нигерии в составе комплекса мезозойских (доверхнемеловых) щелочных гранитоидных интрузий (Bain, 1934; Mackay et al., 1949; Borley, 1963; Greenwood, 1951; Апельцин, Фельдман, 1958), залегающих в докембрийских метаморфических породах и гранитоидах. Щелочные гранитоиды слагают гипабиссальные и приповерхностные сложного, иногда грубокольцевого строения массивы, приуроченные к зонам разломов, несогласно секущим докембрийские образования. Комплекс мезозойских интрузий включает четыре фазы (от ранних к поздним): жильные тела микрогаббро, биотитовые граниты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры, щелочные граниты и гранит-порфиры и дайки долеритов. Щелочные гранитоиды пространственно тесно связаны с биотитовыми гранитоидами и иногда характеризуются сложными взаимоотношениями. Некоторыми исследователями (Mackay et al., 1949; Bain, 1934) намечена следующая последовательность формирования щелочных гранитоидов (от ранних к поздним): фаялитсодержащие граниты и гранит-порфиры, биотитовые граниты, существенно рибекитовые и эгирин-рибекитовые граниты.

С этими конечными этапами становления щелочных комплексов нередко связана редкометальная (ниобиево-танталовая и редкоземельная) минерализация.

Более редкие разновидности щелочных пород — астрофиллитовые, энигматитовые и другие — можно наблюдать в массивах щелочных гранитоидов совместно с эгириновыми или эгирин-рибекитовыми разновидностями, с которыми они имеют постепенные переходы. Лишь в

единичных случаях астрофиллитовые или энигматитовые гранитоиды образуют самостоятельные интрузивные тела.

Анализ режима кислотности-щелочности гранитоидов должен играть первостепенную роль при оценке их рудоносности. При этом особенно большое значение имеют данные о направлении кислотно-щелочной эволюции гранитоидного магматизма при формировании сложных (многофазных) гранитоидных комплексов, так как процессы оруденения являются естественным завершением этой эволюции. Именно такой подход может привести к установлению генетических связей оруденения с интрузиями. В настоящее время эти связи намечены только в самых общих чертах.

По направлению кислотно-щелочной эволюции гранитоидного магматизма можно выделить три типа интрузивных комплексов:

I. Гранитоидные комплексы, в процессе развития которых происходит снижение общей щелочности, что приводит к внедрению все более лейкократовых гранитоидов и, наконец, к появлению аплитов с мусковитом и иногда гранатом. Процесс оруденения в этом случае характеризуется выпадением ранней щелочной стадии, начиная с развития интенсивного кислотного метасоматоза. Сюда относятся многие месторождения грейзенов, мусковитовых пегматитов и др.

II. Гранитоидные комплексы, развитие которых направлено в сторону возрастания кислотности, но осложняется повышением щелочности вследствие взаимодействия с вмещающими карбонатными, основными или ультраосновными породами. В этом случае наряду с кислыми аплитовыми фациями возникают лампрофиры и гранитоиды повышенной щелочности (меланократовые гранитоиды, граносиениты, пироксеновые микроклиновые пегматиты и т. д.). Примером могут служить месторождения скарново-грейзенового типа, широко развитые в Приморье (Вознесенский рудный узел), Забайкалье и Средней Азии, с которыми связано оруденение олова, вольфрама и др.

III. Гранитоидные комплексы, сформированные в условиях нарастающей щелочности, так что в постмагматическом минералообразовании ярко проявлена ранняя щелочная стадия, тогда как кислотный этап смещен в область относительно низких температур или отсутствует. Эти комплексы подразделяются на следующие основные типы:

1. Гранитоидные интрузии, фации повышенной щелочности которых обусловлены взаимодействием с карбонатными породами. С ними связаны разнообразные месторождения скарново-рудной формации. Уже в этой группе намечается переход к собственно щелочной формации, характеризующейся редкоземельной минерализацией: ортит-магнетитовые руды некоторых магнезиально-скарновых месторождений Южной Якутии, редкоземельные флогопит-апатитовые месторождения Северной Кореи.

2. Интрузии нормальных известково-щелочных и глиноземистых гранитоидов с фациями щелочных (эгириновых, рибекитовых и др.) пород и наложенным щелочным метасоматозом, с которым связана минерализация фергусонита, циркона, монацита, колумбита, касситерита, молибденита и других сульфидов (Шейнманн и др., 1961).

3. Интрузии щелочных гранитоидов и пегматитов с редкометальной минерализацией (циркон, ильменит, магнетит, ортит, монацит, ксенотим, торит, пирохлор, чевкинит, бритолит и др.). Ранние фазы этих интрузий в некоторых случаях не содержат щелочных темноцветных минералов (фазы фаялитовых или биотитовых гранитоидов). Щелочная минерализация относится к поздним фазам внедрения гранитоидов или связана с наложенным метасоматозом.

Минеральные фации, отражая режим летучих компонентов, температуры, давления, входят в более общую характеристику условий образования магматических пород (в более общее понятие о фациях). Эти условия характеризуются прежде всего геологическим положением магматических пород.

Представление о фациях в широком геологическом аспекте было перенесено на магматические породы из геологии осадочных пород. Впервые оно было введено А. Гресли (1838), который относил к одной фации одновозрастные отложения, отличающиеся от соседних литологическими или палеонтологическими признаками и условиями образования. В магматической геологии понятие «фация» было применено впервые в конце XIX в. Райер (1888) и Левинсон-Лессинг (1893) понимали под фацией комплекс синхронных пород, слагающих единую вулканическую постройку или единое интрузивное тело.

М. А. Усов (1935) стал употреблять этот термин в генетическом смысле, понимая под фацией генетический тип тех или иных магматических образований. Им стали выделяться экструзивные, дайковые, жерловые, силлово-лакколитовые и другие фации. В магматических телах нередко выделяются краевые фации, характеризующиеся условиями относительно быстрого охлаждения.

ФОРМАЦИИ

Формация — это широкое геологическое понятие, объединяющее магматические и метаморфические горные породы, связанные парагенетически, что отражает приуроченность их к конкретным структурам земной коры и к определенным стадиям их развития. Ассоциации горных пород, типичные для той или иной формации, систематически повторяются в ходе развития земной коры в сходной геологической обстановке. Формации являются крупными вещественными единицами, характеризующими связи между петрографическим составом пород и конкретной геологической (тектонической, палеогеографической) обстановкой. Поэтому изучение формаций является необходимой основой историко-геологических, геотектонических, петрологических, металлогенических и других построений.

Впервые термин «формация» для магматических пород был применен Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в 1888 г., который рассматривал магматическую формацию как частный случай геологической. Вначале Ф. Ю. Левинсон-Лессинг понимал формацию как совокупность массивных, обломочных и контактово-метаморфических пород, представляющих крупную стратиграфическую единицу. Впоследствии он стал вкладывать в понятие формации также и генетическое содержание. В развитие учения о магматических формациях большой вклад внесли М. А. Усов, Ю. А. Кузнецов и Е. К. Устиев.

Различаются конкретные формации и формационные типы (абстрактные формации). При выделении первых обращают внимание на характерные специфические черты, свойственные именно данной формации, образовавшейся в определенное время и в определенном регионе. На основе накопившегося материала по конкретным формациям выделяют формационные типы, стремясь отобрать те их черты, которые свойственны всем формациям данного формационного типа.

Геологические формации представляют собой крупные и сложные формационные единицы, которые трудно поддаются типизации. Этим объясняется тот факт, что общепринятая типизация и классификация

формаций пока еще не созданы, хотя и существует ряд классификационных схем. В основу классификации формаций должны быть в первую очередь положены черты, которые могут быть установлены при непосредственных наблюдениях: набор пород, главных и второстепенных, слагающих формацию, особенности петрографического и химического состава этих пород, их структурные и текстурные особенности, комплекс метаморфических преобразований. Очень часто при выделении формаций используют палеогеографические (например, наземные и подводные комплексы вулканических пород) и тектонические (например, платформенные формации, геосинклинальные формации и т. д.) признаки. Эти признаки не столь объективны, как особенности вещественного состава, перечисленные выше. Давно была замечена связь между геотектонической обстановкой и появлением той или иной формации, но связь эта неоднозначна: один и тот же формационный тип может появиться в различной структурной обстановке. Статистические исследования показывают наличие существенных перекрытий в составах пород, приуроченных к различной тектонической обстановке.

Тип связи между ассоциациями магматических пород и тектонической обстановкой их формирования может быть установлен только при глубоком изучении на основе достаточно полного общегеологического материала и данных о закономерностях магматической эволюции в ходе развития геоструктурных зон. Таким образом, формационный анализ является итоговым синтезом петрологических и общегеологических знаний.

Формации магматических (и метаморфических) горных пород в первом приближении подразделяются на три большие группы — формации тектонически активных (подвижных) зон, формации промежуточного (переходного) типа и формации устойчивых областей.

Формации тектонически активных (подвижных) зон охватывают магматические (и метаморфические) проявления, сопровождающие геосинклинальное развитие земной коры, в котором различаются собственно геосинклинальная (А) и последующие переходная (Б-I) и орогенная (Б-II) стадии. Типичные ассоциации магматических (и метаморфических) пород, свойственные этим стадиям, варьируют в зависимости от геосинклинального разреза, что схематически характеризуется табл. 22. Формации ранних этапов развития подвижных зон земной коры объединяются в формационный ряд А. Следующий этап связан со становлением в геосинклинальных областях плагиогранитов (формационный ряд Б-I). В поздние собственно орогенные стадии развития эвгеосинклиналей и особенно в терригенных геосинклиналях имеет место развитие нормальных калиевых гранитов (формационный ряд Б-II).

Формации группы I (ряда А) наблюдаются в основаниях эвгеосинклинальных разрезов. Они свойственны также срединноокеаническим хребтам, характеризуя, по-видимому, условия растяжения земной коры (рифта). О прогибании земной коры в эту стадию свидетельствует ассоциация рассматриваемых пород с глубоководными осадками (офиолитовый комплекс).

Гипербазит-толеитовая ассоциация приурочивается к крайним (наиболее океаническим) фациально-структурным зонам геосинклинальных систем. Гипербазиты в них представлены дунит-гарцбургитовыми разновидностями, они хромитоносны и сопровождаются энстатитовыми пироксенитами. Железистость энстатита и оливина обычно ниже 15%. В пикритовых породах щелочноземельной серии также содержатся минералы, богатые хромом (хромдиопсид. хромистая шпи-

Таблица 22

Формации геосинклинального развития
(ассоциации магматических и метаморфических пород)

Главные стадии развития магматизма и метаморфизма		Главные типы геосинклинальных разрезов				
		гипербазит-вулканогенные (1)		вулканогенные (2)	терригенно-вулканогенные (3)	терригенные (4)
	А	толеитовые базальты, бедные калием, дуниты и гарцбургиты (спилиты, серпентиниты, зеленые и голубые сланцы, эклогиты)	лейкократовые базальты, андезитобазальты, андезиты, дуниты, верлиты, пироксениты, горнблендиты, (спилиты, зеленые и голубые сланцы, эклогиты)	толеитовые базальты, дациты, липариты (спилиты, альбитофиры, зеленые сланцы)	лейкократовые базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты, липариты	липариты, дациты
	Б-I	габбро, плагиограниты		габбро, плагиограниты	плагиограниты, плагиомигматиты (плагиогнейсы, в том числе эндербиты, слюдяные сланцы, филлиты)	плагиограниты (ранняя фаза)
	Б-II	—		—	граниты, калишпатизация (заключительная фаза)	граниты, мигматиты (гнейсы, в том числе чарнокиты, биотитовые сланцы, филлиты)

нель и др.). Гипербазит-толеитовая ассоциация в развитии, по-видимому, всегда связана с особыми геотектоническими условиями, в которых доминируют элементы растяжения земной коры (рифта), что характерно для начальных стадий развития подвижных зон. Переход к режиму преобладающего сжатия с развитием подводных хребтов или геоантиклинальных поднятий складчатого строения типа островных дуг приводит к изменению характера вулканизма в сторону появления лейкократовых разностей базальтов, чему в интрузивных сериях соответствует смена габбро габбро-анортозитами и анортозитами. В развитых островных дугах, в которых имеется сиалическая (континентальная) кора, эволюция магматизма щелочноземельного ряда связывается с орогенезом и продол-

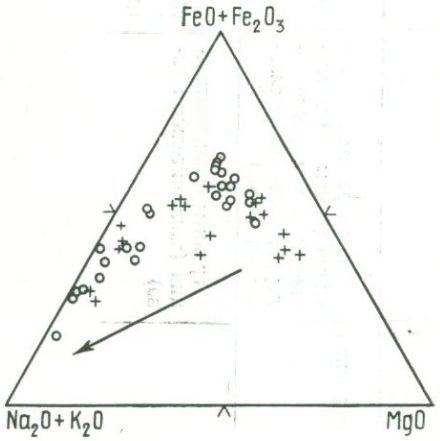


Рис. 128. Петрохимическая диаграмма третичных базальтовых лав Шотландии (по Куно).
Круглые знаки — толеитовая (исландитовая) серия, крестики — щелочная серия. Стрелкой для сравнения намечено направление эволюции магматизма в щелочноземельной (андезитовой) серии

жается дальше в сторону андезитов и более кремнекислых пород, и лейкократовые базальты выступают в качестве промежуточного звена между толеитовыми базальтами и андезитами. Эта эволюция обусловлена усилением роли летучих компонентов, что улавливается по составу вулканических стекол и выражается в повышении коэффициента эксплозивности извержений.

Установление направления магматической эволюции (типа магматической серии) играет особенно важную роль в формационном анализе. Наиболее существенно различие серий по интенсивности накопления железа, что схематически отображено на рис. 128 на примере третичных базальтовых лав Шотландии. Серии толеитовых базальтов характеризуются быстрым развитием железистых составов — возникают железистые породы основного состава (ферробазальты, феррогаббро), среднего состава (исландиты) и кислого состава (ферролипариты, феррограниты). Этот тип дифференциации можно назвать толеитовым, или исландитовым. Нередко аналогичные соотношения по содержанию железа и магния прослеживаются в сериях щелочных пород, отличающихся бедностью кремнеземом. Исландитовый тип магматической эволюции можно противопоставить нормальному щелочноземельному (андезитовому) типу, отличающемуся умеренным накоплением железа (базальты — андезиты — дациты — липариты). Это направление магматической эволюции на диаграмме намечено стрелкой.

С повышением давления летучих компонентов, по-видимому, связывается смещение эвтектики основных магм в сторону лейкократовых составов. В геосинклинальных системах вулканические пояса лейкократовых базальтов и андезитов располагаются параллельно толеитовым (офиолитовым) поясам, но ближе к континентам (соответствуют наиболее развитым частям островных дуг и аналогичным структурам). К некоторым из них также приурочены гипербазиты дунит-верлитовой

или дунит-горнблендитовой ассоциации: энстатит в составе пород отсутствует или редок, оруденение большей частью ильменит-магнетитовое, оливин представлен более железистыми разностями (железистость достигает 25%). К этой формации или к переходным типам относятся, очевидно, платиноносные и хромитово-платиноносные гипербазитовые интрузии, хотя этот вопрос до конца неясен.

Ассоциацией с проявлениями ультраосновного магматизма подчеркиваются связи толеит-базальтового и андезитового вулканизма с глубинными (мантийными) частями Земли (с подъемом ультраосновного вещества мантии и флюидов с очень больших глубин в связи с глобальными дислокациями).

Рассмотрим в формационном аспекте эволюцию магматизма и метаморфизма островных дуг. В развитии островных дуг намечаются геосинклинальные циклы, в которых различаются ранняя (А), зрелая, или орогенная (Б-I), и позднеорогенная (Б-II) стадии. В эрозионных срезах разновозрастных геосинклинальных систем обнажаются соответствующие парные зоны развития магматических и метаморфических пород — внешняя или океаническая (А) и внутренняя (Б-I). Эти парные зоны со временем смещаются в сторону океана в связи с разрастанием островных дуг за счет океанической впадины.

Формирование внешних зон (А) многостадийно (А-I, А-II, А-III). Ранняя стадия (А-I) характеризуется подводными трещинными излияниями толеитовых магнезиальных и бедных калием базальтов, кремнистыми отложениями, туфогенными аргиллитами, граувакками. С началом глыбовых перемещений связывается внедрение хромитоносных дунитов и гарцбургитов. Линейные зоны базальтовых излияний эволюционируют в систему щитовых вулканов, что связано с образованием неглубоких промежуточных очагов, в которых намечается дифференциация в сторону железистых магм с небольшим объемом кислых производных (исландитовый тип). Ассоциации этих пород аналогичны «эмбриональным офиолитовым комплексам» срединноокеанических хребтов (Hess, 1965).

В последующую стадию А-II усиливается накопление кремнистых отложений и аргиллитов, а в базальтовом магматизме намечается сдвиг в сторону андезитов (магмы обогащаются кремнием, железом, титаном, калием). Дунит-гарцбургитовый магматизм уступает место дунит (оливинит)-верлит-пироксенитовому с платиновой или железотитановой минерализацией. Офиолитовые пояса А-I и А-II могут развиваться сопряженно, тогда пояса А-I занимают более «океаническое» положение, как в пермской и меловой эвгеосинклинальных зонах Новой Зеландии (Challis, 1968; рис. 129).

Переход к поясам А-III (без гипербазитов) связан с формированием складчатости и внутренних поднятий (предорогенная стадия). В эту стадию полностью изменяется характер магматической эволюции (исландитовый тип сменяется андезитовым с умеренным накоплением железа). Обычно базальт-дацитовые и базальт-липаритовые ассоциации ранних этапов сменяются андезитами и андезитодацитами и одновременно усиливается роль флишевых отложений. К вулканическим поясам А-III приурочены медноколчеданные месторождения. В интрузивной фации развиваются габбро-плагиогранитные комплексы с месторождениями медных, железных, марганцевых руд.

В стадию Б развиваются наложенные (постскладчатые) пояса наземного вулканизма и молассовые отложения. Андезитовый тип магматической эволюции сохраняется, и усиливается кислый магматизм.

В интрузивной фации развиваются плагиограниты (ранние этапы, Б-I) и нормальные граниты (Б-II) с разнообразным комплексом полезных ископаемых.

В заключительные этапы намечается тенденция к сближению интрузивного и эффузивного магматизма и формируются вулкано-плутонические ассоциации, а также игнимбриты, затем проявляется щелочной уклон (трахиандезиты, трахилипариты, пантеллериты).

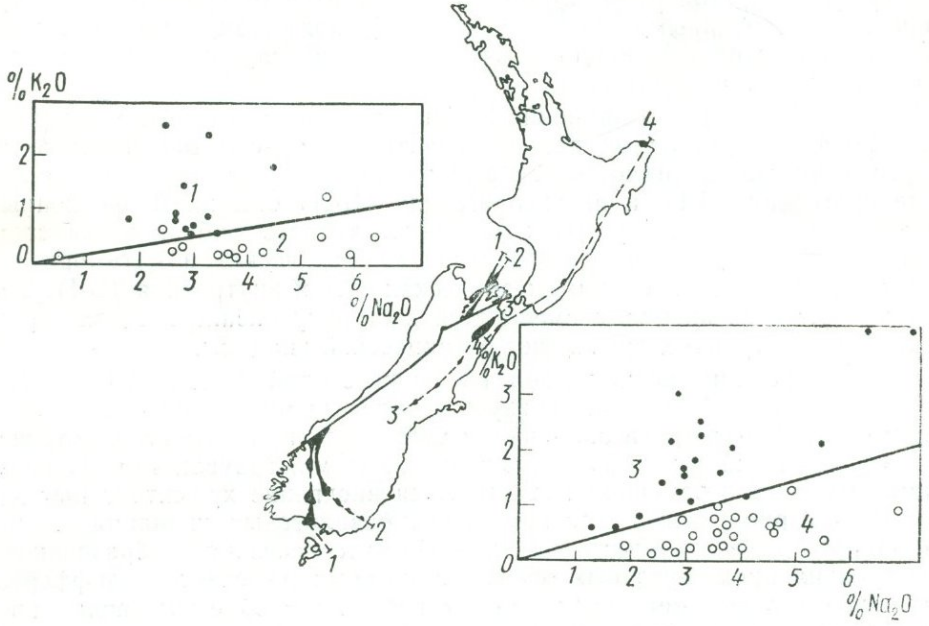


Рис. 129. Вулканические пояса Новой Зеландии пермского (1 и 2) и мелового (3 и 4) возрастов и характеристика составляющих их основных вулканических и гипабиссальных пород по содержанию щелочей (Shallis, 1968):
1 — лейкократовые базальты и андезиты, гипербазиты (дуниты, верлиты, горнблендиты со шпинель-ильменит-магнетитовым оруденением); *2* — толеитовые базальты, спилиты, дунит-гарцбургитовые хромитоносные интрузии (офиолитовый комплекс); *3* — щелочные базальты, трахиты, габбро-сиениты, титан-авгитовые перидотиты, горнблендиты с ильменит-магнетитовым оруденением (расслоенные интрузии); *4* — вариолитовые базальты и другие вулканиты

В дальнейшем возобновляются трещинные излияния толеитовых базальтов и возникают щитовые вулканы, в которых вновь намечается дифференциация в сторону железистых лав (исландитовый тип) и развивается щелочной магматизм (щелочнобазальтовый тип эволюции: трахибазальты, трахиты). Магматизм этой стадии сопоставляется с траппами континентов.

Закономерно эволюционирует метаморфизм. Ранний (догранитный) метаморфизм (А) отличается натровым характером: амфиболит-зеленосланцево-спилитовая и эклогит-глаукофан-сланцевая формации, причем глаукофановый метаморфизм специфичен для гипербазитовых (офиолитовых) поясов А-I и А-II и не встречается в структурах другого типа. Последующий метаморфизм связан со становлением плагиогранитов А-III — Б-I и затем гранитов нормального ряда Б-II. В современных эрозионных срезах островных дуг метаморфизм Б-II проявляется ограниченно. Метаморфизм и магматизм в развитии островных

дуг характеризуются последовательным усилением роли калия. Общность этих процессов обусловлена их связью с едиными восходящими потоками флюидов, состав которых закономерно эволюционирует по мере развития фациально-структурных зон.

Примером может служить Новая Зеландия (рис. 129), в развитии которой, как и на других островных дугах Тихоокеанского кольца, наблюдается последовательное смещение геосинклинального режима от континента в сторону океана. Это смещение прослеживается по расположению пермских и меловых вулканических поясов, а в пределах каждой возрастной группы зафиксировано распределение изверженных пород по фациально-структурным зонам геосинклиналей: внешние (океанические) зоны представлены гарцбургит-толеитовыми ассоциациями (совместно с глубоководными осадками, спилитами, граувакками), затем следуют зоны развития лейкократовых базальтов и андезитов (в меловой геосинклинали эти зоны совмещаются в пределах пояса 4, рис. 129). Ближе к континенту располагается область развития щелочного магматизма. В этой закономерности пространственного расположения изверженных серий (толеитовые базальты — лейкократовые базальты и андезиты) наряду с последовательным возрастанием в породах отношения $(K_2O+Na_2O):SiO_2$ увеличивается также отношение $K_2O:Na_2O$. Это отношение может служить, таким образом, показателем положения базальтоидов в рассматриваемом эволюционном ряду, отвечающем развитию и консолидации подвижных зон.

В эмбриональные стадии эвгеосинклинального развития выплавляются толеитовые магмы, почти лишенные калия, как в пермском офиолитовом поясе 2 (рис. 129).

В собственно геосинклинальный (А), в переходный (Б-I) и орогенный (Б-II) периоды прогрессивного развития подвижных зон эволюция магматизма носит направленный характер: А → Б-I → Б-II. Формирование гранитных комплексов относится к стадиям Б-I (плагиогранитная стадия) и Б-II (стадия становления нормальных калиевых гранитов). Наиболее интенсивно гранитоидный магматизм проявляется в вулканогенно-терригенных и существенно терригенных геосинклинальных толщах, наиболее благоприятных для широкого развития процессов магматического замещения (гранитизации). Процессы магматического замещения усиливаются по мере эволюции магматизма от основного к кислому. Усиление гранитоидного магматизма в глубинных условиях происходит за счет селективного усвоения компонентов вмещающих толщ при их магматическом замещении. Этим объясняется то, что в глубинных интрузивных сериях гранитоидный магматизм проявлен так экстенсивно, сопоставляясь по размаху с базальтоидным магматизмом эффузивных серий. С повышением флюидного давления снижаются температуры кристаллизации расплавов и изменяются их эвтектические составы, а также металлогеническая специализация интрузивных комплексов. Как было показано Д. С. Штейнбергом и Г. Б. Ферштатером на Урале, И. Х. Хамрабаевым в Узбекистане, гранитоидные серии отчетливо разделяются по режиму формирования на два ряда: высокотемпературные гранитоиды (750—800°), входящие в состав вулкано-плутонических формаций, и среднетемпературные (650—700°), обычно более глубинные граниты, лишенные эффузивных аналогов, нередко сопряженные с региональным метаморфизмом амфиболитовой фации.

Граниты этих двух типов различаются по многим химическим и минералогическим характеристикам. Высокотемпературные граниты в

среднем богаче SiO_2 (74—76%) и K_2O (4,5—5,5%) и беднее MgO (0,2—0,5%) по сравнению со среднетемпературными гранитоидами (72—73% SiO_2, 4,0—4,5% K_2O, 0,5—0,6% MgO) при сходном составе в отношении других компонентов. В высокотемпературных гранитах обычен первичный магнетит, отсутствующий в гранитах среднетемпературной фации, биотит в их составе является более фтористым и содержит алюминий преимущественно в четверной координации, в состав плагиоклаза входит существенное количество калия. Высокотемпературные граниты с кислыми эффузивами нередко образуют единые вулкано-плутонические ассоциации, характерные для поздних этапов развития подвижных зон. Различие двух типов гранитоидов на основе экспериментальных данных связывается с неодинаковым флюидным режимом их становления: с возрастанием давления флюидов (H_2O и др.) снижается температура гранитной эвтектики с одновременным обеднением ее кварцем относительно полевых шпатов.

Эволюция состава флюидов по мере развития подвижных зон направлена в сторону изменения их химизма с вытеснением натрия калием и повышением степени окисления (возрастанием химической активности CO_2, H_2O).

Поскольку магматизм, как и метаморфизм, в равной мере развивается под воздействием активизирующихся в связи с дислокациями флюидов, то эволюция состава флюидов прослеживается в равной мере в метаморфических и магматических породах, сопряженных во времени. Одним из методов определения состава флюидов является изучение газово-жидких включений в минералах. Так, в габбро и анортозитах Удокано-Становой зоны на ранних стадиях ее развития (с натриевым профилем метаморфизма) в минералах содержатся включения сильно восстановленных флюидов (с преобладанием H_2, CO, CH_4), а в последующие этапы развития калиевых чарнокитов и сиенитов состав флюидов характеризуется преобладанием окисленных форм CO_2, H_2O. Спецификой состава флюидов объясняется, в частности, то, что на ранних стадиях метаморфизма эвгеосинклинальных отложений развиваются богатые калием силикаты — цеолиты, лавсонит, пренит, пумпеллиит, гроссуляр, — образующиеся в условиях очень низкого давления CO_2, когда подавлены процессы гидратации: до низких температур устойчивы безводные силикаты (жадеит, омфацит, гранат, кианит) и маловодные минеральные ассоциации (глаукофан вместо альбита с хлоритом и др.) и т. д. В ходе эволюции складчатых комплексов, охваченных высокотемпературным метаморфизмом в глубинных условиях, кульминационная стадия метаморфизма (гранулитовый метаморфизм) большей частью предшествует развитию гранитоидного магматизма (мигматитообразованию), который отвечает более низкой температуре и имеет инъекционную природу с широким развитием магматического замещения и связанного с ним общего метасоматоза гнейсов и основных кристаллических сланцев (например, Тараташский комплекс на Урале).

Поскольку общая эволюция метаморфизма и магматизма подвижных зон сопровождается усилением роли калия в растворах, завершением ее является развитие метаморфических пород формационной группы Б-II. Особенно ярко метаморфизм этого типа проявляется в терригенных геосинклиналях внутренних (континентальных) частей геосинклинальных систем, в которых магматизм и метаморфизм Б-I может отсутствовать или иметь ограниченное развитие. Эта особенность обусловлена наличием в терригенных геосинклиналях мощных отложений глинистых пород, первично обогащенных калием, которыми

подавляется первично-натровый характер ювенильных метаморфических флюидов, сопровождающих магматизм и метаморфизм.

Развитие подвижных зон на платформах сопровождается базальтовым магматизмом, объединяемым в трапповую формацию (формация платобазальтов). «Она тоже является свидетельством мощных тектонических движений, переходящих в горообразовательные» (Попов, 1968, стр. 86). В тектонически активные (обычно ранние) стадии развития базальты трапповых формаций представлены толеитовыми разностями (толеит-базальтовая трапповая формация, Кузнецов, 1964, стр. 245).

Характерной особенностью трапповых формаций являются крупные масштабы магматической деятельности, т. е. большая ее длительность и широкое распространение на больших площадях, благодаря чему громадные объемы магматического материала оказываются выброшенными или излившимися на поверхность земли или интрудированными в верхние слои литосферы. Так, траппы Сибирской платформы распространены на площади свыше 1,5 млн. км^2, базальты Декана в настоящее время покрывают площадь свыше 500 тыс. км^2, причем их максимальная мощность около г. Бомбея достигает 3 км, а в среднем около 600 м. Лавы Кьюинаун в районе Великих озер имеют мощность свыше 4 км. При этих колоссальных извержениях изливались громадные количества лав с объемом до 1 млн. км^3.

Для трапповых формаций характерно проявление их в эффузивной (преимущественно наземной) и гипабиссальной фациях, причем эффузивы нередко сопровождаются туфами и ассоциируют с континентальными осадками. Появление туфов свидетельствует о том, что эффузивная деятельность была представлена не только трещинными излияниями, но и извержениями вулканов центрального типа. Для интрузивных траппов типична силловая форма залегания, хотя наряду с ней встречаются и другие — «волнистые» залежи, повторяющие брахискладчатую структуру вмещающих толщ, дайки, центральные интрузии различных типов. Мощность силлов в отдельных случаях достигает 600 и даже 900 м (долериты Карру). Площадь распространения интрузивных траппов часто значительно превышает площадь, занятую эффузивами и туфами (трапповые формации Южной Африки и Сибири). В других случаях, наоборот, преобладают эффузивы (Декан, бассейны рек Колумбии и Параны). Естественно, что трапповые интрузии формируются на различной глубине, и, например, В. С. Соболев (1936) среди трапповых интрузий Сибирской платформы выделяет менее глубинный тип траппов (приповерхностная фация), залегающих преимущественно в туфогенной толще, и более глубинный (собственно гипабиссальная фация), проявляющийся в виде интрузий среди более древних толщ среднего и нижнего палеозоя.

Дифференциация толеит-базальтового магматизма происходит с интенсивным накоплением железа и образованием железистых пород кислого состава (исландитов) и ферролипаритов. Это отличает толеитовый (исландитовый) тип дифференциации от андезитового типа, характерного для пород нормальной известково-щелочной серии, образующихся в ходе геосинклинального развития подвижных зон. Это своеобразное направление дифференциации, проявляющееся во всех трапповых формациях, хорошо отражается в треугольных диаграммах $MgO—FeO—(K_2O+Na_2O)$ (рис. 130). На этих диаграммах ясно видно, что при дифференциации в трапповых комплексах не возникают породы нормального щелочноземельного ряда.

Переход к устойчивым областям (консолидация подвижных зон) характеризуется появлением формаций горных пород повышенной щелочности и щелочных разностей. В трапповых формациях это фиксируется появлением щелочных базальтов, трахибазальтов, тешенитов, обычно завершающих тектоно-магматические циклы развития траппо-

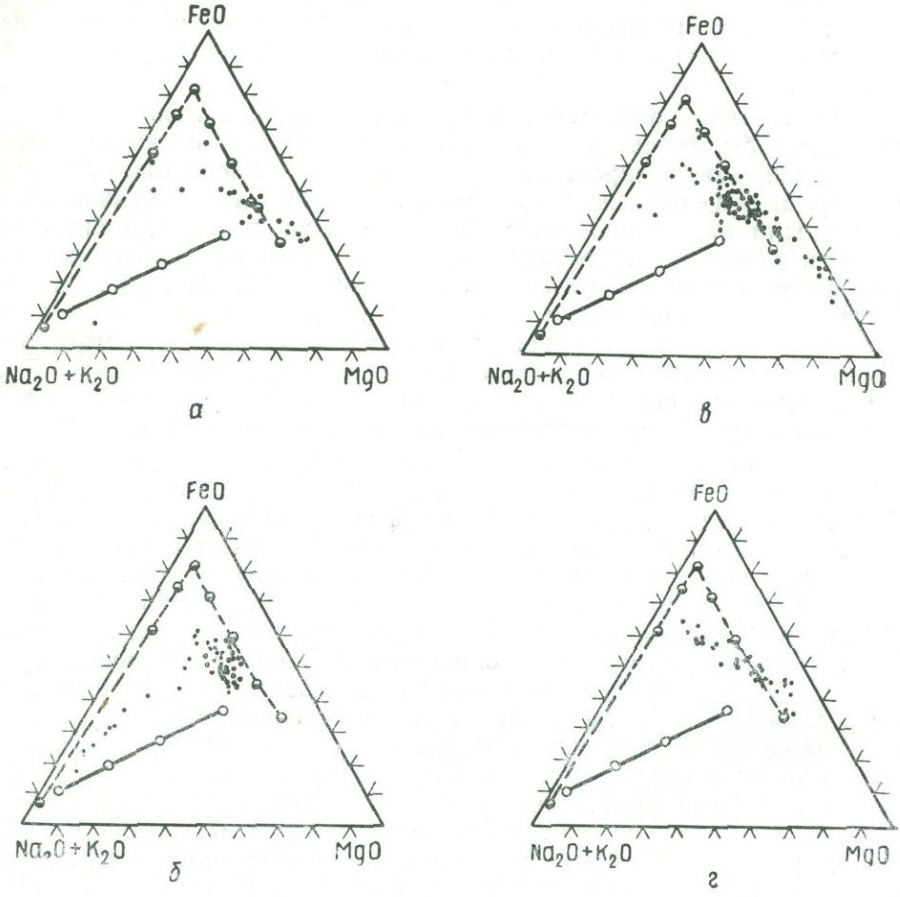


Рис. 130. Направление дифференциации (по Ф. Уокеру и А. Польдерварту): *а* — в силле Палисад; *б* — в позднепалеозойских кварцевых долеритах и толеитах Шотландии и Северной Англии; *в* — в долеритах Карру; *г* — в долеритах Тасмании. Для сравнения нанесены пути дифференции в Скаергаардской интрузии — исландитовый тип (пунктир) и средние составы пород известково-щелочной серии по р. Дэли — андезитовый тип (кружки и сплошная линия)

вого магматизма. На поздних стадиях развития геосинклиналей эта тенденция к консолидации проявляется во внедрении ультраосновных пород, нередко повышенной щелочности (кортландиты, слюдяные перидотиты, титаномагнетитовые оливиниты, горнблендиты), пикритов, базальтов (лейкократовых и оливиновых), андезитов и липаритов со щелочной тенденцией в виде контрастных (базальт-липаритовых) и непрерывных серий, щелочных габброидов, пестрых по составу гранитоидов — гранодиоритов, лейкогранитов, граносиенитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов и др.

Магматические формации устойчивых областей исключительно разнообразны. Принято выделять следующие их типы: оливин-базальтовые (трахибазальтовые) формации континентов и океанов, формации пород, образующих платформенные интрузии (железистые гранитоиды, включая рапакиви, габбро-сиениты, анортозиты, габбро-нориты и др.), формации центральных интрузий и трубок взрыва (кимберлиты, комплексы щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами, агпаитовые нефелиновые сиениты и др.).

Характеристика различных типов формаций приводится в работе Ю. А. Кузнецова (1964).

Рассматривая намеченные формации в целом, можно подразделить их на три группы в соответствии с развитием магматизма трех типов: толеит-базальтового (I), андезит-базальтового (II) и трахит-базальтового (III). Каждый тип связан с определенными стадиями развития земной коры: I — тектонически активной, раннегеосинклинальной стадией, преимущественно рифтовой природы, II — геоантиклинальной стадией преобладающего сжатия, III — стадией консолидированной устойчивой области.

Для тектонически активных ранних стадий развития подвижных зон характерен толеитовый базальтоидный магматизм (I): океанические хребты, эвгеосинклинали в системах островных дуг на ранних стадиях их развития, рифтовые структуры на континентах в начальный период развития траппового магматизма и др. В толеитовых базальтоидах включения эклогитов и ультраосновных мантийных пород не отмечаются. Но по мере консолидации подвижных зон магматизм приобретает щелочной характер и усиливаются черты сходства его с магматизмом платформенных участков земной коры (III). Одновременно получает распространение вынос магмами ультраосновного и эклогитового мантийного материала, что свидетельствует о смещении очагов магматического развития в глубины верхней мантии. В системах островных дуг тектонически активные зоны располагаются во внешних (океанических) частях, прилегающих к глубоководным желобам. С удалением от них в сторону континентов (в направлении все более консолидированных структур) магматизм приобретает щелочной характер. Эта закономерность на примере современного и мелового вулканизма Японской островной дуги показана на рис. 131, по данным Х. Куно. Закономерность изменения состава магматических проявлений коррелируется японскими геологами (Сугимура, 1970; Куно, 1970) с размещением очагов землетрясений различной глубинности, схема которых, по данным Г. Хесса, приводится на рис. 132. Размещение магматических проявлений и очагов землетрясений связано со строением современной Курильской и Нампо-Марианской геосинклиналей. Их фронтальные глубоководные желоба, связанные с зонами растяжения, соответствуют выходу на земную поверхность глубинных зон скалывания, падающих под континент, которые фиксируются очагами землетрясений.

Зона распространения очагов землетрясений малой и умеренной глубинности совмещается в плане с полем развития толеитового магматизма, а эпицентры глубокофокусных землетрясений фиксируют положение интенсивных проявлений щелочного вулканизма.

Максимум глубокофокусных землетрясений совпадает, согласно рис. 132, с пересечением Курильской и Марианской сколовых поверхностей на глубинах свыше 300 км, причем в плане это пересечение совпадает с максимальной активностью третичного и четвертичного щелочного вулканизма (рис. 131). Повышенная глубокофокусная сей-

смичность Марианской зоны хорошо коррелируется с интенсивным щелочным вулканизмом о. Кюсю и западной части о. Хонсю. Связи магматизма и сейсмичности, вероятно, являются сложными, и очаги землетрясений нельзя непосредственно отождествлять с магматическими очагами, что особенно подчеркивалось А. Рингвудом в дискуссии

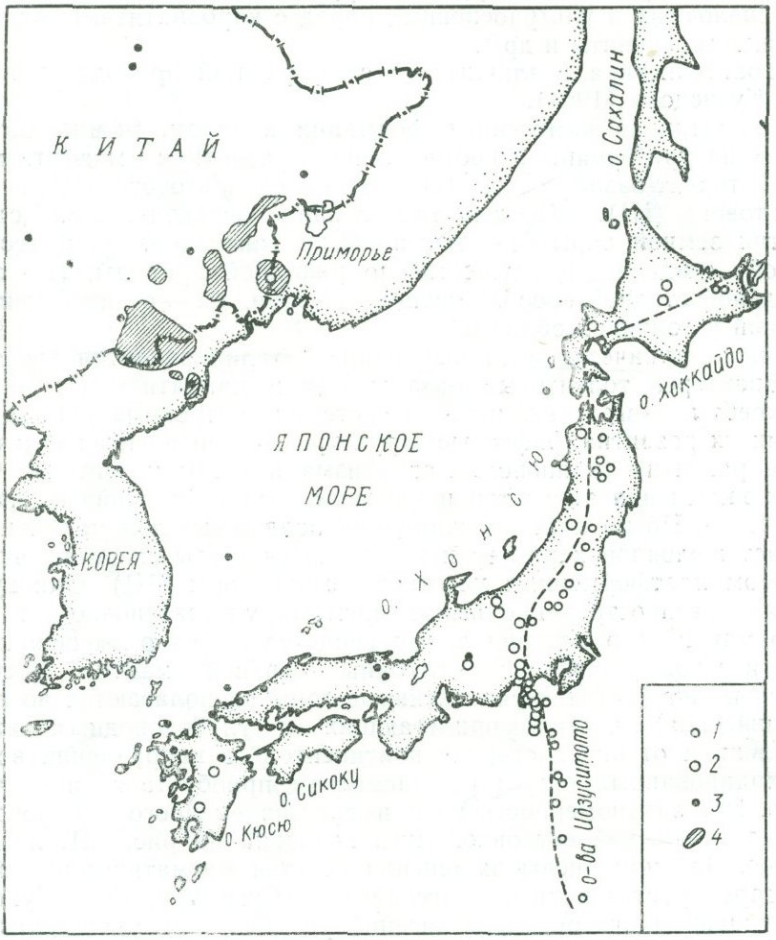


Рис. 131. Размещение главных типов базальтов четвертичного и современного вулканизма:
1 — толеитовые базальты; *2* — глиноземистые базальты; *3* — щелочные оливиновые базальты; *4* — третичные щелочные оливиновые платобазальты (Kuno, 1968)

к докладам японских геологов (Сугимура, 1970; Куно, 1970). Однако глубинное (мантийное) происхождение первичных щелочных магм в настоящее время признается всеми геологами. На это указывает обычное нахождение в них включений ультраосновных пород (лерцолитов) и находки эклогитов, тогда как в породах толеитового состава эти включения не встречаются. Лерцолитовые включения в оливиновых щелочных базальтоидах содержат около 90—65% оливина и 10—35% моноклинного и ромбического пироксена, шпинель (1—4%), гранат, мелилит, плагиоклаз, флогопит, роговую обманку, сульфиды. Ряд их

особенностей (высокое содержание жадеита в моноклинных и глинозема в ромбических пироксенах, наличие акцессорного граната и др.) свидетельствует об образовании их в условиях высокой температуры (выше 1000°) и очень высокого давления. В аналогичных щелочных базальтоидах содержатся охарактеризованные выше включения эклогитов, обнаруженные на Гавайских островах. Известны также находки алмаза в щелочных траппах (Попов, 1968). Громадные давления, при которых генерируются в глубинах Земли расплавы щелочных основных (и отчасти ультраосновных) магм, насыщенных сильно восстановленными флюидами, реализуются при подъеме магматических масс глубинными взрывными явлениями, в связи с тектоническими движениями вдоль надвиговых поверхностей. В верхних частях земной коры при внедрении щелочных магм образуются трубки взрыва, характерные для платформенного магматизма.

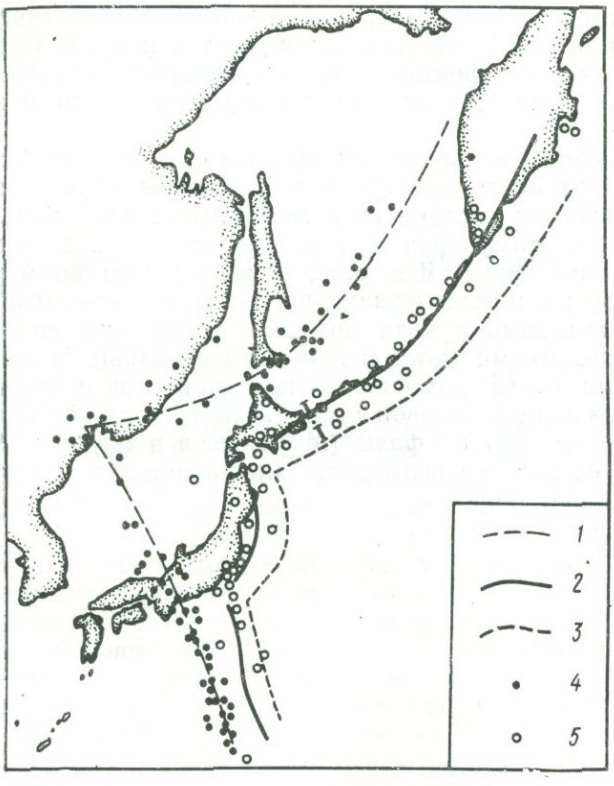


Рис. 132. Схема размещения очагов землетрясений, связанных с Курильской и Марианской подвижными зонами:
1 — зоны глубокофокусных землетрясений; *2* — оси геоантиклиналей; *3* — оси желобов («тектогенов»); *4* — фокусы землетрясений большой глубины (300—650 км); *5* — фокусы землетрясений умеренной глубины (60—300 км). Составлена Г. Хессом (Кропоткин и Шахварстова, 1965)

Метаморфические процессы в подкоровых зонах Земли отражают генерацию и развитие магматических расплавов, приводя к образова-

нию реститов (остаточных пород) при селективном плавлении и магматическом замещении вещества верхней мантии. Эти образования (эклогиты, лерцолиты) находятся в виде включений в щелочных базальтоидах, гипербазитах, кимберлитах. Они генетически связаны с включающими их магматическими породами, на что указывают их петрохимические особенности (Маракушев, 1973): эклогиты в породах калиевой серии (кимберлитах) отличаются высоким отношением калия и натрия от эклогитов, заключенных в магматических породах натровой серии — нефелинитах, гарцбургитах и др. В то же время они отличаются от магматических пород по возрасту, являясь отторженцами древнего вещества мантии, подвергшегося частичной перекристаллизации.

Выплавление магматических расплавов и метаморфические преобразования мантийного субстрата обусловлены глубоким проникновением тектонических дислокаций и связанным с этим локальным снижением давления, стимулирующим возникновение восходящих потоков сильно восстановленных флюидов, окисляющихся по мере подъема в верхние геосферы и выделяющих при этом энергию, необходимую для развития магматизма и метаморфизма. Происхождение флюидов связывается с реакциями металлизации, происходящими между карбидами, гидридами, сульфидами и окислами металлов в глубинных геосферах с освобождением газовой фазы, которым благоприятствует снижение давления на твердые фазы (Маракушев и Перчук, 1974). С этими флюидными потоками связываются магматические и метаморфические процессы в земной коре.

ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИЕ ФЛЮИДЫ И МАГМАТИЧЕСКОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ

РАЗВИТИЕ ИДЕЙ О ГРАНИТИЗАЦИИ

Граниты часто дают массивы однородных пород, контакты которых пересекают пласты осадочных пород, а эти последние вблизи контактов подвергаются высокотемпературным изменениям типа ороговикования. Такие граниты с конца XVIII в. после работ Дж. Хаттена рассматриваются как несомненно магматические интрузивные, хотя еще в течение XIX в. появлялись отдельные исследования, в которых образование даже таких гранитов объяснялось воздействием поверхностных или гидротермальных вод на осадочные породы.

Гораздо сложнее проблема образования гранитов глубинных формаций, в которых граниты имеют все постепенные переходы к метаморфизованным боковым породам и дают с ними смешанные неоднородные образования, названные Седерхольмом мигматитами, в которых граниты инъекцируют и пропитывают сильно метаморфизованные боковые породы. Такие образования особенно свойственны областям докембрийского регионального метаморфизма, в которых гранито-мигматито-гнейсовые образования занимают обширные области.

В своих работах начала нынешнего столетия Седерхольм развил теорию анатексиса, которая с некоторыми изменениями и сейчас является преобладающей. Согласно этой теории, в областях глубокого погружения осадочных пород и вулканогенных толщ возрастание температуры приводит к избирательному расплавлению пород с образованием гранитной магмы как наиболее легкоплавкой. При этом происходит сегрегация вещества с обособлением магмы гранитного состава в виде согласных или секущих прожилков и жил и с сегрегацией темноцветных минералов между ними. Позднее в работах К. Р. Менерта (1968) выплавляемое гранитное вещество было названо мобилизатом, а тугоплавкий остаток — реститом. Выплавляющаяся магма может быть выжата из образовавшихся мигматитов и, поднявшись в более высокие горизонты, дать чисто интрузивные массивы однородных гранитов. Выплавление гранитной магмы сильно облегчается присутствием своеобразного «ихора», т. е., по Седерхольму, разжиженной водосодержащей магмы, способной пропитывать горные породы и вызывать в них фельдшпатизацию. В настоящее время несомненно, что в зонах наиболее высокотемпературного и глубинного метаморфизма избирательное расплавление пород действительно имеет место (ультраметаморфизм), однако проблема глубинного гранитообразования этим

не исчерпывается. Теория анатексиса не может объяснить той общей дебазификации осадочно-вулканогенных толщ, которой сопровождается их гранитизация. Сегрегация темноцветных минералов в краях гранитных жил в мигматитах действительно имеет место, но в весьма скромных масштабах, с образованием каемок не более нескольких сантиметров шириной. При мигматизации пород более основного состава, например диабазов и габброидов, отчетливо видно, как последние дебазифицируются с замещением пироксенов амфиболами и затем биотитом, а основных плагиоклазов все менее основными. Так же и статистические исследования на больших площадях показывают, что мигматизация и гранитизация сопровождаются выносом магния, железа, часто и кальция (в зависимости от его исходного среднего содержания) и привносом кремнезема, окисей калия и натрия, часто и глинозема. Замещение гранитами других пород, т. е. их гранитизация, не является процессом в закрытой системе, как это в основном представляется теорией анатексиса, но сопровождается мощным привносом и выносом вещества, что, конечно, потребовало развития новых генетических представлений.

Интересна гипотеза П. Термье (1910), согласно которой региональный метаморфизм и гранитизация вызываются восходящими потоками летучих «минерализаторов», их «фильтрационными колоннами». Просачиваясь через горные породы, они вызывают их метаморфизм, затем фельдшпатизацию с дебазификацией и, наконец, в зонах наиболее интенсивного воздействия — расплавление с образованием эвтектоидной гранитной магмы. Странным образом эта весьма удачная гипотеза была скоро забыта.

В 30-х и 40-х годах нашего столетия возникли горячие и временами даже ожесточенные дискуссии между «магматистами» и «трансформистами». «Трансформисты» утверждали, что граниты, возникавшие при процессах гранитизации, не проходили через магматическое состояние, и весь процесс превращения совершался в твердом состоянии, т. е. гранитизация — это процесс метасоматический. Среди «трансформистов» следует в особенности упомянуть Г. Рамберга, Х. Рида, Т. Барта, С. Е. Вегмана, а в нашей стране Н. Г. Судовикова. Под влиянием этих авторов гранитизация стала многими исследователями пониматься как процесс чисто метасоматический, исключающий процессы замещения с переходной магматической стадией. С этим нельзя согласиться. Под гранитизацией следует понимать процесс замещения или превращения, продуктом которого являются граниты, независимо от представления о промежуточных стадиях этого процесса.

Согласно представлениям «трансформистов», при высокотемпературном метаморфизме имеют место мощные диффузионные потоки ионов или атомов. Ионы гранитообразующих элементов — кремния, алюминия, щелочных металлов и пр. — как более легкие диффундируют из глубоких горизонтов земной коры кверху. Диффузия происходит через кристаллические решетки минералов либо через «интергранулярные пленки» (некоторые авторы допускают также перемещение вещества «интергранулярных пленок»). Диффундирующие компоненты, реагируя с вмещающими породами, замещают их гранитами. Образовавшиеся граниты могут затем дополнительно претерпевать расплавление и интрудировать в верхние горизонты земной коры.

В представлениях «трансформистов» прежде всего преувеличена роль диффузии. Как показывают петрологические наблюдения, в самых высокотемпературных контактах гранитов химически неравновесные породы и минералы (например, доломит и гранит) часто отде-

ляются друг от друга только микроскопическими диффузионными реакционными оторочками. Только в отдельных зонах, где, очевидно, была циркуляция поровых растворов, возникают зоны реакционных пород, например биметасоматических скарнов, но и здесь мощность одиночных реакционных зон, т. е. ширина зон диффузии, не превосходит нескольких метров. Поэтому диффузия на километровые расстояния, допускавшаяся «трансформистами», невероятна. Перемещение вещества на такие расстояния возможно только за счет переноса компонентов просачивающимися растворами, т. е. это перенос инфильтрационный, а не диффузионный.

Но в особенности очевидна ошибочность утверждения «трансформистов» о метасоматическом происхождении гранитов. При метасоматических процессах имеется тенденция к уменьшению числа сосуществующих минералов, что при наиболее интенсивных метасоматических процессах приводит к образованию биминеральных и мономинеральных пород. Гранитизация пород чуждого состава является весьма интенсивным процессом изменения состава и образование при этом таких многоминеральных пород, как обычные граниты, представляется невероятным. Но главное — метасоматозом невозможно объяснить довольно устойчивый количественный минеральный состав гранитов. Возникли ли граниты на месте кварцитов или на месте бескварцевых пород, содержание кварца в образовавшихся гранитах имеет тенденцию приближаться к некоторому пределу порядка 25—35%. Этот критерий в пользу магматического происхождения гранитов стал особенно убедителен после исследований О. Таттла и Н. Боуэна (1958), показавших близость состава природных гранитов к экспериментально получаемым эвтектическим составам. Этот критерий нанес смертельный удар представлениям «трансформистов» и после бурных дискуссий 30-х, 40-х и отчасти 50-х годов, к настоящему времени о «трансформистах» мало что слышно.

«Трансформисты» придавали большое значение «основному фронту», лучше сказать «фронту базификации». При этом имеется в виду, что при замещении различных пород гранитами освобождается большое количество оснований — окисей железа, магния, кальция, — которые продвигаются кверху и могут производить базификацию вышележащих пород впереди «фронта гранитизации». «Трансформисты» пытались таким образом объяснить образование скарнов, железных руд и других в метаморфических толщах, что, конечно, является явным преувеличением роли «фронта базификации». Однако некоторые менее интенсивные проявления базификации при региональном метаморфизме и гранитизации действительно иногда наблюдаются, хотя вообще в этой интересной проблеме переотложения оснований при гранитизации еще много неясного. Имеются указания на явления биотитизации гнейсов с привносом магния и на амфиболизацию пироксен-плагиоклазовых пород с привносом магния, но эти явления скорее редки. С другой стороны, часть освобожденных при гранитизации оснований могла быть отложена в виде карбонатных и других жил среди вышележащих зон более низкотемпературного метаморфизма.

Большой заслугой «трансформистов» является то, что они заострили внимание петрологов на частом сохранении среди гранитов структур замещенных ими толщ. Нередко можно видеть, что граниты не раздвигали осадочные толщи, внедряясь в них, а замещали их так, что местами среди гранитов наблюдаются останцы измененных пород, более или менее сохраняющих залегание, которое они имели до образования гранитов. Представление, что граниты в этих случаях заме-

щали вмещающие толщи, разрешает «проблему пространства», трудно объяснимую при представлении об интрузии гранитов, что должно было сопровождаться раздвиганием вмещающих пород.

В настоящее время магматическая стадия в образовании гранитов представляется несомненной. Образование гранитной магмы большинство петрологов связывает с выплавлением ее при «ультраметаморфизме», т. е. с анатексисом при глубинном метаморфизме. Однако во вскрытых эрозией ультраметаморфических формациях общий валовой состав не соответствует тому, который получился бы при одной сегрегации вещества на «мобилизаты» и «реститы», т. е. при чистом анатексисе. Поэтому принимается, что кроме анатексиса имеет место внедрение гранитной магмы, выплавленной из более глубоких горизонтов. Иногда в качестве последних рассматриваются горизонты гранулитового метаморфизма. Но этому противоречит то, что и в гранулитовых формациях гранитизация тоже сопровождается общей дебазификацией с замещением гранитами также и более основных пород.

Как отмечалось выше, наблюдения не подтверждают той широкой сегрегации темноцветных минералов, которая предполагается гипотезой анатексиса как преобладающего процесса, хотя, конечно, полностью отрицать участие анатексиса в ультраметаморфизме нельзя. Несомненно, что при ультраметаморфизме породы разнообразного состава, вплоть до весьма основных, могут замещаться гранитами. Это замещение не является, как мы видели, метасоматическим. Это — «магматическое замещение». Гипотеза магматического замещения была намечена П. Термье («колонны фильтрации», 1910), а в настоящее время развивается Д. С. Коржинским (1952), Ю. А. Кузнецовым и др.

ГРАНИТИЗАЦИЯ КАК МАГМАТИЧЕСКОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ

Согласно гипотезе, магматическая гранитизация вызывается потоками восходящих флюидов глубинного подкорового происхождения. Возникновение этих потоков связано, по-видимому, с процессами дегазации мантии. Просачивание этих флюидов через горные породы вызывает их метаморфизм, затем метасоматоз и, наконец, избирательное расплавление. Восходящие флюиды просачиваются через образующуюся магму и потому могут быть названы «трансмагматическими». Проникшие через магму флюиды, вступая в породы контакта, вследствие своей высокой температуры вызывают расплавление горных пород с одновременным изменением его состава, т. е. вызывают замещение породы магмой. Это магматическое замещение сходно с метасоматическим, но отличается от него тем, что минералы исходной породы замещаются не другими минералами, а магмой, которая лишь позднее раскристаллизовывается.

Существование трансмагматических потоков флюидов доказывается часто весьма интенсивным и вместе с тем неравномерным метасоматическим изменением контактовых пород. Так, в контактах гранитоидов с доломитами последние местами замещаются магнезиальными скарнами магматической стадии, которые в свою очередь инъекцируются и частично замещаются теми же гранитами, чем доказывается образование таких скарнов еще в прогрессивную магматическую стадию, с выделением из гранитной магмы флюидов сложного состава, вызвавших замещение доломитов скарнами. В других местах контакты карбонатных пород с гранитоидами могут быть резкими без каких-

либо метасоматических изменений, что указывает на «сухость» контакта, т. е. отсутствие воздействия трансмагматических флюидов. Для контактовых зон гранитов характерны также ореолы пород, фельдшпатизированных с привносом окисей калия и натрия.

О составе трансмагматических флюидов можно судить как по составу флюидных включений в минералах, так и по вызываемым флюидами реакциям замещения. Главными компонентами трансмагматических флюидов являются вода, углекислота, хлориды калия и натрия, летучие кислоты и в меньшем количестве разнообразные другие компоненты.

Недостаточно выяснен вопрос о механизме перемещения флюидов через магму. Главным таким механизмом является, по-видимому, всплывание пузырьков флюида через более плотную магму. Поток флюидов может ускоряться, когда под воздействием ламинарного течения в магме пузырьки, сплющиваясь, объединяются в пленки и струи. Некоторое значение должна иметь диффузия компонентов через магму, но диффузия совершается очень медленно и потому для потоков флюидов может иметь только подчиненное значение. Наиболее быстрым может быть конвективный перенос флюидов вместе с магмой, когда глубинная магма, богатая флюидными компонентами, более высокотемпературная и более легкая, всплывает, а в более высоком горизонте, отдав избыток летучих компонентов и охладившись, опускается. Такой механизм вероятен для штокообразных интрузивных тел. Однако для гранитизации в глубинных условиях типично частичное сохранение первичных тектонических структур гранитизированных толщ, что говорит против существования здесь значительной конвективной циркуляции магмы.

Большое значение для понимания процессов гранитизации имеет изучение поведения калия и натрия и кислотно-основного взаимодействия при формировании гранитоидов.

ПОДВИЖНОСТЬ КАЛИЯ И НАТРИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ГРАНИТОИДОВ

Физико-химический анализ парагенетических соотношений минералов в гранитоидах приводит к заключению о значительной подвижности воды и окислов калия и натрия при их формировании. Это выражается в том, что при гранитизации боковых пород наиболее легко совершается привнос или вынос этих компонентов и ярко проявлена тенденция к образованию по всему массиву гранитоидов парагенезисов минералов, отвечающих некоторому уравнительному химическому потенциалу этих компонентов. Независимыми факторами равновесия минеральных ассоциаций оказываются, с одной стороны, содержания менее подвижных компонентов, таких как глинозем, кремнезем, окислы кальция, магния и железа, а с другой стороны, химические потенциалы H_2O, K_2O, Na_2O.

Для кварцсодержащих гранитоидов это можно иллюстрировать диаграммой рис. 133, построенной на основании анализа природных ассоциаций минералов в гранитоидах. По абсциссе возрастает химический потенциал K_2O (или логарифм его активности), по ординате — химический потенциал Na_2O. При некоторой высокой температуре и постоянном давлении и при определенных химических потенциалах окисей калия и натрия, т. е. в определенной точке диаграммы, становится равновесной ассоциация всех шести обычных минералов грани-

тоидов: кварц + плагиоклаз + К-шпат + клинопироксен + роговая обманка + биотит. К ним могут присоединяться акцессорные минералы — магнетит, апатит, циркон и др. Равновесным ассоциациям из пяти

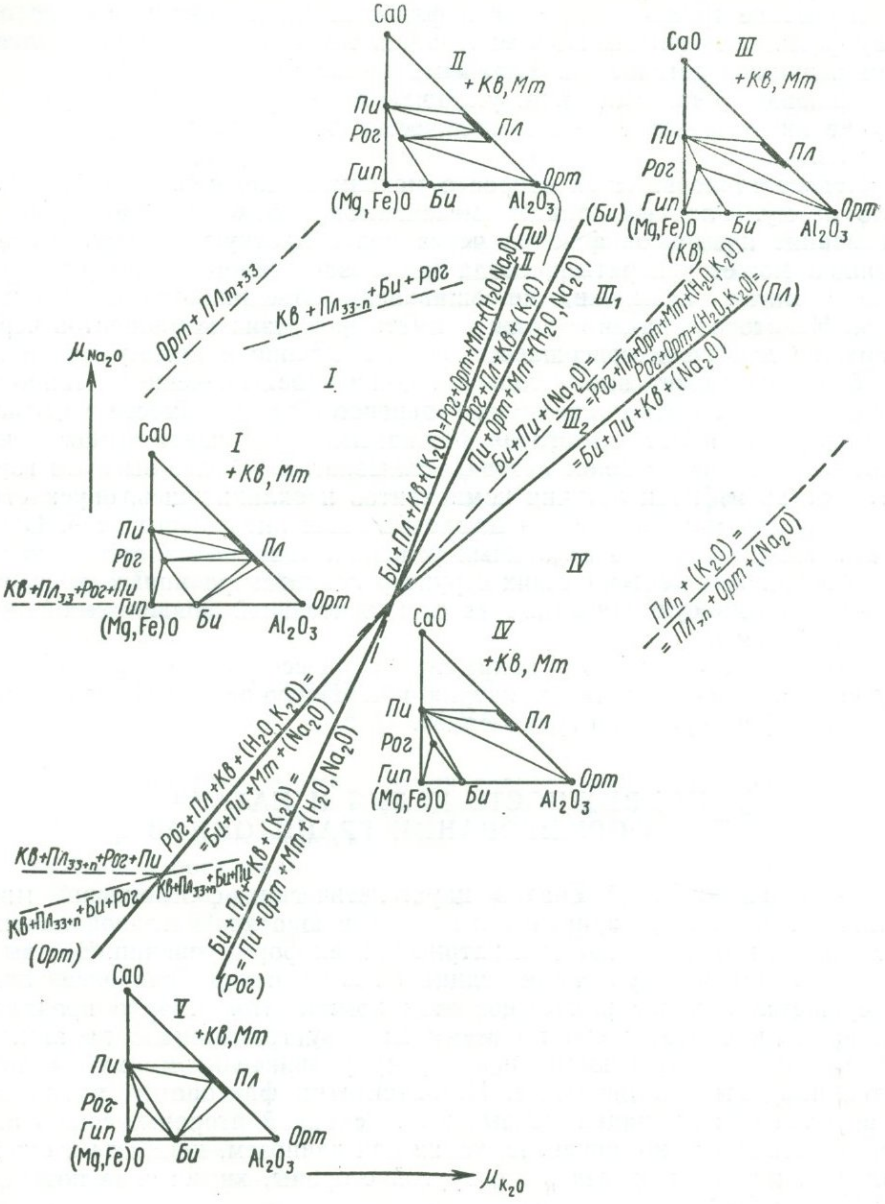


Рис. 133. Зависимость парагенезисов минералов в гранитоидах от химических потенциалов окисей калия и натрия

вышеуказанных главных минералов соответствуют линии-лучи, исходящие из общей точки шестиминеральной ассоциации. Между этими лучами располагаются поля устойчивости четырехминеральных парагенезисов. На диаграмме эти поля иллюстрируются треугольными диа-

граммами соответствующих трехминеральных парагенезисов при условии присутствия в качестве четвертой фазы кварца, т. е. при насыщенности породы кремнеземом. Эти диаграммы показывают зависимость парагенезисов главных породообразующих минералов от соотношения в породе Al_2O_3—CaO—(Mg, Fe)O при избытке SiO_2 и при активности K_2O и Na_2O, свойственной данному полю диаграммы. Число сосуществующих минералов определяется числом «инертных» компонентов, к которым в данном случае (если исключить акцессорные минералы) относятся Al_2O_3, CaO (Mg, Fe)O, SiO_2. Экстенсивный фактор — содержание в системе — является независимым параметром, вносимым этими компонентами в систему. Воду и окиси калия и натрия можно отнести к

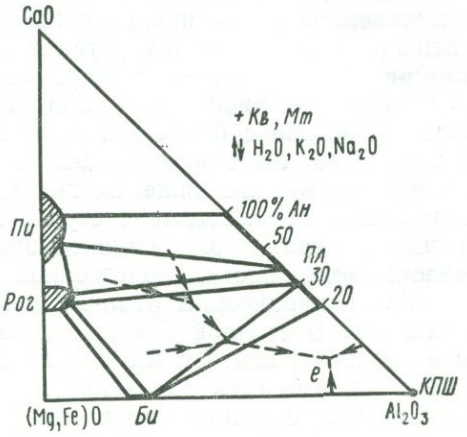


Рис. 134. Диаграмма минеральных парагенезисов для гранитоидов нормальной щелочнометальности

«вполне подвижным компонентам», для которых независимым является интенсивный параметр — их химический потенциал или активность. «Вполне подвижные компоненты» в общем случае не увеличивают числа равновесно сосуществующих минералов.

Левое верхнее поле диаграммы рис. 133 соответствует гранитоидам нормальной щелочности. Равновесные парагенезисы этого поля представлены в более крупном треугольнике составов рис. 134. Пунктирными линиями со стрелками дано примерное расположение котектических линий. Кристаллизация магмы вдоль них приводит к эвтектическому расплаву точки *е*. В наиболее основных разностях гранитоидов устойчива ассоциация клинопироксена с роговой обманкой и плагиоклазом определенного состава, зависящего от потенциала натрия: чем выше потенциал натрия, тем богаче этот плагиоклаз альбитовой молекулой. По мере кристаллизации магмы состав ее становится все менее основным, что вызывает замещение клинопироксена роговой обманкой (при составе плагиоклаза <50% Ап, согласно рис. 134), а затем (при составе плагиоклаза <30% Ап, согласно рис. 134), роговая обманка замещается биотитом.

При повышении щелочнометальности и в особенности повышении потенциала K_2O биотит реагирует с плагиоклазом, давая К-шпат и роговую обманку, что сопровождается поглощением окиси калия и освобождением окиси натрия. Дальнейшее повышение потенциала окиси калия вызывает реакцию роговой обманки с плагиоклазом с образованием ассоциации клинопироксена с К-шпатом (поле III, рис. 133), поглощением калия и освобождением натрия и, наконец, реакцию К-шпата с роговой обманкой, с замещением последней клинопироксеном с биотитом (поле IV, рис. 133). Последняя ассоциация типична для сильнокалиевых пород группы монцонитов. С повышением отношения потенциала калия к потенциалу натрия калиевый полевой шпат сосуществует со все более основным плагиоклазом. Таким образом, особенности минерального состава гранитоидов зависят от химических потенциалов окисей калия и натрия.

При гранитизации вмещающих пород прежде всего происходят метасоматические процессы с выравниванием химических потенциалов воды и окисей калия и натрия, с приведением их к уровню, свойственному данной формации гранитоидов. Яснее всего это проявляется в широком распространении фельдшпатизации пород, содержащих избыточный глинозем в виде слюд, андалузита и др., что сопровождается привносом калия и натрия. Еще до того, как происходит существенное изменение содержания «инертных» компонентов, в гранитизированных породах устанавливаются рассмотренные выше закономерности ассоциации минералов, обусловленные уровнем щелочнометальности данной формации гранитоидов. В некоторых случаях взаимодействие с боковыми породами может первоначально привести к изменению щелочнометальности трансмагматических флюидов, как мы это рассмотрим ниже, но при дальнейшем наступлении «фронта гранитизации» эти местные отступления сглаживаются, и для массивов полностью гранитизированных пород характерна выдержанность типа щелочнометальности, свойственной данной формации гранитоидов.

Очень характерны отличия между архейскими и протерозойскими гранитами Восточной Сибири. Древнейший архейский гранитогнейсовый комплекс слагает Алданский и Анабарский массивы. Алданский массив окаймляется с юга протерозойской орогенической зоной Станового хребта, с мощно проявленной гранитизацией протерозойских осадочных толщ. Эта орогеническая зона окаймляет с юга Сибирскую платформу и через Енисейский кряж протягивается на Таймыр. Среди нее местами встречаются глыбы и зоны архейских пород того же типа, что и на Алданском массиве, но в той или иной степени подвергшиеся повторному метаморфизму. Формация архейских гранитоидов резко отличается от формации протерозойских повышенной щелочнометальностью, причем та и другая формации сохраняют свои особенности на протяжении тысяч километров. Архейские граниты богаты калиевым полевым шпатом и кварцем, биотит и роговая обманка в них сильножелезистые (что связано с повышенной щелочностью гранитов), при гранитизации основных пород они легко дают субщелочные разности типа диопсидовых сиенитов, тогда как мусковитсодержащих разностей, т. е. разностей резко пониженной щелочности, среди них почти совершенно не встречается. Среди протерозойских саяно-становых гранитов преобладают существенно олигоклазовые разности, при широком распространении двуслюдистых и мусковитовых гранитов и мусковитовых пегматитов промышленного значения. Цветные минералы в них более магнезиальны, чем в архейских гранитах. Эти признаки указывают на пониженную щелочность саяно-становых гранитоидов.

К югу от Алданского массива, в зоне Станового хребта, на протяжении не менее 400 км протерозойские осадки смыты и протерозойской гранитизации подвергаются архейские породы Алданского массива. Прежде всего замечательно, что за счет повторного метаморфизма и гранитизации архейских, бедных водой пород гранулитовой фации (аляскитовые граниты, гиперстеновые гнейсы, пироксеновые амфиболиты и пр.) возникают хлоритовые, серицитовые филлитовидные диафториты, двуслюдяные гнейсы и граниты, т. е. те же породы с существенным содержанием воды, которые далее по простиранию зоны протерозойского орогенеза возникают за счет метаморфизма и гранитизации протерозойской осадочной толщи. Это говорит против обычного представления, что вода при метаморфизме и гранитизации поступает из метаморфизуемых осадочных пород. В данном случае

вода, очевидно, имеет более глубинное происхождение. Кроме того, интересно, что в протерозое повторная гранитизация архейского гранитогнейсового комплекса привела к образованию гранитов резко отличного уровня щелочности. Отсюда следует, что активности воды и окислов калия и натрия при процессах метаморфизма и гранитизации определялись не составом изменяемых толщ, а составом флюидов более глубинного происхождения.

Эти данные хорошо согласуются с гипотезой П. Термье и Д. С. Коржинского, согласно которой метаморфизм и гранитизация вызываются восходящими «трансмагматическими» потоками флюидов подкорового (мантийного) происхождения. Эти флюиды, очевидно, поднимаются по глубинным разломам, и состав их должен зависеть от глубины этих разломов. Этим, вероятно, можно объяснить тесную зависимость щелочности магматизма от тектонических условий. Щелочность гранитоидов по простиранию тектонических зон сохраняется на громадных расстояниях, тогда как с приближением к платформам и срединным массивам щелочность трансмагматических флюидов возрастает и для платформ типичен щелочной магматизм. Предположительно это можно связать с развитием в более жестких участках земной коры более глубинных разломов, проникающих в зоны с более высокой концентрацией щелочных металлов.

КИСЛОТНО-ОСНОВНОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ КОМПОНЕНТОВ В МАГМАХ

В водных растворах в качестве показателя кислотности принята концентрация водородного иона $[H^+]$. В расплавах силикатов, где содержание воды может быть незначительным, в качестве показателя основности может быть принята концентрация или активность кислород-аниона $[O^{2-}]$. В безводном расплаве основные окислы металлов испытывают частичную ионизацию с освобождением кислород-аниона, например: $CaO = Ca^{2+} + O^{2-}$; $MgO = Mg^{2+} + O^{2-}$; $K_2O = 2K^+ + O^{2-}$; $Fe_2O_3 = 2Fe^{3+} + 3O^{2-}$. Кислотные окислы, наоборот, ионизируются с поглощением кислород-аниона: $SiO_2 + O^{2-} = SiO_3^{2-}$; $SiO_2 + 2O^{2-} = SiO_4^{4-}$; $P_2O_5 + 3O^{2-} = 2PO_4^{3-}$. Применяя к этим формулам закон действия масс, легко видеть, что повышение активности кислород-аниона должно сдвигать реакции ионизации основных окислов влево, т. е. вызывать увеличение концентрации недиссоциированной части окисла за счет ионизированной части, а следовательно, должно вызывать повышение активности окисла. Обратное должно иметь место для кислотных окислов, из которых главным для силикатных расплавов является кремнезем.

Формулу зависимости активности окислов от активности кислород-аниона можно вывести несколькими методами, но наиболее точным является метод с использованием термодинамического потенциала.

В качестве независимых факторов равновесия системы возьмем T, P, мольные количества N окислов инертных компонентов, в частности, интересующего нас окисла MeO, и химический потенциал $\mu_{O^{2-}}$ кислород-аниона, который мы рассматриваем в качестве вполне подвижного компонента. Содержания ионов металлов будут параметром, зависимым как от суммарного содержания окислов металлов, так и от реакций их ионизации.

Реакция ионизации окисла MeO имеет вид

$$MeO = (1 - \beta)\,MeO + \beta Me^{2+} + \beta O^{2-}, \qquad (1)$$

где β — степень диссоциации: $\beta = (Me^{2+})/(MeO + Me^{2+})$. Круглые скобки здесь обозначают, что берется концентрация заключенных в них компонентов.

Рассмотрим теперь случай, когда все факторы равновесия системы остаются постоянными, кроме валового содержания N_{MeO} в системе окисла MeO (включая ионизированную его часть) и химического потенциала $\mu_{O^{2-}}$ кислород-аниона O^{2-}. Дифференциал термодинамического потенциала системы тогда имеет вид

$$dZ_{T,P,\ldots} = \mu_{MeO}\,dN_{MeO} - N_{O^{2-}}\,d\mu_{O^{2-}}. \qquad (2)$$

Перекрестное дифференцирование коэффициентов при дифференциалах дает

$$\left(\frac{\partial \mu_{MeO}}{\partial \mu_{O^{2-}}}\right)_{N_{MeO}} = -\left(\frac{\partial N_{O^{2-}}}{\partial N_{MeO}}\right)_{\mu_{O^{2-}}} = \beta. \qquad (3)$$

В соответствии с уравнением реакции ионизации (1), на каждый моль прибавляемого к системе окисла MeO для поддержания на прежнем уровне химического потенциала $\mu_{O^{2-}}$ необходимо удалить из системы возникающие при этом β молей кислород-аниона O^{2-}. Поэтому правая часть уравнения (3) равна β. Производная левой части уравнения (3) берется при постоянстве валового содержания N_{MeO} в системе. Поэтому активность [MeO] окисла MeO следует представить в виде произведения его валовой концентрации C^s_{MeO} на валовой коэффициент активности f^s_{MeO}, т. е. на коэффициент активности, отнесенной к валовой концентрации этого компонента как в окисной, так и ионизированной форме:

$$[MeO] = f^s_{MeO}\,(C_{MeO} + C_{Me^{2+}}) = f^s_{MeO} \cdot C^s_{MeO}. \qquad (4)$$

Отсюда, учитывая постоянство валовой концентрации C_{MeO}:

$$d\mu_{MeO} = d\,(\mu^0_{MeO} + RT \ln [MeO]) = RT\,d\,(\ln f^s_{MeO} + \ln C^s_{MeO}) = RT\,d \ln f^s_{MeO};$$

$$d\mu_{O^{2-}} = d\,(\mu^0_{O^{2-}} + RT \ln [O^{2-}]) = RT\,d \ln [O^{2-}].$$

Подставляя эти дифференциалы в левую часть уравнения (3), получим

$$\partial \ln f^s_{MeO} / \partial \ln [O^{2-}] = \beta. \qquad (5)$$

Аналогично для реакции ионизации кислотного окисла, например кремнезема:

$$SiO_2 + \beta O^{2-} = (1 - \beta)\,SiO_2 + \beta\,SiO_3^{2-}, \qquad (6)$$

получим

$$\partial \ln f^s_{SiO_2} / \partial \ln [O^{2-}] = -\beta. \qquad (7)$$

Как следует из уравнений (5) и (7), повышение основности расплава, т. е. повышение активности кислород-аниона, вызывает повышение активности всех основных окислов и понижение активности кислотных окислов и притом тем более значительное, чем выше степень диссоциации этих окислов, т. е. чем значительнее их основность или

кислотность. Обратная реакция произойдет при понижении основности расплава. Повышение основности расплава может быть вызвано растворением в нем более основного окисла, а понижение основности — растворением кислотного окисла. Таково взаимодействие оснований и кислот в расплаве: взаимодействие основных окислов приводит к взаимному повышению их активности, взаимодействие основных и кислотных окислов приводит к взаимному понижению активности. Это совершенно аналогично тому, что имеет место в водных растворах, в которых показателем кислотности служит активность водород-катиона.

При диссоциации окисла металла атом металла отдает один или несколько электронов в зависимости от его валентности. Диссоциация идет тем легче, чем меньше энергия связи между атомом и электроном. Поэтому об относительной «силе» оснований можно судить по относительной энергии ионизации (т. е. энергии, нужной для отрыва электронов от атома металла с доведением его до данной валентности). Понятие об электроотрицательности и электроположительности элементов впервые было введено Л. Полингом. С понижением электроположительности атомов (с повышением их электроотрицательности), т. е. с увеличением энергии их ионизации, образование катионов все более затрудняется, а потому степень диссоциации окисла понижается. Для общей ориентировки может служить табл. 23, в которой энергии ионизации U атомов вычислены (Коржинский, 1965) по формуле

$$U = \frac{I_1 + I_2 + \ldots + I_n}{n},$$

где $I_1+I_2+\ldots+I_n$ — сумма потенциалов ионизации атома до катиона данной валентности n (в электрон-вольтах).

Таблица 23

Энергия ионизации $U = \frac{I_1 + \ldots + I_n}{n}$ в электрон-вольтах на валентный электрон

Ионы	Электрон-вольты	Ионы	Электрон-вольты	Ионы	Электрон-вольты
Cs^{+}	3,89	Cd^{2+}	12,94	Co^{3+}	19,47
Rb^{+}	4,18	Y^{3+}	13,04	Zr^{4+}	19,6
K^{+}	4,34	Lu^{3+}	13,3	Ti^{4+}	22,9
Na^{+}	5,14	H^{+}	13,59	B^{3+}	23,79
Li^{+}	5,39	Zn^{2+}	13,67	Te^{4+}	24,2
Tl^{+}	6,11	Be^{2+}	13,76	Mn^{4+}	24,5
Ag^{+}	7,57	Cu^{2+}	14,00	Mo^{4+}	24,7
Ra^{2+}	7,71	Hg^{2+}	14,59	Sn^{4+}	24,8
Cu^{+}	7,72	Sc^{3+}	14,8	Ta^{5+}	24,8
Ba^{2+}	7,90	Mn^{3+}	15,07	Si^{4+}	25,7
Sr^{2+}	8,36	Sb^{3+}	16,7	Ge^{4+}	25,9
Ca^{2+}	8,99	Th^{4+}	(17)	Se^{4+}	26,5
Hg^{+}	10,43	Bi^{3+}	17,4	Nb^{5+}	27,4
Pb^{2+}	11,22	In^{3+}	17,5	S^{4+}	29
Mg^{2+}	11,33	Al^{3+}	17,7	W^{6+}	32,3
Mn^{2+}	11,53	Cr^{3+}	18,08	V^{5+}	32,7
Fe^{2+}	12,04	Hf^{4+}	18,1	P^{5+}	35,3
La^{3+}	12,07	Fe^{3+}	18,24	C^{4+}	37
Co^{2+}	12,45	Tl^{3+}	18,8	Mo^{6+}	38
Ni^{2+}	12,89	As^{3+}	18,9	Cr^{6+}	45
Ce^{3+}	12,9	Ga^{3+}	19,07	S^{6+}	46,1

Согласно этой таблице, энергия ионизации металлов возрастает вместе с валентностью. Энергия ионизации наиболее низка для одновалентных металлов, и соответственно их соединения наиболее легко ионизируются, т. е. являются наиболее основными. Далее идут двухвалентные металлы, затем трехвалентные и т. д. Вместе с тем в каждой группе таблицы Менделеева энергия ионизации возрастает от более тяжелых атомов к более легким.

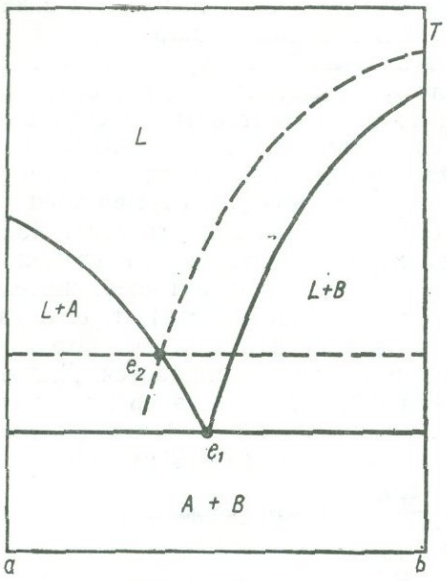


Рис. 135. Диаграмма эвтектической кристаллизации двухкомпонентной системы. Пунктиром показано смещение кривой кристаллизации сильного основания *B* в результате общего повышения основности расплава, с перемещением эвтектики из точки e_1 в точку e_2

Кислотно-основное взаимодействие компонентов отчетливо выделяется в разнообразных как метасоматических, так и магматических явлениях. Мы здесь ограничимся только последними.

Рассмотрим схему эвтектической кристаллизации двухкомпонентной системы (рис. 135). Пусть *b* обозначает основной компонент, а *a* — более или менее нейтральный.

Если происходит повышение основности расплава вследствие возрастания в нем концентрации какого-либо сильного основания или, наоборот, в силу понижения концентрации какого-либо кислотного компонента, то активность компонента *b* в расплаве возрастает, и это будет способствовать его кристаллизации из расплава, т. е. будет повышать температуру его кристаллизации, как показано на рис. 134 пунктиром. Если реакцией компонента *a* на изменение основности расплава можно пренебречь, считая его весьма слабым основанием, то точка эвтектической кристаллизации расплава переместится из точки e_1 в точку e_2, т. е. повышение основности расплава приведет к расширению поля кристаллизации более основного компонента *b*.

Кислотно-основное взаимодействие компонентов в расплавах отчетливо проявляется в экспериментально изученных тройных системах. Весьма показательна диаграмма плавкости системы SiO_2—MgO—($FeO+Fe_2O_3$) (рис. 136). Здесь MgO является сильным основанием, окислы железа — слабым основанием, а SiO_2 — кислотный окисел. Прибавление MgO в эвтектике магнетит — тридимит, повышая основность расплава, расширяет поле кристаллизации магнетита—магнезиоферрита как минерала более основного, чем тридимит. Прибавление кремнезема к эвтектическому расплаву периклаза с магнетитом, понижая основность расплава, расширяет поле кристаллизации менее основного минерала — магнетита. Прибавление к расплавам MgO—SiO_2 окислов железа, промежуточных по своей основности между MgO—SiO_2, не может значительно изменить основность расплава и потому существенно не влияет на соотношение MgO—SiO_2 в котектических расплавах. В результате котектические линии на диаграмме плавкости приближаются к «изобазам», т. е. линиям равной основности расплава. Эти «изо-

базы» субпараллельны линии, соединяющей вершину $FeO+Fe_2O_3$ треугольника с серединой стороны $MgO—SiO_2$. В качестве другого примера можно взять диаграмму плавкости системы $CaO—MgO—SiO_2$ (рис. 137). Здесь CaO и MgO являются оба сильными основаниями, тогда как SiO_2 представляет кислотный окисел. Так как CaO и MgO близки по силе основности, то «изобазы» примерно соответствуют ли-

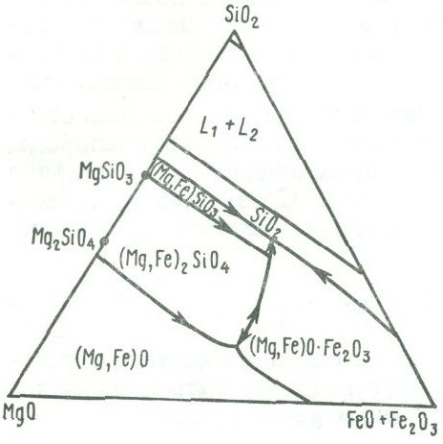


Рис. 136. Диаграмма плавкости системы $SiO_2—MgO—(FeO+Fe_2O_3)$ (в вес.%)

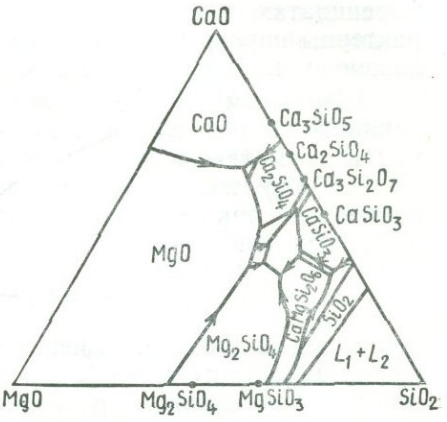


Рис. 137. Диаграмма плавкости системы $CaO—MgO—SiO_2$ (в вес.%)

ниям равного содержания SiO_2, т. е. параллельны стороне треугольника $CaO—MgO$, и котектические линии явно имеют тенденцию приближаться к этому направлению. Иными словами, прибавление CaO к расплавам $MgO—SiO_2$ расширяет поля кристаллизации более основных минералов так же, как и прибавление MgO к расплавам $CaO—SiO_2$.

Среди природных магм различают кремнекислотные, богатые кремнеземом (граниты), и основные и ультраосновные, богатые щелочными землями — кальцием, магнием (перидотиты, габбро). Вместе с тем основные и кремнекислотные породы могут обладать нормальной и повышенной щелочностью или щелочнометальностью, т. е. их минеральный состав может характеризоваться активностью окиси натрия и калия либо «нормальной», свойственной наиболее распространенному ряду магматических пород габбро — диорит — гранодиорит — биотитовый гранит, либо повышенной, приводящей к образованию в них своеобразных минералов и парагенезисов с повышенным содержанием этих щелочных металлов.

Кристаллизация магм идет от ультраосновных (наиболее тугоплавких) к основным и затем кремнекислым (наиболее легкоплавким). Сопоставим ряд пород нормальной и повышенной щелочности. Повышенная щелочность будет понижать валовой коэффициент активности кремнезема в расплаве как кислотного компонента и будет задерживать его кристаллизацию. Поэтому большинство щелочных пород при сопоставлении с нормальными сходной основности породами характеризуются бедностью кремнеземом. Однако в породах щелочного ряда кремнезем накапливается в эвтектическом остатке. Эвтектика щелочной магмы должна быть обогащена кремнеземом потому, что, как мы видели, поля кристаллизации более основных минералов, чем кварц, с повышением щелочности расширяются и, следовательно, эвтектический состав смещается в сторону кремнезема, т. е. эвтектика обогащается кварцем.

И действительно, для эвтектических щелочных гранитов типично более высокое содержание кварца, чем в гранитах нормальной щелочности.

Очень специфичен состав железомагнезиальных минералов. Магний является значительно более сильным основанием, чем железо. Поэтому повышение щелочности магмы способствует более раннему осаждению магния и последующей кристаллизации из щелочных магм более железистых минералов, что особенно сильно проявляется в поздних дифференциатах, т. е. щелочных сиенитах и гранитах. Для последних характерны пироксены, амфиболы и биотиты с гораздо более высоким отношением железа к магнию, чем в породах менее высокой щелочности.

Щелочным породам свойственна также более высокая степень окисления железа и, следовательно, более высокая активность кислорода, чем в магматических породах нормальной щелочности. Так, в эгирине ($NaFeSi_2O_6$) железо полностью трехвалентное. Связь между щелочностью расплава и активностью кислорода может быть объяснена следующим уравнением:

$$O_2 + 4e^- = 2O^{2-}; \quad [O_2] = K \cdot [O^{2-}]^2/[e^-]^4. \qquad (8$$

При условии протекания через магму флюида сложного состава восстановительный потенциал $[e^-]$ в магме может поддерживаться на более или менее постоянном уровне за счет буферных реакций типа

$$S^{2-} + 2e^- = S^{4-}; \quad 2Cl^- = Cl_2 + 2e^-; \quad 2F^- = F_2 + 2e^- \text{ и др.}$$

А при постоянстве восстановительного потенциала $[e^-]$ активность кислорода $[O_2]$, согласно формуле (8), возрастает с возрастанием основности или щелочности расплава.

ПОВЫШЕНИЕ ЩЕЛОЧНОСТИ ПРИ МАГМАТИЧЕСКОМ ЗАМЕЩЕНИИ ОСНОВНЫХ ПОРОД

В контактах гранитоидов нормальной щелочности с основными породами часто образуется зона магматитов повышенной щелочности. Так, в контактах обычных гранитов с диабазовыми породами нередко возникают монцонитовые или сиенитовые разности пород, а в контактах с известняками и особенно доломитами иногда возникают сильнощелочные породы типа нефелиновых сиенитов.

Очень типичны и хорошо изучены докембрийские нефелиновые сиениты такого типа в провинции Онтарио в Канаде, приуроченные к контактам гранитов с доломитами. Переход гранитов в контакте с карбонатными породами в нефелиновые сиениты Шенд и Дэли объясняли десиликацией гранитной магмы. Кремнезем диффундировал в карбонатные породы с замещением их скарновыми минералами, в то время как магма обеднялась кремнеземом и при ее кристаллизации кварц исчезал, а вместо щелочных полевых шпатов кристаллизовался нефелин. Но этой гипотезе противоречит то, что нефелиновые сиениты, связанные с карбонатными контактами, возникают и там, где никаких скарновых минералов нет, как это, в частности, обычно и для докембрийской формации Онтарио. Позднее было обращено внимание на то, что в Онтарио доломиты и прослойки гнейсов в доломитах явно замещаются нефелиновыми сиенитами. С. Тилли объяснял это тем, что замещение происходило метасоматически под воздействием особой изначально-щелочной магмы, не связанной с гранитами. Но этому противоречит достаточно правильная зональность: доломиты замещаются нефелино-

выми сиенитами, которые постепенно переходят в сиениты, а затем в нормальные граниты, причем все эти зоны местами прорываются теми же гранитами.

Мы полагаем, что здесь имеет место магматическое замещение доломитов под воздействием трансмагматических флюидов гранитов. При вступлении флюидов в доломиты в них повышалась концентрация кальция и магния, а это, в силу взаимного усиления оснований, приводило к повышению в возникающей магме активности окисей калия и натрия (при постоянной их концентрации) и, следовательно, к образованию минералов повышенной щелочности. Вместе с тем повышение щелочности флюидов повышает растворимость в них кремнезема, что приводит к его уносу из магмы. Важное значение имеет также своеобразное явление «отраженной щелочности», которое отмечается как при инфильтрационных метасоматических процессах, так и при магматическом замещении. Заключается оно в том, что при инфильтрации флюидов в более основную среду прежде всего происходит повышение щелочности в этой более основной среде. Поскольку активность окисей щелочных металлов здесь повысилась, то легко диффундирующие катионы калия и натрия могут диффундировать в те зоны возникающей магмы или метасоматической породы, в которых основность не повышена. Эта диффузия обусловлена не градиентом концентрации щелочных металлов, но градиентом их активностей. Она может протекать и навстречу просачивания флюидов, если скорость их просачивания незначительна. В силу этого явления «отраженной щелочности» около пород основного состава, подвергающихся инфильтрационному замещению, метасоматическому или магматическому, создается ореол повышенной щелочности.

Образование щелочных пород при магматическом замещении карбонатных пород — это, конечно, только частный случай. Большинство щелочных пород возникает при определенных тектонических условиях — на платформах и при консолидации срединных массивов, по-видимому в условиях, когда возникают более глубинные разломы.

МЕТАМАГМАТИЗМ

Глубинная гранитизация сопровождается образованием мощных ореолов метасоматически измененных пород. В целом вмещающие толщи испытывают некоторую дебазификацию с обеднением их магнием, кальцием, иногда железом, и обогащением калием, кремнеземом. Изменения особенно резки, когда гранитизации подвергаются толщи пород основного состава. Эти изменения вызываются потоком трансмагматических флюидов. Естественно предположить, что флюиды, просачиваясь через магму, могут в некоторых случаях взаимодействовать с ней, изменяя состав магмы, что и может быть названо метамагматизмом.

Наиболее достоверным примером метамагматических пород являются аплиты и ортопегматиты (т. е. пегматиты магматической стадии). Аплиты образуются после кристаллизации эвтектической гранитной магмы, дающей граниты с определенным содержанием фемических и рудных минералов. Некоторые аплиты совершенно не содержат фемических и рудных минералов, что затрудняет их толкование как эвтектических пород. Ведь эвтектика должна содержать все нелетучие компоненты магмы. Более вероятным представляется их образование в результате метамагматической дебазификации гранитной магмы под воздействием потока трансмагматических флюидов.

В основе гипотезы метамагматизма лежит представление о том, что охлаждение трансмагматических флюидов при их подъеме вызывает

повышение их кислотности, т. е. способности растворять основания. Это свойство очень ярко проявляется при послемагматических процессах, когда мощные зоны пород подвергаются под воздействием флюидов кислотному выщелачиванию с образованием грейзенов, вторичных кварцитов и пр. В этих явлениях, конечно, большое значение имеют кислотные компоненты, выделяемые магмой при ее кристаллизации. Но эти же кислотные компоненты, хотя и в меньшем количестве, должны входить и в состав трансмагматических флюидов и могут при охлаждении флюида вызвать кислотное выщелачивание пород и магмы, хотя и меньшей интенсивности.

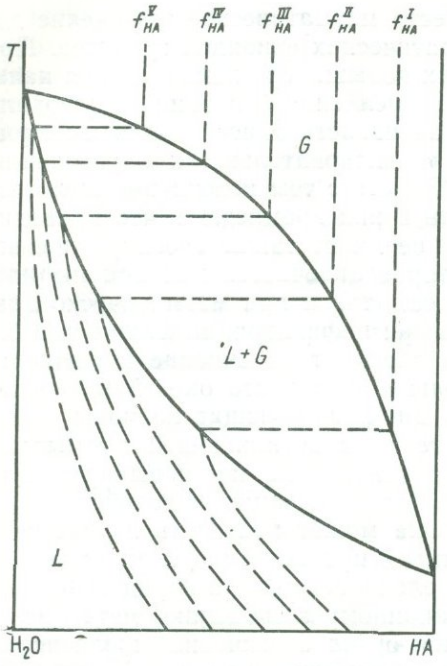


Рис. 138. Соотношение газового (G) и жидкого (L) состояния в системе H_2O (водный раствор солей) — HA (летучие кислоты) в зависимости от температуры T

Повышение активности кислотных компонентов при охлаждении флюидов сложного состава обусловлено тем, что главные кислотные компоненты природных флюидов более летучи, т. е. переходят в газовую фазу при более низкой температуре, чем растворенные основные компоненты и даже вода.

Физико-химическая сущность этого эффекта может быть пояснена схематической диаграммой рис. 138. На этой диаграмме абсцисса дает содержание летучих кислот HA (HCl, HF, H_2S, CO_2, SO_2) в растворителе H_2O, содержащем ряд солей, при высоком давлении, а ордината T дает температуру. При высокой температуре флюид газообразен (G), при низкой — жидок (L), а при промежуточной — двуфазен (L+G). Пунктиром проведены линии равной фугитивности (т. е. равной эффективной упругости пара) кислоты HA. В газовом состоянии фугитивность компонента возрастает с его содержанием, но для совершенного газа не зависит от температуры, т. е. на рис. 138 выражается вертикальными линиями. В двуфазовой области фугитивности не зависят от количественного соотношения фаз, т. е. на рис. 138 выражаются горизонтальными линиями. В жидкой фазе фугитивность кислот возрастает при увеличении их содержания и при повышении температуры, т. е. линии равной фугитивности на рис. 138 представятся линиями, наклоненными вправо. Из рис. 138 ясно видно, что конденсация сложного флюида, вызываемая понижением температуры при постоянстве общего его состава, должна привести к повышению фугитивности, или активности, химического потенциала кислотных компонентов флюида.

Повышение фугитивности кислотных компонентов флюида должно иметь место не только при макроскопической конденсации флюида, но, хотя и в меньшей степени, при уплотнении флюида, вызванном его охлаждением в высокотемпературной надкритической области и вблизи интервала кипения, когда во флюиде может возникать микрогетерогенность с увеличением участков жидкообразного состояния.

Метамагматическая дебазификация, по-видимому, имеет весьма широкое распространение. В особенности ее роль хорошо видна в процессах глубинной гранитизации. Если бы гранитизация вызывалась только прогреванием осадочно-вулканогенных толщ, то по мере прогревания сначала выплавлялись бы наиболее кремнекислотные эвтектические граниты и возникали бы все более основные (гранодиоритовые) магмы. На самом деле сначала образуются более основные разности гранитоидов, которые по мере развития гранитизации с образованием мигматитов замещаются все более кремнекислотными, вплоть до наиболее поздних аляскитовых гранитов, секущими все более ранние разности. Наблюдения над мигматитами показывают, что происходит неравномерная промывка ранее возникших гранитов с их осветлением.

Явления магматического замещения и метамагматической дебазификации, вызываемые потоками трансмагматических флюидов, свойственны не только формациям гранитов, но и формациям всех типов гранитоидов и далее, вплоть до габброидов и щелочных пород. Отсутствуют они, по-видимому, только в связи с гипербазитами. Во всех этих формациях встречаются зоны осветленных аплитовых и пегматитовых разностей. С воздействием остывающих трансмагматических флюидов, вероятно, можно связать магматическую сульфуризацию габброидов и траппов с образованием за счет их железа сульфидов магматической стадии, типичных для медно-никелевых месторождений (Норильская группа в СССР, Сёдбери в Канаде).

В глубинных условиях регионального метаморфизма и ультраметаморфизма гранитизацией охвачены мощные толщи осадочных и вулканогенных пород. Гранитизация облегчается близостью среднего состава осадочных толщ к составу гранитов. Возникающая гранитная магма *может затем интрудировать по разломам в вышележащие толщи и да*вать чисто интрузивные массивы или же интрузивные массивы, которые продолжали оставаться проводниками для трансмагматических флюидов и сопровождаться магматическим замещением вмещающих пород. Во всех этих случаях образование гранитов связано с осадочными толщами. Но известны случаи излияний риолитовых (т. е. гранитных по составу) магм и небольших их интрузий в областях, где на глубине «гранитный слой», т. е. слой «сиаль», осадочных пород отсутствует (Исландия, Азорские острова и пр.). В этих случаях не исключена возможность образования гранитной магмы за счет метамагматической дебазификации базальтовой магмы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ О ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИХ ФЛЮИДАХ И МАГМАТИЧЕСКОМ ЗАМЕЩЕНИИ

После рассмотрения в предыдущих разделах вопросов о дифференциальной подвижности компонентов и кислотно-основном взаимодействии компонентов можно дать более обоснованные гипотезы магматического замещения.

Весьма сложной является проблема источников и характера движения воды в магме. Несомненно, что в образовании гидротермальных месторождений, формирующихся в условиях небольших глубин, большое участие принимают подземные воды метеорного происхождения. Несомненно также, что при прогрессивном метаморфизме осадочных толщ освобождается большое количество воды. Отсюда, естественно, возникают гипотезы, развиваемые рядом авторов, что подземные воды метеорного происхождения и метаморфогенные воды являются источни-

ком воды магматических процессов. При этом предполагается, что гранитная магма первоначально недосыщена водой и поглощает воду из вмещающих пород (осмотическое поглощение). Предполагаются также конвекционные потоки подземных вод около штоков магматических пород: вода подсасывается на глубине в контактовую зону штока и, становясь более легкой в силу нагревания, поднимается как по контактовым породам, так и через магму. Наверху, охлаждаясь, водный поток может опять опускаться, так что за счет тепла магмы возникнет конвекционная круговая циркуляция вод.

Против приложения этих интересных представлений к глубинному магматизму говорит то, что режим воды при глубинном метаморфизме, гранитизации и последующих послемагматических процессах не обнаруживает зависимости от исходной водонасыщенности вмещающих пород. Особенно показателен пример нижнепротерозойской Саяно-Становой орогенической зоны, опоясывающей с юга Сибирскую платформу. Массивы нижнепротерозойских гранитов здесь большей частью залегают среди протерозойских осадочных толщ, но частично среди подстилающей протерозой архейской гранитогнейсовой формации гранулитовой фации, т. е. среди пород с исключительно низким исходным содержанием воды. При протерозойских процессах гранитизации и метаморфизма эти архейские породы были замещены породами с более высоким содержанием воды — двуслюдяными гранитами, мусковитовыми гнейсами, серицитовыми и хлоритовыми филлитовидными диафторитами и др., т. е. в отношении режима воды гранитизация и метаморфизм развивались здесь так же, как и среди протерозойской осадочной толщи. В условиях средних глубин штоки гранитов и вмещающих их пород могут подвергаться интенсивным послемагматическим процессам типа грейзенизации с привносом воды, независимо от того, залегают эти граниты среди осадочных пород или среди более древних гранитов.

Весьма показательно то, что при гранитизации более основных пород происходит повышение уровня щелочнометальности с образованием пород с повышенной активностью калия и натрия типа сиенитов, монцонитов и вплоть до нефелиновых сиенитов, на чем мы останавливались выше. Эти явления доказывают, что поток растворов шел из магмы во вмещающие породы. И они были бы невозможны при всасывании магмой растворов или при диффузионном взаимодействии магмы с боковой породой.

Все эти данные говорят в пользу того, что действительно существуют восходящие водосодержащие флюиды весьма глубинного происхождения (ювенильные), которые вызывают процессы гранитизации, метасоматизма и метаморфизма пород. В верхних горизонтах земной коры, особенно в субвулканических формациях, они смешиваются с подземными метеорными водами, причем кислотные компоненты восходящих флюидов обусловливают агрессивность этих смешанных вод.

Другая большая и еще спорная проблема — это режим щелочных металлов при процессах гранитизации. Действительно ли щелочные металлы обладают при магматических процессах большей подвижностью сравнительно с другими компонентами магмы? Анализ показывает, что устойчивые парагенезисы минералов гранитоидов зависят от активности (или химического потенциала) окисей калия и натрия с уменьшением числа минералов в устойчивом парагенезисе, как это свойственно наиболее подвижным компонентам (и особенно воде). Большая подвижность калия и натрия проявляется также в образовании мощных ореолов фельдшпатизации с привносом калия и натрия при ультраметаморфизме. Поскольку при гранитизации происходит, в общем, привнос

щелочных металлов, то несомненно, что они привносятся снизу. Поразительна при этом закономерная зависимость щелочнометальности магм от тектонических условий и постоянство ее по простиранию тектонических зон. По простиранию последних гранитоидные формации данного возраста легко узнать по типичным вариациям минерального и общего химического состава, по характеру послемагматических процессов в той мере, как они определяются щелочнометальностью формации. При геологической съемке эти особенности гранитоидных формаций широко используются; разделение гранитоидов различного возраста по этим признакам обычно не представляет труда. Поскольку эти особенности сохраняются по простиранию тектонических зон на расстояниях в тысячи километров, то объяснить их можно только весьма глубинным источником трансмагматических флюидов, определяющих особенности возникающей при гранитизации магмы. Можно сделать предположение, что решающее значение имеет глубинность разломов, которая определяется жесткостью земной коры в данной тектонической зоне. Наиболее жестки платформенные области и консолидированные срединные массивы, в которых возникают наиболее глубинные разломы, достигающие подкоровых зон с наиболее высокой щелочнометальностью, тогда как разломы в более пластичных орогенических зонах менее глубоки.

Итак, существуют восходящие потоки трансмагматических флюидов, вызывающие гранитизацию и метаморфизм. Однако трансмагматические флюиды и магматическое замещение связаны не только с гранитами и не только с глубинными зонами гнейсификации. Магматическое замещение часто проявляется также в контактах пород более основных, чем граниты, вплоть до габбро. Соответственно проявляется сиенитизация, диоритизация, габброизация и т. д. При этом чем основнее магма, тем в среднем менее интенсивны процессы магматического замещения, которые бывают с ней связаны. Магматического замещения боковых пород гипербазитами, по-видимому, не наблюдалось.

Магматическое замещение свойственно не только глубинным гнейсовым формациям, но встречается, хотя и в менее мощных проявлениях, на всех глубинах, вплоть до субвулканических формаций. Здесь оно бывает связано с интрузивными магматическими телами, через которые местами просачивались трансмагматические флюиды. Характерны случаи, когда контактовые роговики под воздействием магматогенных флюидов постепенно замещаются магматической породой. Описывались также случаи замещения известняков гипабиссальными порфиритами.

Потоки восходящих флюидов могут иметь большое значение при тектонических процессах. Раздавливание толщ пород, их рассланцевание в больших масштабах возможны лишь тогда, когда они сопровождаются перекристаллизацией, а для этого необходима пропитанность пород поровыми растворами. Вместе с тем флюиды, поднимающиеся с больших глубин, могут иметь давление, превосходящее давление нагрузки пород, и это флюидное сверхдавление поровых растворов должно резко уменьшать трение между зернами породы и в контактах между слоями пород, что должно весьма облегчать тектонические деформации типа ламинарного течения пород вплоть до образования протяженных пологих до горизонтальных надвигов альпийского типа.

В проблемах магмообразования, ювенильных флюидов, связи тектоники с магматизмом еще очень много невыясненного и несомненно, что уже ближайшее будущее внесет в эти проблемы много нового и неожиданного.

ТЕРМОДИНАМИКА ПЛАВЛЕНИЯ ГРАНИТОВ И БАЗАЛЬТОВ

Эти две группы пород выбраны для термодинамического анализа по ряду причин. Во-первых, для них имеются наиболее полные экспериментальные данные; во-вторых, они обладают наиболее простым составом, часто близким к эвтектике; наконец, это наиболее распространенные в земной коре магматические породы и с их формированием нередко связаны различные типы месторождений. На примере анализа плавления гранитов и базальтов легко показать совершенство современного аппарата термодинамики для решения на количественной основе сложных петрологических задач.

В данном случае задача сводится к установлению $T - P_s - P_{H_2O} - P_{CO_2} - P_{O_2}$ режима плавления (кристаллизации) гранитов в земной коре и отчасти условий выплавления базальтов в верхней мантии. Для ее решения необходимо произвести расчет смещения котектического минимума при заданных значениях $P_{H_2O} < P_s$ и, считая идеальной смесь H_2O—CO_2, найти значения $P_{CO_2} = P_s - P_{H_2O}$. Например, в случае гранита под котектическим минимумом мы будем понимать след от смещения точки сухой гранитной эвтектики при возрастании $P_{H_2O} = P_s$ (Заварицкий, Соболев, 1961). На диаграмме «температура (t) — давление воды (P_{H_2O})» это будет моновариантная линия ликвидуса (=солидуса) эвтектического гранита. Если же $P_{H_2O} < P_s$, то в координатах $P_s - P_{H_2O} - t$ наметится некоторая поверхность, соответствующая условиям плавления гранита эвтектического состава в зависимости от перечисленных параметров. При заданных значениях любого из них можно получить диаграмму с проекциями ликвидусов (солидусов) гранита. Например, на диаграмме P_s—t можно рассчитать проекции ликвидусов при заданных значениях P_{H_2O}.

Изложенная ниже методика расчета, хотя и требует относительно громоздких вычислительных операций, достаточно проста и может использоваться для решения аналогичных задач магматической петрологии. Однако для ее применения необходимо знать термодинамические свойства изверженной породы и ее расплава, а также иметь данные по растворимости воды вблизи котектического минимума.

Прежде чем перейти к методике расчетов, примем следующие условные обозначения:

$\bar{S}_T^{liq}$ — энтропия сухого расплава при данной T;

S_T^{liq} — энтропия расплава, насыщенного водой, при данной T;

$S^{liq}_{H_2O}$ — парциальная мольная энтропия H_2O в расплаве;
S_{H_2O} — энтропия воды во флюиде;
S^{sol}_T — энтропия твердого гранита или базальта при данной T;
S^{O}_T — энтропия чистого компонента (окисла, элемента, минерала) при данной T;
$\overline{V}^{liq}$ — объем сухого расплава;
V^{liq} — объем расплава, насыщенного водой;
$V^{liq}_{H_2O}$ — парциальный мольный объем H_2O в расплаве;
V_{H_2O} — объем воды во флюиде;
V^{sol} — объем твердого гранита или базальта;
V^{O} — объем чистого компонента (окисла, элемента, минерала);
$\Delta\overline{S}$ — энтропийный эффект плавления сухого гранита или базальта;
ΔS — энтропийный эффект плавления базальта или гранита в присутствии воды;
$\Delta\overline{V}$ — объемный эффект плавления сухого гранита или базальта;
ΔV — объемный эффект плавления гранита или базальта под давлением водяного пара;
T — температура, °К;
t — температура, °С;
M — молекулярный вес;
P — общее давление газового флюида ($P=P_{fl}$);
P_s — давление на кристаллы и расплав (литостатическое давление);
P_i — парциальные давления газовых компонентов во флюиде;
$\overline{Z}^{liq}$ — изобарно-изотермический потенциал сухого гранита;
Z^{O}_T — изобарно-изотермический потенциал образования из элементов соединения при данной T.

ПЛАВЛЕНИЕ ГРАНИТОВ

В общем случае равновесное плавление гранита описывается реакцией

$$(1-n)\ \text{гранит} + n\,H_2O = n\,H_2O\,(1-n)\ \text{расплав} \qquad (10)$$

или

$$(1-n)\,\text{sol} + n\,H_2O = n\,H_2O\,(1-n)\,\text{liq},$$

где

$$\mu^{liq}_{H_2O} = \mu^{fl}_{H_2O}, \qquad (11)$$

$$n = X^{liq}_{H_2O}, \qquad (12)$$

а индексы sol относятся к граниту, liq — к его расплаву, fl — к паровой фазе. Если $n>0$, система закрыта и $P_{H_2O}=P_s$; возрастание P_{H_2O} приводит к снижению температуры равновесия (10). Это смещение описывается уравнениями:

$$\Delta V_{(10)}\,dP_{H_2O} - \Delta S_{(10)}\,dT = 0, \qquad (13)$$

$$\Delta V_{(10)} = V^{liq} - nV^{fl}_{H_2O} - (1-n)\,V^{sol}, \qquad (14)$$

$$\Delta S_{(10)} = S^{liq} - nS^{fl} - (1-n)\,S^{sol}. \qquad (15)$$

Температура плавления сухого гранита ($n=1$) при $P_s=1$ атм и $P_{H_2O}=O$ составляет ~950°С. Строгих экспериментальных данных по величине dP_s/dt для кривой плавления эвтектического гранита нет. Но для дацита и адамеллита эта величина колеблется в пределах 80—120 бар/град.

Зная термодинамические свойства не содержащего воду гранита и его расплава, величину производной dP_s/dt можно рассчитать. И далее, определив свойства водонасыщенных расплавов гранита, можно рассчитать диаграмму с проекциями ликвидусов на плоскость P_s—t.

По экспериментальным данным Таттла и Боуэна, гранитная эвтектика при давлении воды около 1000 бар имеет следующий состав (в вес.%): альбит — 36,8, ортоклаз — 26,4 и кварц — 36,8. Для расчета молярных величин необходимо выбрать одно значение молекулярного веса не только для гранита, но и для его расплава. Это значение определяется из формулы

$$M^{sol} = \bar{M}^{liq} = \sum_k X_i M_i. \qquad (16)$$

Для эвтектического гранита $Ab_{36,8}Or_{26,4}Qz_{36,8}$ *молекулярный вес* равен 64,354 г, если

$$X_i = \frac{A_k}{A_a + A_b + \ldots + A_m}, \qquad (17)$$

где A_a, A_b, ..., A_m — атомные количества окислов. При плотности гранита $\rho = 2{,}603$ г/см³ легко определить его молекулярный объем:

$$V^{sol} = 64{,}354 : 2{,}603 = 24{,}723 \text{ см}^3/\text{моль}. \qquad (18)$$

Молекулярный объем гранита и его плотность могут быть рассчитаны исходя из объемов слагающих его минералов:

$$V^{sol} = 0{,}096V_{Ab} + 0{,}064V_{Or} + 0{,}840V_{Qz}.$$

Такой расчет выполнен в табл. 24 при различных значениях температуры. Видно, что получены очень близкие к (18) результаты. Разумеется, если выбрать бóльший молекулярный вес гранита, то мольные объемы окажутся более высокими. Так, при $M = 136{,}398$ г объем гранита при 600° С составляет 54,46 см³/моль (табл. 24). Вместе с тем выбором мо-

Таблица 24

Расчет молекулярного объема и плотности гранита состава $Ab_{36,8}Or_{26,4}Qz_{36,8}$ по данным о молекулярных объемах слагающих его минералов в зависимости от температуры

Минералы	X_i	V_i, см³/моль при t°С						X_iV_i, см³/моль				
		20	600	700	800	900	1000	600	700	800	900	1000
Ab	0,096	200,42	203,59	204,22	205,06	205,59	206,37	19,54	19,60	19,69	19,74	19,81
Or	0,064	218,00	220,24	220,69	221,13	221,74	222,34	14,09	14,12	14,15	14,19	14,23
Qz	0,840	23,72	24,80	24,79	24,77	24,75	24,73	20,83	20,82	20,81	—	—
Tr	0,840	26,53	—	—	—	27,51	27,525	—	—	—	23,10	23,12
V^{sol}	молекулярный объем, см³/моль при M=136,398 г							54,46	54,54	54,65	57,03	57,16
	молекулярный объем, см³/моль при M=64,354 г							25,69	25,73	25,78	26,90	26,97
	Плотность ρ, г/см³							2,505	2,501	2,496	2,392	2,386

лекулярного веса гранита и его расплава не определяется положение их равновесий на диаграммах интенсивных параметров.

Молекулярный объем сухого гранитного расплава может быть рассчитан по формуле

$$\bar{V}^{\text{liq}} = \sum_m X_i V_i, \qquad (19)$$

где $\bar{V}_i$ — значения парциальных молярных объемов окислов в расплаве (табл. 25). Расчет по формуле (19) для гранита $Ab_{36,8}Or_{26,4}Qz_{36,8}$ приведен в табл. 26 для условий $t = 1250°$ С и $P = 1$ атм. Там же произведена экстраполяция полученной величины $\bar{V}^{\text{liq}}_{1250°\text{C}} = 28{,}137$ см³/моль в низкотемпературную область при условии, что

$$\left(\frac{\partial \bar{V}^{\text{liq}}}{\partial T}\right)_P \approx \left(\frac{\partial V^{\text{sol}}}{\partial T}\right)_P,$$

т. е. приняты равные значения коэффициентов теплового расширения для ликвидуса (liq) и солидуса (sol).

Таблица 25

Парциальные молярные объемы (см³/моль) окислов в сухих силикатных расплавах при 1250°С

Окислы	По Аппену	По Боттингу и Вейлу
Li_2O	11,0	—
Na_2O	20,2	27,86
K_2O	34,1	43,95
MgO	12,5	11,15
CaO	14,4	16,05
SrO	17,5	—
BaO	22,0	—
MnO	17,2	—
FeO	16,5	12,5
CoO	14,5	—
NiO	13,0	—
Al_2O_3	40,4	37,80
SiO_2	26,7	26,77
TiO_2	20,75	—

Таблица 26

Расчет молекулярного ($M = 64{,}354$ г) объема гранитного расплава с нормативным составом $Ab_{36,8}Or_{26,4}Qz_{36,8}$

Окислы	X_i	По Аппену		BW*		Экстраполяция при условии $(V^{\text{liq}}/T) = (V^{\text{sol}}/T)$					
		V_i	X_iV_i	V_i	X_iV_i	t°C	V^{sol}	V^{liq}	t°C	V^{sol}	V^{liq}
SiO_2	0,849	26,68	23,135	26,77	22,728	1250	27,03	28,16	850	25,78	26,91
Al_2O_3	0,076	40,40	3,070	37,80	2,873	1100	27,00	28,13	800	25,77	26,90
Na_2O	0,045	20,2	0,909	27,86	1,254	1000	26,97	28,10	750	25,76	26,89
K_2O	0,030	34,1	1,023	43,95	1,318	950	26,93	28,06	700	25,73	26,86
V^{liq}	—	—	28,137	—	28,173	900	26,90	28,03	600	25,69	26,82

* V_i — по Bottinga, Weil (1970).

Экстраполяция до 600° С для сухого гранитного расплава условна: необходимые данные по $\bar{V}^{\text{liq}}$ для расчета термодинамических свойств водонасыщенного расплава вплоть до 625° С (при $P_{H_2O} = 10$ кбар) отсутствуют.

При $\bar{V}^{\text{liq}}_{1250°} = 28{,}16$ см³/моль и $V^{\text{sol}}_{1250°} = 27{,}03$ см³/моль:

$$\Delta\bar{V}_{1250°} = \bar{V}^{\text{liq}} - V^{\text{sol}} = 1{,}13 \text{ см}^3/\text{моль}. \qquad (20)$$

Молярные энтропии эвтектического гранита и его безводного расплава могут быть вычислены по формулам:

$$S^{\text{sol}}_T = X_{\text{Ab}}S^{\text{O}}_{\text{Ab}} + X_{\text{Or}}S^{\text{O}}_{\text{Or}} + X_{\text{Qz}}S^{\text{O}}_{\text{Qz}}; \qquad (21)$$

$$S^{\text{liq}}_T = \sum_{\text{Ab}}^{\text{Qz}} X_i S^{\bullet}_i - R\sum_{\text{Ab}}^{\text{Qz}} X_i \ln X_i, \qquad (22)$$

где величины S^{O}_{Bb}, S^{O}_{Or} и S^{O}_{Qz} — энтропии соответствующих минералов (i), а $S^{\bullet}_{Ab}$, $S^{\bullet}_{Or}$ и $S^{\bullet}_{Qz}$ — их расплавленных аналогов. В первом приближении для оценки последних величин могут использоваться значения энтропий для стекол альбита, ортоклаза и SiO_2.

Уравнение (22) отражает свойство регулярного раствора, для которого избыточная интегральная энтропия равна нулю. Известно, что подавляющая масса силикатных расплавов подчиняется законам регулярных растворов. Поэтому расчет S^{liq}_{T} может быть осуществлен достаточно точно на основе справочных данных (Robie, Waldbaum, 1968) по энтропиям стекол альбитового, санидинового и кварцевого составов. Результаты расчетов энтропий при 950° С приведены в табл. 27. Там же даны значения величин молярных свободных энергий гранита и его расплава (стекла) при 950° С и $P_s = 1$ бар по формулам

$$Z^{sol}_{950} = X_{Qz} Z^{sol}_{Qz} + X_{San} Z^{sol}_{San} + X_{Ab} Z^{sol}_{Ab} = -174{,}64 \text{ ккал/моль}, \quad (23)$$

$$Z^{liq}_{950} \approx Z^{sol}_{950} + RT \sum_{i} X_i \ln X_i = -177{,}074 \text{ ккал/моль}. \quad (24)$$

При этих параметрах, т. е. при температуре плавления эвтектического гранита, в «β-кварцевом варианте»

$$\Delta \overline{S} = \overline{S}^{liq} - S^{sol} = 2{,}683 \text{ э. е.}, \quad (25)$$

а в «тридимитовом варианте»

$$\Delta \overline{S} = \overline{S}^{liq} - S^{sol} = 2{,}841 \text{ э. е.} \quad (26)$$

По уравнению Клаузиса — Клапейрона находим

$$\frac{dP_s}{dt} = \frac{\Delta \overline{S}}{\Delta \overline{V}} = \frac{41{,}837 \times 2{,}841}{1{,}13} = 105{,}185 \text{ бар/град} \quad (27)$$

или же в «тридимитовом варианте»

$$\frac{dP_s}{dt} = \frac{41{,}837 \times 2{,}683}{1{,}13} = 99{,}333 \text{ бар/град}, \quad (28)$$

где 41,837 — коэффициент перевода кал/моль в $см^3 \cdot$ бар/моль.

Парциальный молярный объем и энтропия воды в расплаве гранита связаны соотношением

$$(S^{liq}_{H_2O})^{P}_{T} = (S^{liq}_{H_2O})^{0}_{T} - \int_{1}^{P_{H_2O}} \left(\frac{dV_{H_2O}}{dT}\right) dP_{H_2O}. \quad (29)$$

Зависимость $V^{liq}_{H_2O}$ от T и P_{H_2O} известна лишь для расплава альбита (Burnham, Davis, 1970, 1971):

$$V^{liq}_{H_2O} = 10{,}98 + 0{,}962\,t + 0{,}1005\,t^2 - 0{,}00199\,t^3 -$$
$$- P_{H_2O}(0{,}530 + 0{,}2031\,t + 0{,}00158\,t^2) + 0{,}00396\,P^3_{H_2O} +$$
$$+ P^2_{H_2O}(0{,}078 + 0{,}01144\,t) \text{ см}^3/\text{моль}, \quad (30)$$

Таблица 27

Термодинамические свойства гранита и его расплава состава $Ab_{36,8}Or_{26,4}Qz_{36,8}$ в пересчете на «молекулу», весящую 136,398 г, при $t = 950°C$ ($T = 1223°K$)

Нормы	X_j	Минералы		Стекла		Минералы		Стекла	
		S^{sol}_{950} э.е.	Z^{sol}_{950} ккал	S^{liq}_{950} э.е.	Z^{liq}_{950} ккал	$X_j S^{sol}_{950}$	$-X_j Z^{sol}_{950}$	$X_j S^{liq}_{950}$	$-X_j Z^{liq}_{950}$
Ab_{high}	0,096	296,38	1441,31	318,100	1472,38	28,452	138,366	30,538	141,348
Or_{high}	0,064	300,08	1453,03	317,236	1448,46	19,205	92,994	20,303	92,701
Qz—β	0,840	31,540	165,27	33,222	164,813	26,494	138,827	27,906	138,443
Tr	0,840	31,14	165,22	—2	—	26,158	138,785	—	—
$M = 136,398$ г		вариант с β — Qz				74,151	370,187	78,747	372,492
		вариант с тридимитом				73,815	370,145		
$M = 64,354$ г		вариант с β — Qz				34,984	174,654	37,153	175,742
		вариант с тридимитом				34,826	174,634		

$$\bar{S}^{liq}_{950} = \bar{S}^{0\,liq}_{950} - R\sum_i X_j \ln X_j = 37,667 \text{ э. е.}$$

$$\Delta\bar{Z}^{liq}_{950} = \Delta\bar{Z}^{0\,liq}_{950} + RT\sum_i X_j \ln X_j = -177,074 \text{ ккал/моль}$$

при $M = 64,354$ г

а для расплава альбита

$$V^{liq} = 109{,}76 + 0{,}082\,t + 0{,}0312\,t^2 - 0{,}00131\,t^3 - 0{,}328\,P_{H_2O} - \\ -0{,}0104tP - 0{,}00038\,t^2 P_{H_2O}\ \text{см}^3/\text{моль}, \qquad (31)$$

где t составляет сотую часть от заданной величины температуры, °С, а P_{H_2O} выражено в килобарах. Исследования показали, что $V^{liq}_{H_2O}$ и V^{liq} не зависят от состава водно-силикатного расплава. Например, значения $V^{liq}_{H_2O}$ для альбита и нефелинового сиенита при $t=900°$ С, $P_{H_2O}=P_s=6000$ бар соответственно равны 15,801 и 15,749 см³/моль.

Величина $(S^{liq}_{H_2O})^0_T$ — энтропия жидкой воды при высоких значениях температуры — измерена быть не может. Однако экстраполяция известных данных (Файф и др., 1962) показывает, что в интервале температуры 700—1200° эта энтропия изменяется почти линейно и в незначительных пределах: 34,65—36,8 э. е. С учетом этих значений на рис. 139, *а* и приведены изотермы зависимости парциальной молярной энтропии воды в расплаве альбита от P_{H_2O} (табл. 28), а на рис.

Таблица 28

Парциальные молярные энтропии воды в расплаве альбита при высоком давлении

P_{H_2O}	Температура, °С								
	600	650	700	750	800	850	900	950	1000
0,5	32,96	33,44	33,95	34,36	34,72	35,12	35,5	35,76	36,05
1	32,75	33,24	33,75	34,12	34,5	34,9	35,25	35,53	35,8
1,5	32,6	33,1	33,56	33,96	34,32	34,72	35,05	35,16	35,6
2	32,45	32,95	33,4	33,8	34,15	34,56	34,9	35,2	35,42
3	32,2	32,7	33,12	33,5	33,85	34,25	34,6	34,88	35,12
4	32	32,44	32,9	33,27	33,62	34,0	34,32	34,6	34,85
5	31,82	32,28	32,7	33,05	33,4	33,72	34,1	34,36	34,6
6	31,68	32,1	32,52	32,84	33,2	33,56	33,9	34,17	34,36
7	31,55	31,92	32,35	32,68	33,05	33,36	33,7	33,95	34,15
8	31,23	31,76	32,2	32,5	32,88	33,2	33,52	33,76	33,95
9	31,3	31,62	32,05	32,4	32,74	33,05	33,37	33,60	33,76
10	31,2	31,52	31,92	32,28	32,6	32,9	33,2	33,4	33,6

139, *б* — поправка величины $S^{liq}_{H_2O}$ на давление в интервале 600—1000° С.

Из уравнения (13) легко получить следующее соотношение:

$$\frac{dP_{H_2O}}{dT} = \frac{\Delta S_{(9)}}{\Delta V_{(9)}}, \qquad (32)$$

где $\Delta S_{(9)}$ и $\Delta V_{(9)}$ определяются равенствами (15) и (14) соответственно. В них величины S^{liq} и V^{liq} представляют собой интегральные молярные энтропию и объем гранитного расплава. С парциальными молярными величинами (S^m_i, V^m_i) при постоянных T и P они связаны следующими соотношениями:

$$S^{liq}_T = \sum_{Ab}^{Qz} X_i \bar{S}^0_i - R \sum_{Ab}^{Qz} X_i \ln X_i, \qquad (33)$$

$$V^{liq} = \sum_{Ab}^{Qz} X_i V^0_i + \sum_{Ab}^{Qz} X_i V^m_i. \qquad (34)$$

По экспериментальным данным (Burnham, Davis, 1971) величина V^{liq} зависит лишь от T и P_{H_2O}, но очень мало зависит от состава альбитового расплава. Во всяком случае $V^m_{liq} \approx 0$. Эти же закономерности можно распространить на гранитный расплав. Тогда легко вычислить S^m_{liq} по формуле

$$S^m_{liq} = S^e_{liq} - R \ln [X^{X_{H_2O}}_{H_2O} (1 - X_{H_2O})^{1-X_{H_2O}}], \qquad (35)$$

если известна избыточная энтропия этого расплава. К сожалению, S^e_{liq} нельзя определить для расплава гранита экспериментально с достаточ-

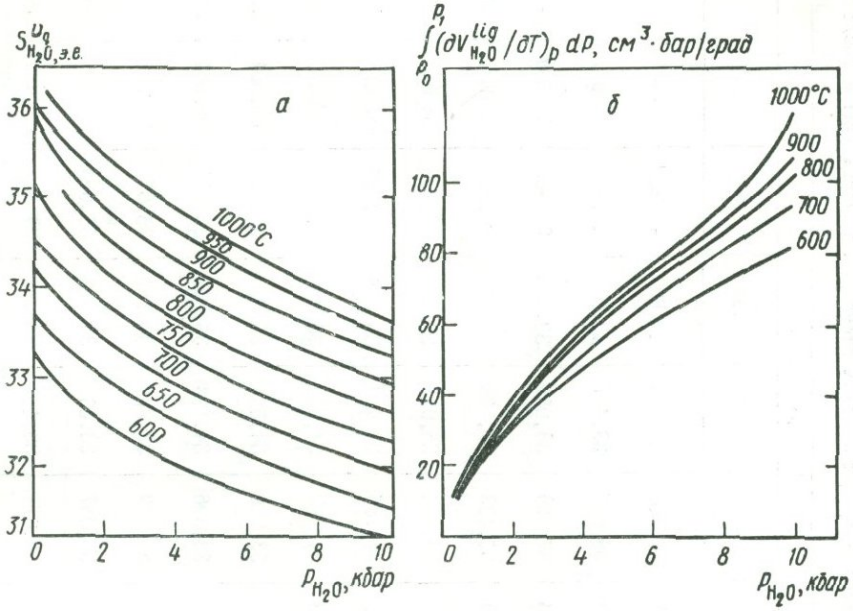


Рис. 139. Парциальная молярная энтропия воды в расплаве альбита; *а* — зависимость $S^{liq}_{H_2O}$ от t и P_{H_2O}; *б* — поправка на давление величины $S^{01iq}_{H_2O}$, в интервале температуры 600 — 1000 °С

ной степенью точности, так как расплав, насыщенный водой, близок по своим свойствам к идеальному раствору ($V^m_{liq} \approx 0$). Но на основе уже известных нам данных можно найти некоторую фиктивную величину $\bar{S}^m_{liq}$ при данных t и P_{H_2O} по уравнению

$$\bar{S}^m_{liq} = \frac{[X_{H_2O}(V^{liq}_{H_2O} - V_{H_2O}) + (1 - X_{H_2O})\ (V^{liq} - V^{sol})]P_{H_2O}}{41{,}837\ (t - 950\ °C)} +$$

$$+ X_{H_2O}(S_{H_2O} - S^{liq}_{H_2O}) + (1 - X_{H_2O})\ (S^{sol} - \bar{S}^{liq}), \qquad (36)$$

которое легко получить при интегрировании выражения (13) после подстановки в него (14) и (15). Здесь 950° С — температура плавления сухого гранита, S_{H_2O} и V_{H_2O} — табличные данные для водяного пара (табл. 29 и 30). Остальные данные приведены в табл. 29. Однако нас интересуют свойства гранитного расплава вблизи кривой его кристаллизации, и в первую очередь содержания воды, которые определены

Таблица 29

Молярная энтропия S_{H_2O} водяного пара при высоких значениях температуры и давления

P, бар	Температура, °С												
	400	460	500	560	600	660	700	760	800	860	900	960	1000
500	32,380	35,461	37,402	39,286	40,177	41,253	41,868	42,699	43,202	—	—	—	—
1 000	31,365	33,219	34,463	36,244	37,303	38,675	39,467	40,508	41,128	41,971	42,471	43,149	43,558
1 500	30,825	32,471	33,523	35,045	35,983	37,269	38,059	39,146	39,805	40,688	41,308	42,077	42,446
2 000	30,446	31,986	32,959	34,363	35,230	36,433	37,188	38,255	39,913	39,800	40,465	41,246	41,586
3 000	29,890	31,326	32,262	33,586	34,371	35,424	36,081	37,049	37,701	38,683	39,303	40,110	40,482
4 000	29,472	30,855	31,755	33,026	33,779	34,785	35,412	36,338	36,965	37,928	38,559	39,443	39,927
5 000	29,133	30,481	31,359	32,600	33,333	34,312	34,920	35,817	36,430	37,389	38,040	39,016	39,622
6 000	28,845	30,167	31,029	32,249	32,969	33,929	34,524	35,403	36,006	36,964	37,630	38,673	39,362
7 000	28,593	29,896	30,746	31,949	32,660	33,606	34,193	35,058	35,653	36,604	37,274	38,335	39,043
8 000	28,363	29,657	30,498	31,690	32,393	33,329	33,909	34,764	35,352	36,292	36,951	37,979	38,641
9 000	28,166	29,446	30,281	31,463	32,160	33,087	33,662	34,510	35,093	36,020	36,659	37,618	38,182
10 000	27,984	29,259	30,090	31,264	31,955	32,874	33,443	34,286	34,867	35,784	36,403	37,278	37,713

Таблица 30

Молярный объем водяного пара V_{H_2O} (см³/моль) в зависимости от температуры и давления

P, бар	Температура, °С												
	400	450	500	550	600	650	700	750	800	850	900	950	1000
500	31,221	45,164	69,936	92,004	110,038	125,378	139,169	330,552	163,561	—	—	—	—
1 000	26,050	29,355	34,120	40,534	48,046	56,027	63,827	71,159	78,122	84,671	91,174	98,610	105,520
1 500	23,960	26,039	28,615	33,238	35,454	39,633	44,029	48,641	53,036	57,468	61,9	66,35	70,706
2 000	22,789	24,318	26,122	28,284	30,68	33,328	36,239	39,273	42,371	45,578	48,659	51,781	54,905
3 000	21,186	22,243	23,414	24,771	26,14	27,742	29,31	30,986	32,859	34,769	36,661	38,62	40,551
4 000	20,105	20,928	21,816	22,789	23,378	24,861	26,023	27,293	28,490	29,725	31,094	32,592	33,583
5 000	19,348	20,018	20,744	21,618	22,329	23,329	24,068	25,041	25,978	26,842	27,941	28,810	29,765
6 000	18,736	19,328	19,943	20,609	21,285	21,996	22,737	23,492	24,302	25,095	25,906	26,685	27,492
7 000	18,249	18,768	19,312	19,871	20,461	21,06	21,701	22,357	23,023	23,708	24,41	25,072	25,720
8 000	17,842	18,296	18,772	19,276	19,78	20,303	20,854	21,421	21,996	22,591	23,203	23,781	24,370
9 000	17,457	17,946	18,285	18,736	19,186	19,635	20,141	20,609	21,114	21,618	22,158	22,675	23,200
10 000	16,952	17,457	17,835	18,231	18,628	19,042	19,492	19,943	20,429	20,825	21,312	21,750	22,200

экспериментально до $P_{H_2O} = 10\,000$ бар. Используя их, по формуле (36) рассчитываем величины $\overline{S}^m_{liq}$ при разных значениях P_{H_2O} и $t°C$ (рис. 140, *б*). Очевидно, что $\overline{S}^m_{liq}$ в смеси гранит — вода отличается от идеальной концентрационной зависимости в пределах одной энтропийной единицы. Это незначительная величина. И в какой-то мере она не точ-

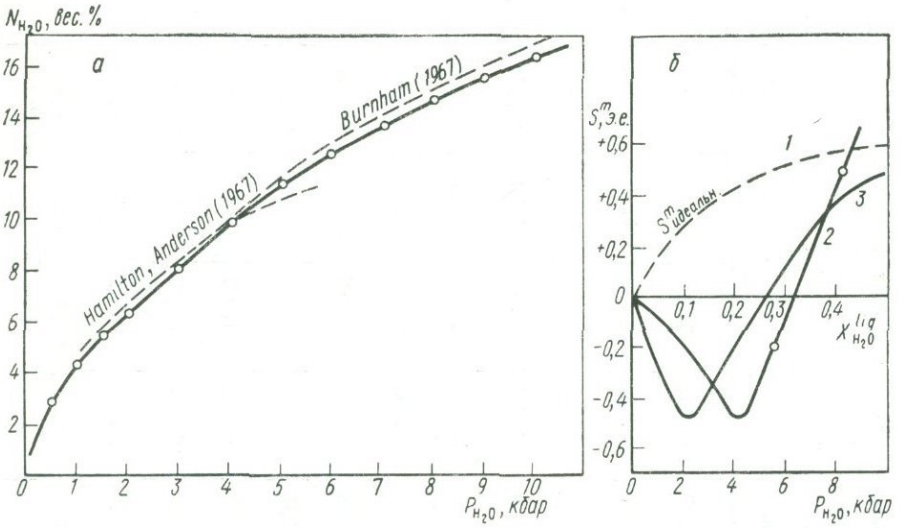


Рис. 140. Соотношения между P_{H_2O}, S^m_{liq} и $X^{liq}_{H_2O}$ для ликвидуса гранита $Ab_{36,8}\,Or_{26,4}Qz_{36,8}$ (вес. %):

а — зависимость $\overline{S}^m_{liq}$ и $N^{liq}_{H_2O}$ от давления воды P_{H_2O} при t °C на кривой ликвидуса; *б* — концентрационные зависимости интегральных энтропий: *1* — идеальной и *2* — «фиктивной», *3* — зависимость S^m_{liq} от давления P_{H_2O} при температурах гранитной эвтектики

на, так как в ней скрыты ошибки эксперимента, а также ошибки вычислений остальных термодинамических функций по уравнениям (36) и

$$X_{H_2O} = \frac{41,837\,(t-950)\,(\overline{S}^{liq} - S^{sol} + \overline{S}^m_{liq}) + P_{H_2O}\,(V^{sol} - \overline{V}^{liq})}{P_{H_2O}\,(V^{liq}_{H_2O} - \Delta\overline{V}) - 41,837\,(t-950)\,(S^{liq}_{H_2O} - S_{H_2O} - \Delta\overline{S})}, \qquad (37)$$

где мольная доля воды в расплаве связана с ее процентным содержанием $N^{liq}_{H_2O}$ следующими соотношениями:

$$X^{liq}_{H_2O} = \frac{3,573\,N^{liq}_{H_2O}}{100 + 2,573\,N^{liq}_{H_2O}}, \qquad (38)$$

$$N^{liq}_{H_2O} = \frac{28\,X^{liq}_{H_2O}}{1 - 0,720\,X^{liq}_{H_2O}}, \qquad (39)$$

где $3,573 = \overline{M}_{liq}/M_{H_2O}$ и $28 = 100 : 3,573$.

Значения растворимости воды в гранитном расплаве вблизи кривой котектического минимума приведены в табл. 31 и на рис. 140, *а*.

Таблица 31

Термодинамические параметры плавления эвтектического гранита в присутствии водяного пара

Параметр	Единица измерения	900	785	725	695	685	665	650°C
P	бар	200	500	1000	1500	2000	3000	4000
S_{H_2O}	э. е.	46,494	42,954	39,896	38,052	36,95	35,67	34,00
$V^{liq}_{H_2O}$	$см^3 \cdot моль^{-1}$	25,8	22,9	20,8	19,5	18,3	16,8	15,5
V_{H_2O}	»	475,56	157,896	67,518	43,524	35,820	28,278	24,840
$S^{liq}_{H_2O}$	э. е.	35,63	34,600	33,990	33,95	33,210	32,91	32,442
$\overline{S}^{liq}_{H_2O}$	»	36,200	34,290	33,25	32,70	32,55	32,25	31,80
S^{sol}	»	34,25	32,200	31,2	30,905	30,500	30,25	29,85
$X^{liq}_{H_2O}$	доля	0,033	0,098**	0,145**	—	0,196**	0,240**	0,281*
$N^{liq}_{H_2O}$	рес. %	0,952	2,895	4,445	—	6,230	8,2	9,81
$\overline{S}^{m}_{H_2O}$	$\frac{см^3 \cdot бар}{град \cdot моль}$	—0,080	—0,182	—0,279	—0,380	—0,459	—0,385	—0,195
X_{H_2O}	доля	0,0353	0,098	0,145	0,1705	0,196	0,238	0,282
$N^{liq}_{H_2O}$	вес. %	1,0151	2,695	4,5297	5,4397	6,387	8,0197	9,855

* Определено при $t' = t + 5°C$.
** Определено при $t' = t + 15°C$ (Tuttl, Bowen, 1958).

Продолжение табл. 31

Параметр	Единица измерения	640	635	630	625	620	615 °C
P	бар	5000	6000	7000	8000	9000	10 000
S_{H_2O}	э. е.	34,00	33,41	33,00	32,61	32,32	31,89
$V^{liq}_{H_2O}$	$см^3 \cdot моль^{-1}$	14,6	14,0	13,5	13,1	12,95	12,7
V_{H_2O}	»	22,986	21,690	20,790	20,016	19,404	18,810
$S^{liq}_{H_2O}$	э. е.	32,20	31,88	31,68	31,60	31,44	31,26
$\bar{S}^{liq}$	»	31,6	31,45	31,35	31,25	31,14	31,05
S^{sol}	»	29,65	29,54	29,45	29,35	29,26	29,22
$X^{liq}_{H_2O}$	доля	—	—	—	—	—	—
$N^{liq}_{H_2O}$	вес. %	10,86	—	—	—	—	—
$\bar{S}^{m}_{liq}$	$\frac{см^3 \cdot бар}{град \cdot моль}$	—0,35	0,110	0,260	0,365	0,440	0,505
X_{H_2O}	доля	0,3168	0,340	0,3608	0,3832	0,3967	0,412
$N^{liq}_{H_2O}$	вес. %	11,4834	12,5914	13,6395	14,8092	15,5383	16,387

На рисунке видна хорошая сходимость расчетных и экспериментальных данных.

Расчет проекций ликвидуса гранита $Ab_{36,8}\,Or_{26,4}\,Qz_{36,8}$ *на плоскость* P_s—t *при заданных значениях* P_{H_2O}[1]. Пусть $P_s \geqslant P$, т. е. P_s — давление на гранит и его расплав несколько больше либо равно общему давлению водного флюида. В нашу задачу входит поиск t—P_s-соотношений ликвидуса гранита при данном P_{H_2O}. Расчет осложнен тем, что из четырех переменных параметров независимо можно задавать лишь один. Так, при $P_{H_2O} = \text{const}$ между величинами T, P_s и X_{H_2O} существует взаимосвязь. Установить ее можно лишь при знании уравнения линий равной растворимости воды в расплаве в зависимости от T и P_s ($P_{H_2O} = \text{const}$). Допустим, что соотношение коэффициентов активностей воды в расплаве в интервале температур, равном 50—100°, изменяется незначительно, т. е. уравнивается изменением общего давления. Тогда уравнение изоплеты $X^{liq}_{H_2O}$ в присутствии водяного

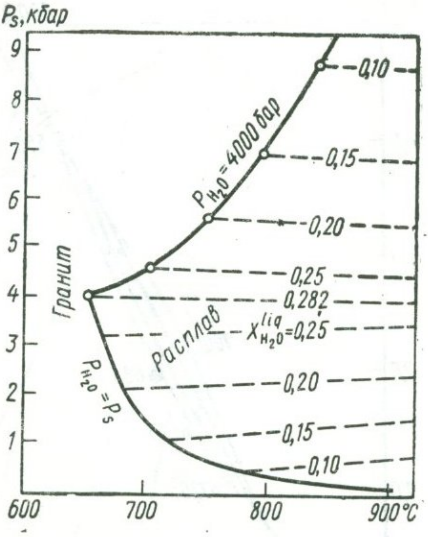


Рис. 141. Ликвидус эвтектического гранита при $P_{H_2O} \geqslant 4000$ бар в зависимости от температуры и давления на твердые фазы и расплав.
Пунктиром нанесены изолинии равного содержания воды в расплаве, рассчитанные по уравнению (41)

пара, равновесного с расплавом при данном P_{H_2O}, можно вывести из соотношения активности (a_{H_2O})

$$dRT \ln a^{liq}_{H_2O} = V^{liq}_{H_2O}\,dP - S^{liq}_{H_2O}\,dT. \qquad (40)$$

Приближенное его интегрирование при $\frac{\gamma'_{H_2O}}{\gamma''_{H_2O}} \approx 1$ дает

$$X''_{H_2O} = \exp\left[\ln X_{H_2O} + \frac{V^{liq}_{H_2O}(P_s - P_{H_2O})}{83,13\,\bar{T}} - \frac{S^{liq}_{H_2O}}{1,987\bar{T}} \ln \frac{T''}{T'}\right], \qquad (41)$$

где $\bar{T} = (T' + T'')/2$ — среднее значение температуры при интегрировании уравнения (40); X''_{H_2O} — мольная доля воды в гранитном расплаве при данном P_s и T'', а X'_{H_2O} — при данном $P_s \geqslant P_{H_2O}$ и T'; $S^{liq}_{H_2O}$ и $V^{liq}_{H_2O}$ —парциальные молярные энтропия (см. рис. 139) и объем воды в расплаве (см. уравнение (30)). По уравнению (41) на диаграмме рис. 141 в качестве примера рассчитаны изоконцентрационные кривые (изоплеты) при $P_{H_2O} \leqslant 4000$ бар в зависимости от температуры и давления на расплав и кристаллы. В точках ликвидуса при том же P_{H_2O} каждая изоплета пересекается кривой, мольная доля воды вдоль которой изменяется в соответствии с уравнением

[1] Флюид состоит только из H_2O, т. е. $P_{H_2O} = P_{\text{п}}$.

$$X^{liq}_{H_2O} = \frac{41{,}837\,(t_2 - t_1)\,(\bar{S}^{liq} - S^{sol} + S^{m}_{liq}) + 1{,}13\,(P_s - P_{H_2O})}{(P_s - P_{H_2O})\,(V^{liq}_{H_2O} - 1{,}13) - 41{,}837\,(T'' - T')\,(S^{liq}_{H_2O} - S_{H_2O} - \bar{S}^{liq} + S^{sol})}. \quad (42)$$

Совместное решение уравнений (41) и (42) при заданных T и P_{H_2O} позволяет найти точку пересечения проекции ликвидуса с изоплетой воды в расплаве. Эти точки обозначены на диаграмме рис. 141, где видно, что с ростом давления на твердые фазы при $P_s \geqslant 4$ кбар температура ликвидуса увеличивается, а концентрация воды в расплаве снижается. При постоянстве давления P_s температурная зависимость растворимости воды в расплаве ничтожна. То же намечается по экспериментальным данным в гидротермальной среде (рис. 142).

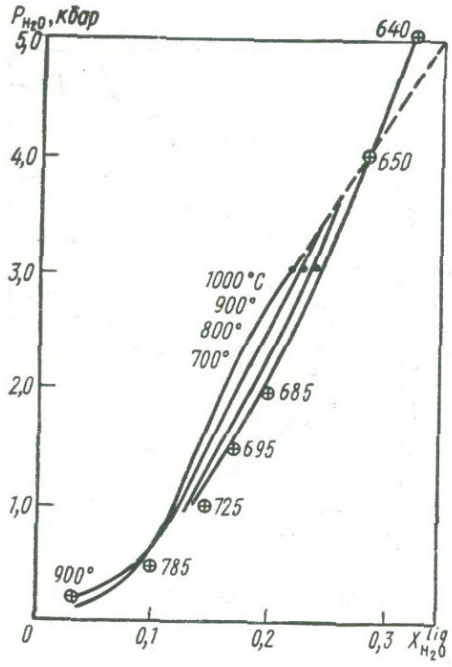


Рис. 142. Зависимость мольной доли воды в расплаве эльджуртинского гранита от давления воды и температуры по экспериментальным данным (Хитаров, Кадик, Лебедев, 1971; Островский и Орлова, 1968)

Несмотря на четкий эффект, найденный при совместном решении уравнений (42) и (41), для вывода проекций ликвидуса приближенное интегрирование (40) оказывается недостаточным для получения точных данных по равновесной растворимости H_2O в расплаве гранита. Особенно это заметно вдали от кривой плавления при $P_s = P_{H_2O}$. Поэтому пришлось принять условие равенства наклона изоплет равной растворимости воды вплоть до случая $X_{H_2O} = 0$:

$$\left(\frac{\partial P_s}{\partial T}\right)_{X^{liq}_{H_2O}} \approx \left(\frac{\partial P_s}{\partial T}\right)_{X^{liq}_{H_2O}=0} \approx 100 \text{ бар/град}. \quad (43)$$

В действительности со снижением температуры, т. е. при возрастании $X^{liq}_{H_2O}$, наклон изоплет будет несколько возрастать, но не более чем на 20 бар/град. При условии (43) методом многошаговой регрессии было найдено приближенное уравнение:

$$X^{liq}_{H_2O} = 2{,}9575 + 0{,}03108\,P_s - 4{,}7071\,(10^{-3}\,T) + \\ + (10^{-3}T)^2\,(1{,}8778 - 0{,}018569\,P_s), \quad (44)$$

где P_s — в килобарах, T — в °К.

На диаграмме рис. 141 видно, что содержание воды вдоль кривой плавления гранита при $P_{H_2O} = \text{const}$ снижается с ростом P_s и t. Это значит, что в таких координатах при заданных значениях P_{H_2O} можно рассчитать положение проекций ликвидуса гранита путем совместного решения уравнения (44) и уравнения водной изобары (проекции ликвидуса):

$$P_{H_2O} = P_s - \frac{(t_2 - t_1)\,[x\,(S^{liq}_{H_2O} - S_{H_2O}) + (1-x)\,\Delta S]\,41{,}837}{xV^{liq}_{H_2O} + (1-x)\,\Delta \bar{V}}, \qquad (45)$$

где $x = X^{liq}_{H_2O}$; $\Delta S \approx 2{,}683$ э. е.; $\Delta \bar{V} \approx 1{,}13$ см^3/моль. Значения остальных величин легко найти в табл. 28, 29, 31 и по уравнению (30).

Уравнение (45) легко получить интегрированием уравнения Клаузиса — Клапейрона, нижние пределы в котором следует задавать в соответствии с координатами P_{H_2O} и $t°$ С кривой плавления эвтектического гранита (см. табл. 31).

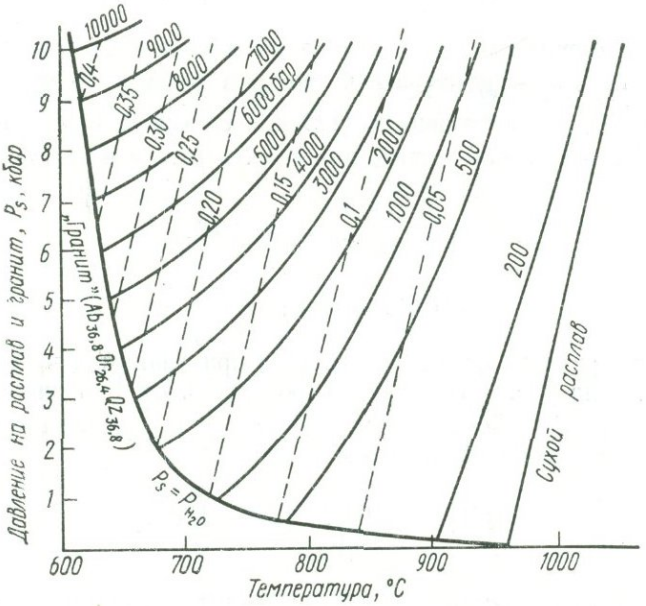


Рис. 143. Плавление природного гранита при $P = P_{H_2O}$ (сплошная кривая) и мольные доли воды в его расплаве (пунктирные линии с цифрами $X^{liq}_{H_2O}$); точечная кривая — плавление искусственной эвтектики $Ab_{36,8}Or_{26,4}Qz_{36,8}$

Пересечение линий $X^{liq}_{H_2O} = \text{const}$ и $P_s = \text{const}$ на диаграмме P_s—t определяет положение кривой плавления гранита при $P_s > P_{H_2O}$. Результаты расчетов представлены на диаграмме рис. 143. На ней видно, что проекции ликвидусов гранита при разных значениях P_{H_2O} под острыми углами пересекают изоконцентрационные прямые H_2O в расплаве. На диаграмме также отчетливо видно, что возрастание давления P_s при постоянном давлении воды во флюиде значительно повышает температуру плавления гранита по сравнению с условием $P_s = P_{H_2O}$. Очевидно также, что при постоянной температуре уменьшение P_s либо возрастание P_{H_2O} приводит к плавлению гранита. Эти чисто физические эффекты могут приводить к гранитизации алюмосиликатных толщ в природных условиях (Перчук, 1970, 1973; Летников, 1972).

До сих пор мы рассматривали методику и результаты расчета проекций линий ликвидусов гранита на плоскость P_s—$t°$ С при заданных значениях P_{H_2O}, считая, что остальные компоненты флюида не изменяют коэффициентов фугитивности H_2O и не растворяются в расплаве.

Однако целый ряд компонентов этого флюида в той или иной мере растворяется в гранитном расплаве, изменяя температуру его кристаллизации. Рассмотреть модель плавления гранита в присутствии столь сложного флюида практически невозможно. Но в качестве первого приближения можно принять, что $P_s \leqslant P_{fl} = P_{H_2O} + P_{CO_2}$. Это должно несколько изменить соотношения, полученные на диаграмме рис. 143.

Константа реакции плавления гранита не зависит от наличия в равновесном флюиде индифферентного газового компонента. Например, если флюид состоит из H_2O и CO_2, то $P_{fl} = P_{CO_2} + P_{H_2O}$, но

$$K_{T,P} = (f^0_{H_2O})_{P_{H_2O}<P_s} \approx (f^{fl}_{H_2O})_{P_{fl}}, \tag{46}$$

так как CO_2 в гранитном расплаве практически не растворяется. В формуле (46) $(f^0_{H_2O})_{P_{H_2O}<P_s}$ — фугитивность воды в случае однокомпонентного флюида, а $(f^{fl}_{H_2O})_{P_s}$ — фугитивность H_2O для случая газовой смеси. И хотя эти значения между собой равны, их составляющие в значительной мере различны:

$$(f^0_{H_2O})_{P_{H_2O}<P_s} = \gamma^0_{H_2O} P^0_{H_2O}, \tag{47}$$

$$(f^{fl}_{H_2O})_{P_{fl}} = \gamma^{fl}_{H_2O} P^{fl}_{H_2O}, \tag{48}$$

где $\gamma^0_{H_2O}$ — коэффициент фугитивности H_2O при данных давлении $P^0_{H_2O}$ и T (см. диаграмму на рис. 143), а $\gamma^{fl}_{H_2O}$ — коэффициент фугитивности H_2O при данных T и $P_{fl} \approx P_s$. Подставляем (47) и (48) в уравнение (46) и после простейших преобразований находим

$$P^{fl}_{H_2O} = \frac{\gamma^0_{H_2O} P^0_{H_2O}}{\gamma^{fl}_{H_2O}} = \frac{f^0_{H_2O}}{\gamma^{fl}_{H_2O}}. \tag{49}$$

С помощью этой формулы легко определить величину парциального давления воды при кристаллизации гранитной эвтектики по величинам P_{H_2O}, P_s и T. Например, по минералогическим термометрам и барометрам установлено, что гранит кристаллизовался при 700° С и $P_s = 6000$ бар. С помощью диаграммы на рис. 143 находим $P^0_{H_2O} = 5000$ бар. В табл. 32 при этих параметрах находим $P^0_{H_2O} = 3810$ бар. Теперь необходимо определить величину $\gamma^{fl}_{H_2O}$. Она оценивается при той же температуре, но при общем давлении $P_s = 6000$ бар. Оценку можно произвести также по табл. 44, если разделить фугитивность H_2O при 700°С и $P_s = 6000$ бар на величину общего давления:

$$\gamma^{fl}_{H_2O} = \frac{5086}{6000} = 0{,}848.$$

Подставляем полученные цифры в формулу (49) и находим

$$P_{H_2O} = \frac{3810}{0{,}848} = 4493 \text{ бар}.$$

Таким образом, диаграмму на рис. 143 можно использовать для оценок давления воды в гранитизирующем флюиде.

Термодинамические свойства и условия плавления природных гранитов. Природный гранит по составу, термодинамическим свойствам и условиям плавления отличается от рассмотренного выше теоретическо-

Таблица 32

Фугитивность $(f_{H_2O})_T^P - (f^0_{H_2O})_T$ водяного пара при высоких значениях температуры и давления

P, бар	Температура, °С												
	400	460	500	560	600	660	700	760	800	860	900	960	1000
500	204	282	323	369	390	416	431	448	456	—	—	—	—
1 000	262	379	459	569	631	715	761	819	848	884	904	928	940
1 500	327	477	583	740	834	970	1 050	1 155	1 211	1 283	1 324	1 370	1 395
2 000	403	588	721	921	1 046	1 230	1 342	1 493	1 576	1 687	1 750	1 823	1 864
3 000	597	864	1057	1 350	1 535	1 815	1 992	2 240	2 383	2 575	2 684	2 816	2 892
4 000	863	1234	1502	1 906	2 161	2 551	2 798	3 149	3 353	3 629	3 787	3 977	4 079
5 000	1227	1730	2090	2 629	2 967	3 484	3 810	4 274	4 545	4 910	5 118	5 359	5 478
6 000	1723	2394	2868	3 569	4 006	4 669	5 086	5 677	6 021	6 482	6 741	7 030	7 159
7 000	2398	3278	3891	4 788	5 339	6 172	6 692	7 425	7 847	8 410	8 722	9 060	9 201
8 000	3311	4450	5232	6 360	7 044	8 069	8 703	9 591	10 096	10 765	11 131	11 521	11 682
9 000	4539	5995	6981	8 378	9 211	10 452	11 211	12 264	12 853	13 626	14 045	14 487	14 677
10 000	6183	8023	9248	10 954	11 962	12 960	14 318	15 542	16 214	17 084	17 547	18 032	18 258

Таблица 33

Химический (Островский и Орлова, 1968) и нормативный состав, молекулярный вес, молекулярный объем и плотность эльджуртинского гранита

Окислы	Вес. %		M_i	X_i	X_iM_i	Нормы	Вес. %	Вес исправленный	X_j	X_jM_j	n_jV_j	X_jV_j	«Эвтектика» $Ab_{40}Or_{29,7}Qz_{33,3}$		
	анализ	приведенные											X'_j	X'_jM_j	$X'_jV'_j$
SiO_2	70,30	70,86	60,06	0,766	46,006	il	1,37	1,38	0,015	2,276	31,7	0,476	—	—	—
TiO_2	0,71	0,72	79,90	0,006	0,479	mt	0,93	0,94	0,007	1,621	44,5	0,312	—	—	—
Al_2O_3	14,53	14,66	101,94	0,093	9,480	or	24,49	24,65	0,072	40,068	218	15,696	0,084	46,746	18,312
Fe_2O_3	0,56	—	—	—	—	ab	33,03	33,25	0,103	54,002	202	20,806	0,121	63,439	24,442
FeO	1,98	2,52	71,94	0,023	1,655	an	9,74	9,80	0,057	15,824	101	5,757	—	—	—
MgO	0,92	0,93	40,32	0,015	0,605	en	2,21	2,22	0,036	3,614	31,5	1,134	—	—	—
MnO	0,08	0,08	70,93	0,001	0,071	fs	2,24	2,25	0,027	3,561	33,7	0,910	—	—	—
CaO	2,10	2,12	56,08	0,025	1,402	wo	0,35	0,35	0,005	0,581	39,9	0,200	—	—	—
Na_2O	3,91	3,94	61,994	0,042	2,604	qz	24,99	25,16	0,678	40,721	23,0	15,594	0,795	47,748	18,285
K_2O	4,14	4,17	94,20	0,029	2,732	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,87	100,00	—	1,000	65,034		99,35	100,00	1,000	162,268	—	60,885	1,000	157,933	61,039
$\rho \frac{г}{см^3}$	2,657 (среднее из 5 измерений)						$\rho = \sum_k X_jM_j / \sum_k X_jV_j = 2,665$						$\rho = 2,587$		
$V \frac{см^3}{моль}$	24,447 (при $M = 65,034$)						60,885 (при $M = 162,268$)								

Таблица 34

Химический и нормативный состав, молекулярный вес, молекулярный объем и плотность «адамеллита»

Окислы	Вес. %	M_i	X_i	X_iM_i	Нормы	Вес. %	X_j	X_jM_j	n_jV_j	X_jV_j	«Эвтектика»		
											X_j'	X_jM_j	$X_j'V_j$
SiO_2	69,6	11,59	0,762	45,677	il	1,21	0,013	1,973	31,7	0,412	—	—	—
TiO_2	0,6	8	0,005	0,400	mt	2,55	0,018	4,167	44,5	0,801	—	—	—
Al_2O_3	14,7	144	0,095	9,684	or	27,27	0,079	43,964	218,0	17,222	0,093	51,755	20,274
Fe_2O_3	1,7	11	0,007	1,118	ab	28,84	0,089	46,662	202,0	17,978	0,106	55,575	21,412
FeO	1,8	25	0,016	1,151	an	11,13	0,065	18,079	101	6,565	—	—	—
MgO	1,0	25	0,016	0,645	en	2,51	0,040	4,015	31,5	1,260	—	—	—
MnO	0,1	1	0,001	0,071	fs	0,92	0,011	1,451	33,7	0,371	—	—	—
CaO	2,5	45	0,030	1,682	wo	0,58	0,008	0,929	39,9	0,319	—	—	—
Na_2O	3,4	55	0,036	2,232	qz	25,10	0,677	40,661	23	15,571	0,801	48,108	18,423
K_2O	4,6	49	0,031	3,014		100,11	1,000	261,901	—	60,499	1,000	155,438	60,109
Сумма	100,0	1522	1,000	65,674	ρ г/см³ $= \sum_k X_jM_j/X_jV_j = 2,676$						2,586		
V см³·моль$^{-1}$	24,542	при $\Sigma X_iM_i = 65,674$			при $\Sigma X_jM_j = 161,901$					60,499	при $\Sigma X_jM_j = 155,438$		60,109

го ($Ab_{36,8}Or_{26,4}Oz_{36,8}$, вес. %). Мы рассмотрим здесь некоторые термодинамические свойства и условия плавления эльджуртинского гранита [1], для которого имеется наибольшее число экспериментальных данных. Однако в ряде случаев придется прибегнуть к другим «эталонам», близким по составу к эльджуртинскому граниту. Кроме того, здесь не будут повторяться методы расчетов, изложенные в первой части этой главы.

Данные о химическом и нормативном составе эльджуртинского гранита приведены в табл. 33. Там же помещен расчет молекулярного объема и плотности этого образца. Расчет объема выполнен по двум схемам — для общего состава гранита и для его кварц-полевошпатовой части («эвтектики»), состав которой без учета биотита оказался достаточно близким к теоретическому: $Ab_{40}Or_{29,7}Qz_{33,3}$. Молекулярный вес рассчитан по «окисной модели»: $M=65{,}034$ г, что мало отличается от «теоретического» гранита ($M=64{,}354$). Сопоставим еще некоторые параметры природного и «теоретического» гранита. Для этого можно привлечь данные по так называемому «адамеллиту» (риодациту), плавление которого в сухих условиях [2] до ~ 30 кбар изучено Т. Х. Грином и А. Е. Рингвудом (1968). Химический и нормативный составы этого «адамеллита» приведены в табл. 34, где помещены также результаты расчета плотности и молекулярного объема самого образца и его кварц-полевошпатовой части ($Qz : Ab : Or \approx 1 : 1 : 1$).

Сопоставление молекулярных весов, плотностей и молекулярных объемов всех рассматриваемых образцов приведено в табл. 35.

Таблица 35

Сопоставление некоторых физических констант природных и синтетического гранитов

Параметр	Эльджуртинский гранит		«Адамеллит»		Синтетический гранит
	1*	2*	1*	2*	$Ab_{36,8}Or_{26,4}Qz_{36,8}$
M, г	65,034	157,933	65,674	155,439	64,354
V, см³/моль	24,477	61,039	24,542	60,109	24,735
ρ, г/см³	2,657**	2,587	2,676	2,586	2,603

* 1 — данные по образцу в целом, а 2 — по его кварц-полевошпатовой части.

** Измерено в лаборатории физико-механических свойств горных пород ИГЕМ АН СССР.

Теперь рассчитаем мольный объем гранитного расплава. В табл. 36 приведен расчет $\bar{V}^{liq}$ и плотности ρ сухого расплава по двум методам. Результаты оказались очень близкими. Можно принять среднее значение мольного объема расплава равным 27,237. Тогда объемный эффект плавления получится равным $\Delta\bar{V}=\bar{V}^{liq}-\bar{V}^{los}=27{,}237-24{,}477=2{,}76$ см³. С учетом термического расширения гранита $\Delta\bar{V}$ составит около 2 см³; по данным С. Кларка (1969), объемный эффект плавления гранита оценивается в 2,102 см³. По данным Т. Х. Грина и А. Е. Рингвуда (1968), наклон солидуса «адамеллита» на T—P диаграмме со-

[1] Эльджуртинский гранитный массив расположен в средней части долины р. Баксан, на Кавказе (Кабардино-Балкарская АССР). Наилучшие обнажения — вблизи г. Тырныауз.

[2] Для эльджуртинского гранита такие данные отсутствуют.

Таблица 36

Расчет молекулярного объема при $M = 65{,}034$ г и плотности расплава эльджуртинского гранита, не содержащего воду

Окислы	Вес. %	M_i	X_i	По Аппену	По Боттингу и Вейлу*		
				X_iV_i	X_i	X_iV_i	X_iM_i
SiO_2	70,86	60,06	0,766	20,437	0,771	20,640	46,306
TiO_2	0,72	79,90	0,006	0,124	—	—	—
Al_2O_3	14,66	101,94	0,093	3,757	0,094	3,553	9,582
FeO	2,52	72,94	0,023	0,380	0,023	0,288	1,655
MgO	0,93	40,32	0,015	0,188	0,015	0,167	0,605
MnO	0,08	70,93	0,001	0,015	—	—	—
CaO	2,12	56,08	0,025	0,360	0,025	0,401	1,402
Na_2O	3,94	61,994	0,042	0,848	0,042	1,170	2,604
K_2O	4,17	94,20	0,029	0,989	0,029	1,275	2,732
Сумма	100,00	—	1,000	27,098	1,000	27,494	64,886
Плотность гранитного расплава 2,400 г/см³					2,360	—	

* Данные по парциальным молярным объемам окислов приведены в табл. 24.

ставляет 80,5 бар/град, а ликвидуса 82,5 бар/град. При $\Delta V \approx 2$ см³/моль находим

$$\Delta S = \left(\frac{^{\mathrm{f}}dP}{^{\mathrm{l}}dT}\right)\Delta V = 80{,}5 \times 2{,}0 = 161 \text{ см}^3\cdot\text{бар/град, или } 3{,}87 \text{ э. е.} \quad (50)$$

Для ликвидуса $\Delta S = 165$ см³/град, или 3,94 э. е. Оба значения (ΔV и ΔS) примерно в 1,5 раза выше, чем для синтетического гранита $Ab_{36,8}Or_{26,4}Qz_{36,8}$, да и наклон кривой плавления последнего к оси $t°$ С на 18—20 единиц круче. Отличаются и значения температу-

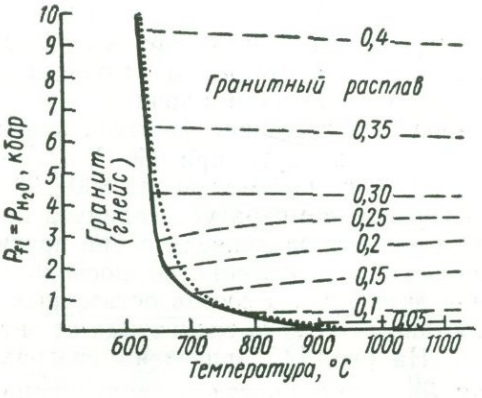


Рис. 144. Проекции котектического минимума гранита состава $Ab_{36,8}Or_{26,4}Qz_{36,8}$ на плоскость $P^{fl} - t$ °С при условии $P^{fl} = P^{fl}_{CO_2} + P^{fl}_{H_2O}$

ры плавления под давлением водяного пара, особенно в интервале $P_{H_2O} = 1000$—5000 атм (рис. 144).

Термодинамическая характеристика солидуса описывается полученными нами по методу наименьших квадратов уравнениями связи $T - X^{liq}_{H_2O}$ и $P - X^{liq}_{H_2O}$ для гранита с молекулярным весом $\sim 65{,}2$ г:

$$P_{H_2O} = P_{fl} = 0{,}00015994\,N^3_{H_2O} + 0{,}02080447\,N^2_{H_2O} + \\ + 0{,}18500146\,N_{H_2O} - 0{,}1220110, \quad (51)$$

где P — в килобарах;

$$t\,°C = (-0{,}00016017\,N^3_{H_2O} + 0{,}00597151\,N^2_{H_2O} - $$
$$- 0{,}07438711\,N_{H_2O} + 0{,}93928657) \times 10^3, \qquad (52)$$

где N_{H_2O} — весовой процент воды в расплаве гранита. С мольной долей X_{H_2O} он связан формулой типа (39)

$$N_{H_2O} = \frac{0{,}276\,X_{H_2O}/(1 - X_{H_2O})}{1 + 0{,}276\,X_{H_2O}/(1 - X_{H_2O})} \times 100\%, \qquad (53)$$

где $0{,}276 = M_{H_2O}/M_{liq} = 18 : 65{,}2$. Обратное соотношение, т. е. $X_{H_2O} = f(N_{H_2O})$, имеет сходный вид:

$$X_{H_2O} = \frac{3{,}622\,N_{H_2O}/(100 - N_{H_2O})}{1 + 3{,}622\,N_{H_2O}/(100 - N_{H_2O})}, \qquad (54)$$

где $3{,}622 = M_{liq}/M_{H_2O}$. В основу вычислений положены экспериментальные данные по растворимости H_2O вдоль солидуса (Coranson, 1931; Bowen, Tuttle, 1963; Burnham, Jahns, 1962; Burnham, 1967; Хитаров, Кадик и Лебедев, 1971; и др.). По уравнениям (51) и (52) при $N_{H_2O} = 0$ координаты точки плавления сухого гранита следующие: 939°С при 122 бар. По экспериментальным данным (Green, Ringwood, 1966; McDowell, Wyllie, 1971) температура начала плавления (солидус) природного гранита в безводной атмосфере ($P \approx 1$ бар) составляет 925° С. Как видно, соответствие весьма удовлетворительное.

Параметры ликвидуса и солидуса гранита определяются его составом. Так, при плавлении рибекитового гранита, упрощенный состав которого соответствует формуле $Ab_{42,6}Or_{24,6}Qz_{32,8}$, при $P_{H_2O} = 2$ кбар установлены (McDowell, Wyllie, 1971) следующие соотношения: температура солидуса 655° С, температура ликвидуса 750° С. Значения температуры исчезновения отдельных фаз при нагревании следующие: Hb — 670°, Qz — 690°, Fsp — 695° и Ab — 755°; в стекле остается около 1—2% астрофиллита и рудных минералов. Здесь видно, что исчезновение Qz и Fsp происходит почти одновременно. При несколько ином составе гранита, в котором наряду с рибекитом (Rib) присутствует эгирин (Aeg), а упрощенная формула близка к $Ab_{46,2}Or_{30,8}Qz_{23}$, кварц исчезает почти на солидусе, при 660°С, а Fsp — при 745; Aeg — 755; Pl — 760°С; ликвидус намечается около 800±30° С. В общем случае можно сделать вывод, что температура солидуса почти не зависит от состава гранита, но температура ликвидуса при почти равных условиях полностью определяется им. Это понятно, поскольку на солидусе выплавляется гранитная эвтектика, а состав остаточных кристаллов определяется отличием состава реального гранитоида от эвтектического.

На рис. 145 приведена диаграмма, позволяющая оценить величину $P^{fl}_{H_2O}$ при кристаллизации гранитов, если известны величины P_s и $t°$ С. Расчет этой диаграммы осуществлялся с использованием соотношения (49). Она более точно отражает условия плавления природных гранитов. В этом можно убедиться при анализе термодинамических условий минеральных равновесий в мигматитовых комплексах.

Рассмотрим конкретный пример. Мигматит можно представить как равновесную ассоциацию расплава с котектическим остатком. Если это действительно так, то при постоянных P_s, $t°$ С и P_{H_2O} гнейс и «выплавка» из него (гранит) должны находиться во вполне определенных соотношениях по магнезиальности, кальциевости и т. п. Если на данной глубине метаморфизма при $t = \text{const}$ гранитизация обусловлена возрастанием P_{H_2O} во флюиде, то магнезиальность расплава (т. е. гранит-

ной выплавки) должна быть ниже магнезиальности равновесного с ним вмещающего гнейса. Причем эти соотношения должны быть закономерными для множества случаев. Они действительно наблюдаются при па-

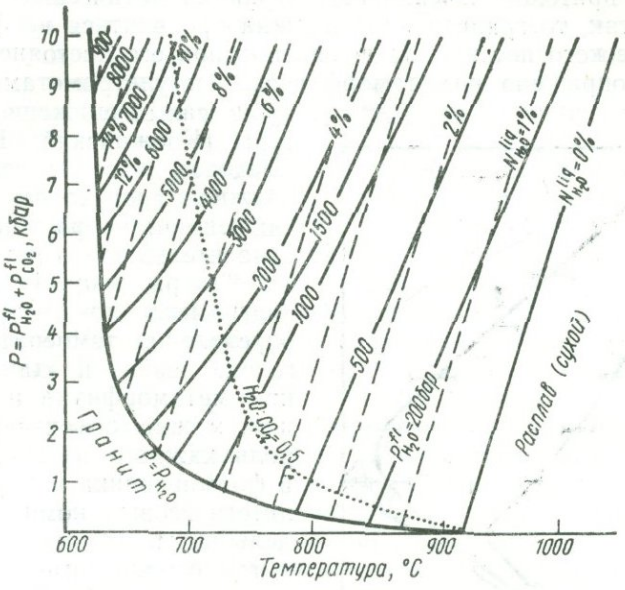


Рис. 145. Проекции ликвидусов (водные изобары) «гранитной эвтектики» $Ab_{36,8}Or_{26,4}Qz_{36,8}$ на плоскость $t° — P_s$, рассчитанные по термодинамическим свойствам равновесных фаз в реакции (10).
Пунктиром обозначены линии равных мольных долей воды в расплаве. Цифры на кривых — значения P_{H_2O}

рагенетическом анализе мигматитовых комплексов. Один из таких примеров приведен на диаграмме рис. 146. Здесь отражены данные по ультраметаморфическим породам гранулитовой зоны кольской серии центральной части Кольского полуострова (Бондаренко и Дагелайский, 1968). По данным минералогической термо- и баро-

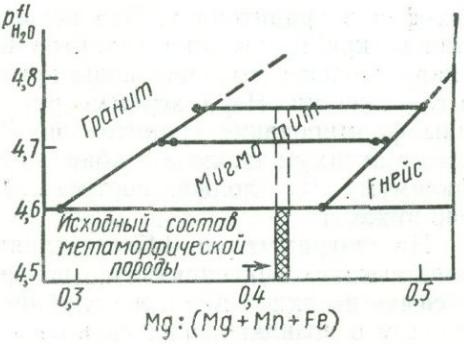


Рис. 146. Соотношение магнезиальностей гранита и гнейса в мигматитовом комплексе гранулитовой зоны Кольского полуострова в зависимости от давления H_2O при 720°С и $P \geqslant 8$ кбар

метрии параметры процесса следующие: $t = 720°$ С, $P \geqslant$ 8кбар (Перчук, 1970). С помощью диаграммы рис. 145 определяем $P_{H_2O} \geqslant 4{,}6$ кбар. Эта цифра снимается с диаграммы (между изобарами $P_{H_2O} = 4000$ и 5000 бар) в точке пересечения нормалей, проходящих через оси диаграммы на отметках 720° С и 8 кбар.

Появление гранитного расплава в глубинных метаморфических комплексах может быть обусловлено повышением температуры, либо

P_{H_2O}, либо снижением глубинности. Вероятно, в природе все эти факторы могут явиться причиной гранитизации. Но изменение соотношения Na/K, несомненно, свидетельствует о том, что гранитизация всегда сопряжена с притоком ювенильных (трансмагматических) растворов. Но если это так, то гранитизация должна проявляться на фоне возрастания химического потенциала воды либо при его постоянстве. Возрастание μ_{H_2O} сопряжено в метаморфических и ультраметаморфических процессах со снижением температуры (Коржинский, 1956, 1957). Следовательно, гранитизация должна происходить на фоне снижения температуры, либо при относительном ее постоянстве.

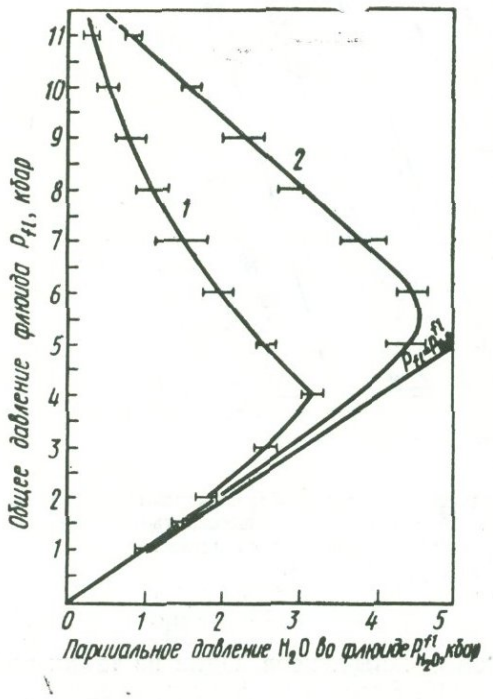


Рис. 147. Режим H_2O при метаморфизме (*1*) и гранитизации (*2*)

Теперь, когда рассчитаны диаграммы для приближенного определения температуры, общего давления и давления воды при метаморфизме и гранитизации, можно объективно оценить роль каждого из этих факторов в формировании конкретных гранитогнейсовых комплексов и отдельных гранитных массивов.

Рассмотренные здесь методы позволили обобщить имеющиеся в литературе эмпирические данные по составам сосуществующих фаз в гранитоидах. Это позволило оценить термодинамические условия кристаллизации гранитов и наметить изменение температуры и парциального давления воды при гранитообразовании в зависимости от глубинности. На диаграмме рис. 147 видно, что с увеличением глубины формирования гранитоидов P_{H_2O} возрастает, а затем, проходя через максимум около 4,5 кбар, при $P_s \approx 5{,}5$ кбар уменьшается. Этому максимуму P_{H_2O} должен соответствовать минимум $t°C$, что будет показано ниже.

На диаграмме рис. 147 отчетливо видно, что граниты возникают при более высоких значениях P_{H_2O} по сравнению с метаморфическими процессами (на одной и той же глубине и при $t = \text{const}$). Это подтверждает гипотезу о возникновении гранитных расплавов исключительно за счет возрастания парциального давления воды в метаморфическом флюиде.

Рассмотрим *режим кислорода при кристаллизации гранитов в природных условиях*. Анализ многочисленных данных показал (Перчук, 1973), что фугитивность O_2 зависит от глубины и температуры кристаллизации гранитных магм, изменяясь в пределах $10—10^{-20}$ бар. И лишь в специфических условиях парциальное давление кислорода (f_{O_2}) снижается до 10^{-25} бар. Со снижением глубинности уменьшается водонасыщенность магм (см. рис. 145), но возрастает температура и f_{O_2} их кристаллизации. Однако известны случаи извержения водона-

сыщенных магм, кристаллизация которых происходила при относительно высоких значениях f_{O_2}. Такие данные, в частности, приводит Липман (Lipman, 1971): *он описывает кислые стекла из пепловых потоков* в южной Неваде, застывшие при $700 \pm 50°C$ и $f_{O_2} = 10^{-15} - 10^{-11}$ бар. Эти значения находятся вблизи перехода линии магнетита в гематит *при* $P_{H_2O} = 1{,}5 - 2$ *кбар. Следовательно, при кристаллизации кислых* расплавов в приповерхностных условиях и на поверхности парциальное давление кислорода достигает значительных величин даже при сравнительно низкой температуре.

В мигматитах и вмещающих их гнейсах парагенезис Mt+Qz не столь уж редок. Но в железистых гнейсах (эвлизитах), которые нередко присутствуют в мигматитовых комплексах, встречается парагенезис Fa+Qz. Такие мигматиты, как правило, возникают в более восстановительной обстановке и при более низких значениях температуры. Отсюда можно сделать вывод, что снижение фугитивности кислорода во флюиде понижает температуру плавления (кристаллизации) гранита при заданных P и P_{H_2O}, и чем ниже f_{O_2}, тем больше эффект снижения $t°_{пл.}$

Этим эффектом можно объяснить столь низкие значения температуры равновесий, определяемые по разным геотермометрам в железистых гранитах (с Fa и Mt) и в анортозитах. Массивы этих пород обычно формируются в субплатформенных условиях, внедряясь с больших глубин, где господствует резко восстановительный режим флюидов. Таким образом, можно наметить две ветви выплавления гранитов: одна позднегеосинклинальная, корни которой расположены в породах гранулитовой или амфиболитовой фации; вторая — субплатформенная и платформенная, корни которой уходят в нижнюю часть земной коры или даже в верхнюю мантию, где P_{H_2} выше, а P_{O_2} значительно ниже, чем в гнейсовых комплексах.

Связь величины f_{O_2} с давлением оценивалась по уравнению (Перчук, 1973, стр. 212)

$$P = 49{,}32587 + 17{,}95595\,x + 2{,}3865\,x^2 + 0{,}1378\,x^3 + 0{,}00295\,x^4, \qquad (55)$$

где $x = -\lg f_{O_2}$, либо непосредственно по магнетит-ильменитовому равновесию (Lindsley, 1963), составы минералов в котором заимствовались из ряда оригинальных работ. Таковы, например, оценки $\lg f_{O_2}$ *для кристаллизации вулканических пород (риодациты, дациты и т. п.).*

Недавно на основе статистических данных (Перчук и Федькин, 1973) по составам сосуществующих биотитов и роговых обманок из гранитоидов был рассчитана диаграмма, позволяющая оценивать целый ряд термодинамических параметров кристаллизации: $t°$, P_s, P_{H_2O}, P_{O_2}, $P_{CO_2} = P_s - P_{H_2O}$, относительную щелочность гранита и содержание воды в его расплаве. Эта диаграмма приведена на рис. 148, но она не может служить показателем перечисленных выше параметров для отдельных парагенезисов (образцов). Необходимы представительные статистические данные по составам сосуществующих минералов из массивов или комплексов биотит-роговообманковых гранитоидов.

Приложение диаграммы рис. 148 к обширному геологическому материалу дало возможность независимо подтвердить сделанные выше выводы о термодинамическом режиме формирования гранитоидов: с ростом глубинности экстремально (с максимумом) изменяется P_{H_2O} и с минимумом $t°$ уменьшается f_{O_2}, возрастает P_{CO_2}. Диаграмма на рис. 149 позволяет также оценить статистически среднее содержание воды в гранитном расплаве. Например, в расплаве дацита ($t = 900$ °C, $P = 0{,}2$ кбар, $P_{H_2O} = 0{,}05$ кбар,

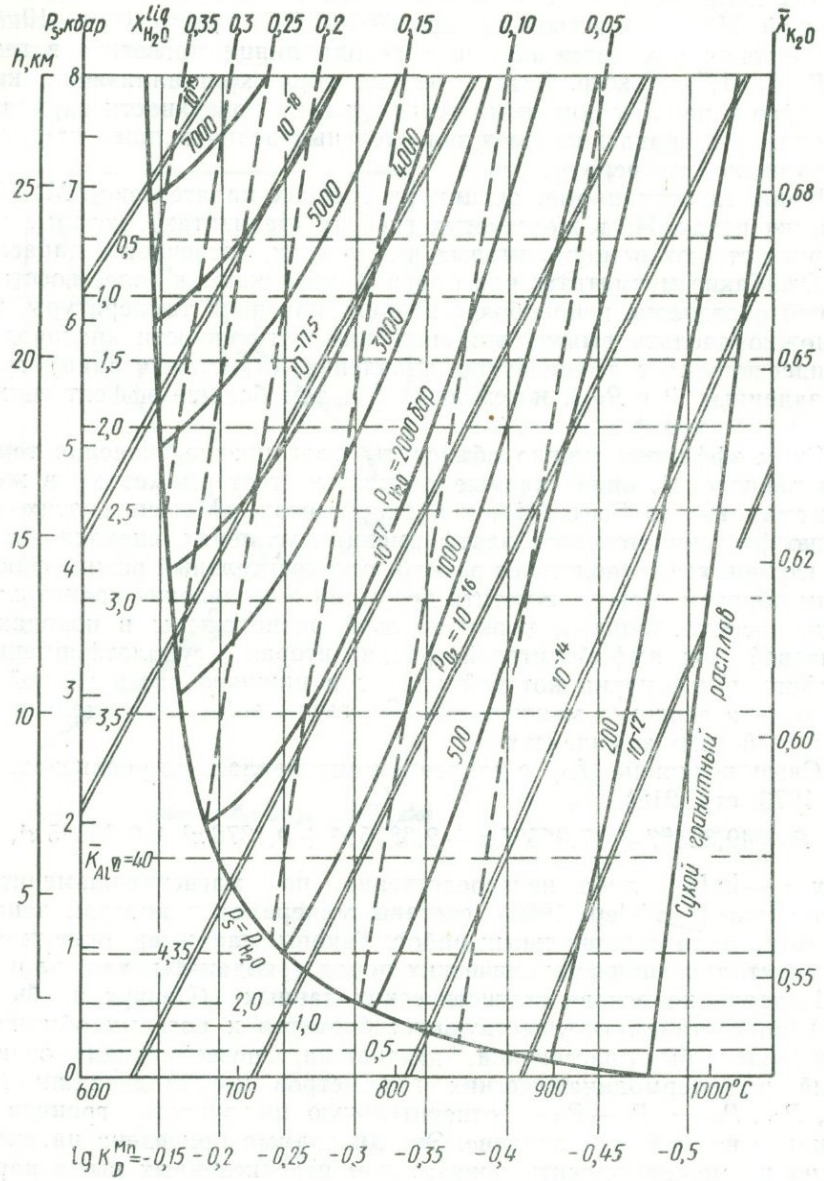


Рис. 148. Диаграмма для оценки термодинамических условий формирования биотит-роговообманковых гранитных массивов или комплексов по статистическим данным:

$$K_D^{Mn} = \left(\frac{X_{Mn}}{1 - X_{Mn}}\right)^{Bi} \left(\frac{1 - X_{Mn}}{X_{Mn}}\right)^{Am}, \text{ где } X_{Mn} = Mn/(Mn + Fe + Mg);$$

$$\bar{K}_{Al^{VI}} = X^{Bi}_{Al^{VI}}/X^{Am}_{Al^{VI}}, \text{ где } X^{VI}_{Al} = Al^{VI}/(Al^{VI} + Fe^{\Sigma} + Mn + Mg + Ti);$$

$$\bar{X}_{K_2O} = 0,5(X^{Hb}_{K_2O} + X^{Bi}_{K_2O}), \text{ где } X_{K_2O} = K_2O : (K_2O + Na_2O)$$

$f_{O_2} = 10^{-11}$ бар) — $N^{liq}_{H_2O} = 0{,}4$ вес. %; в расплаве гранодиорита ($t = 740$ °С, $P_s = 3{,}4$ кбар, $P_{H_2O} = 2{,}35$ кбар, $f_{O_2} = 10^{-17}$ бар) — $N^{liq}_{H_2O} = 4{,}6$ вес. %; в расплаве глубинного гранитоида ($t = 660$ °С, $P_s = 5{,}25$ кбар, $P_{H_2O} \approx 5$ кбар, $f_{O_2} = 10^{-17{,}8}$ бар) — $N^{liq}_{H_2O} = 9{,}9$ вес. %.

О содержании воды в природных расплавах кислого состава в какой-то мере можно судить по вулканическим стеклам. Наиболее полная информация по этому вопросу содержится в монографии В. В. Наседкина (1963). По его данным, в обсидианах содержится в среднем 0,24 вес.% воды, а в перлитах — до 7—8 вес.%. Особый интерес представляют его данные по систематическому исследованию массивной стекловатой зоны нижнемелового экструзива Мухор-Тала в Бурятии. Стекла имеют дацитовый и липаритовый химический состав. Содержание SiO_2 колеблется в пределах 71,58—69,00 вес.%, а воды 4—6,7 вес.%. Среднее содержание H_2O, точнее потерь при прокаливании по 33 образцам, достигает 5,62%. Газовая фаза составляет всего 0,1% и представлена лишь водородом (55 частей) и азотом (45 частей), т. е. резко восстановленными газами.

В общем случае анализ летучих в вулканических стеклах показывает, что они представлены главным образом водой (на 50—98%), углекислотой, водородом и азотом. Газовая фаза платформенных гранитоидных интрузий (чарнокиты, рапакиви и т. п.) отличается восстановленным характером, свидетельствующим об относительно низких величинах f_{O_2} при выплавлении гранитов в глубинных зонах коры и мантии.

Общее давление, как было показано, незначительно повышает температуру плавления гранитов, а низкие величины f_{O_2} и высокое давление воды резко снижают $t^0_{пл}$. Следовательно, если в природных гранитах систематически определяются низкие значения температуры кристаллизации, можно допустить, что эти два последних параметра сыграли решающую роль в происхождении гранитного расплава и его кристаллизации на относительно малых глубинах. Очевидно, что резко восстановительные условия выплавления гранитов возможны лишь на значительных глубинах, выше 11—12 кбар. Следовательно, эффект снижения температуры за счет повышенных значений P_{H_2O} и низких величин f_{O_2} оказывается решающим в происхождении глубинных низкотемпературных магм.

ПЛАВЛЕНИЕ, ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ БАЗАЛЬТОВ

Опыт изучения базальтов и основные итоги исследований по этой проблеме обобщены в сборнике «Базальты», вышедшем в свет под редакцией Х. Х. Хесса. Здесь мы не будем излагать историю развития идей о происхождении базальтов, но кратко сформулируем главнейшие эффекты и закономерности, которые были обнаружены в процессе экспериментальных и петрографических исследований дифференциации базальтов в зависимости от основных термодинамических факторов (T, P, P_{H_2O}, P_{O_2} и т. д.).

Основные результаты эмпирических и экспериментальных исследований по проблеме базальтов

Наиболее интересные петрохимические закономерности установил Куно (Kuno, 1960, 1968). Он показал, что три главнейших типа базаль-

тов — щелочные, высокоглиноземистые и толеитовые — наилучшим образом различаются в отношении щелочей и Al_2O_3 при SiO_2=const, а также на диаграмме SiO_2—(Na_2O+K_2O). Эта диаграмма была положена в основу петрохимической классификации магматических пород, рассмотренной в первой части настоящей книги.

На диаграммах такого типа могут быть намечены пути дифференциации базальтов вплоть до появления кислых продуктов — дацитов, андезитов, риолитов и т. п. Диаграммы Куно построены на базе анализа петрохимических данных по базальтам Японии, Сахалина, Маньчжурии и Кореи. Но, разумеется, они справедливы для базальтов любых регионов, в том числе и для океанов.

Наличие этих трех групп (или типов) базальтов предопределило задачи экспериментального исследования их происхождения, т. е. определения T—P условий их выплавления из пород мантии и дальнейшей дифференциации.

Основываясь на гипотезе частичного плавления ультраосновной мантии, О'Хара (O'Hara, 1963) изучил условия плавления гранатового перидотита и эклогита при 30 кбар. Он, а позднее Дэвис и Шерер (Davis, Schairer, 1965) пришли к неутешительному выводу, что продуктом плавления перидотитов может быть только весьма своеобразный энстатитовый пикрит. Между тем пикритовые базальты весьма редки в разрезах вулканических толщ. В силу этого обстоятельства авторы работ, как, впрочем, и другие геологи, весьма скептически отнеслись к этим результатам. Но важным оказалось одно открытие О'Хары (O'Hara, 1963): температура солидуса при 30 кбар для ассоциации Ol+Gr+Cpx ниже, чем для смеси Gr+Cpx. Следствием этого явился вывод: парагенезис гранат+пироксен служит термальным барьером между низкотемпературными расплавами кварцевых и оливиновых эклогитов. И поскольку первые близки по составу к толеитовым базальтам, то они не могут быть выплавлены при давлении 30—40 кбар из гранатового перидотита.

Примерно в то же время появилась работа Энгелей и Хевенса (Engel et al., 1965), посвященная петрографии базальтов океанических хребтов и впадин. Главнейший вывод авторов: высокоглиноземистые толеитовые базальты являются первичными выплавками из мантии; все остальные базальты — продукты дифференциации этой глиноземистой толеитовой магмы. Этот вывод в какой-то мере согласовывался с появившейся в те годы идеей о возможности ранней отсадки глиноземистого ортопироксена из толеитовых расплавов при высоком давлении (Green, Ringwood, 1964; O'Hara, 1965), благодаря чему остаточная магма обедняется кремнеземом (щелочные базальты).

Наиболее последовательное развитие эта идея получила в широко известной работе Д. Грина и А. Рингвуда (Green, Ringwood, 1966), посвященной экспериментальному моделированию дифференциации природных базальтов. Им удалось доказать, что в интервале давлений 9—27 кбар и выше за счет эффекта отсадки глиноземистого ортопироксена из расплава оливинового толеита можно вывести полный ряд дифференциации: оливиновый толеит — высокоглиноземистый базальт — щелочной базальт. Они также показали, что высокоглиноземистый толеит может быть получен в результате частичного плавления перидотитов мантии на глубинах ~30 км. Этим в какой-то мере была экспериментально подтверждена гипотеза Энгелей.

Как и О'Хара (O'Hara, 1965), Грин и Рингвуд пришли к выводу, что состав природных базальтовых магм определяется термодинамическими условиями плавления вещества мантии и дифференциацией при

последующей миграции магм на более высокие гипсометрические уровни. При этом Грин и Рингвуд некоторое значение придавали взаимодействию базальтовых магм с вмещающими породами. Индикаторами этого взаимодействия они считали так называемые «некогерентные компоненты» (K, Ti, U, Th, P, Rb, Sr, Ba, Cs, Zr, Hf и TR).

Таким образом, целый ряд исследователей видит причину разнообразия состава базальтов в процессе дифференциации первичной толеитовой магмы на разных уровнях глубинности. Причина самой дифференциации — снижение температуры расплавов на этих уровнях.

Не менее фундаментально развивалось другое направление в проблеме происхождения базальтов. Начало ему было положено работой Йодера и Тилли (1965). Их выводы базировались на «омфацит-гранатовом» эффекте. Сущность его состоит в том, что смещение граничной поверхности Gr—Cxp в изотермических условиях в значительной мере зависит от давления. Так как при высоком давлении из расплава происходит отсадка граната, то жидкость обогащается омфацитовым компонентом — возникают щелочные базальты. На малых глубинах первым осаждается омфацит. Остаточная магма в силу этого должна соответствовать толеиту.

Работы Йодера и Тилли позволили объяснить разнообразие составов базальтов с точки зрения глубинности их выплавления из перидотитовой мантии, но не дали простой схемы «температурной» дифференциации. Вместе с тем именно Йодеру и Тилли принадлежит открытие эффекта исчезновения «термального барьера» между щелочным оливиновым базальтом и оливиновым толеитом с возрастанием давления— того эффекта, который лег в основу экспериментальных работ Д. Х. Грина и А. Е. Рингвуда.

Итак, согласно Йодеру и Тилли (1965), щелочные базальты выплавляются на больших глубинах, а толеитовые — на относительно малых. Глиноземистые базальты занимают промежуточное положение. Причем температуры мантийных выплавок могут быть значительно снижены за счет присутствия в системе воды.

Это направление с различными оттенками развивалось в работах Куно (Kuno, 1960, 1968), Ю. М. Шейнмана (1969, 1970), А. А. Маракушева (1972) и многих других петрологов. В частности, А. А. Маракушев, основываясь на данных Бэйли с сотрудниками (Bayly et al., 1964) по шаровым лавам Францисканской провинции, пришел к выводу, что щелочные базальтовые магмы являются первичными продуктами плавления мантии; высокоглиноземистые и толеитовые базальты — продукты их дифференциации, происходящей при снижении P_{H_2O}. Куно (Kuno, 1960) показал, что в пределах Японской дуги распространение трех главных типов базальтов сопряжено с тремя группами эпицентров глубокофокусных землетрясений. Причем в западной части наиболее развиты щелочные оливиновые базальты, для которых намечается связь с наиболее глубокими эпицентрами землетрясений. Он предположил, что глубины выплавления базальтов из пород мантии следующие: щелочные оливиновые базальты — 200—400 км, высокоглиноземистые базальты — 200—60 км, кварцевые толеиты — менее 60 км.

Д. Х. Грин и А. Е. Рингвуд (1967) провели экспериментальные исследования по плавлению базальтов этих трех типов и в общем случае подтвердили выводы Куно о влиянии давления на состав выплавок. Вместе с тем они предложили модель, согласно которой в эпицентрах землетрясений происходит подъем пластичного «пиролита», который плавится на меньших глубинах, а его дифференциация осуществляется в промежуточных камерах на следующих уровнях: щелочные базаль-

ты — 35—60 км, высокоглиноземистые базальты—15—35 км, толеиты—менее 15 км. В гипотезе Грина и Рингвуда имеются «слабые места». Так, пиролит в восточной части дуги плавится на глубинах менее 60 км, а в западной части—на глубинах 200 км (?!) Причины такого различия авторами не рассматриваются.

Свои экспериментальные данные А. Е. Рингвуд (1972) попытался приложить к проблеме происхождения базальтов и их дифференциатов в геодинамическом аспекте. Эволюцию земной коры и верхней мантии он связывает с гипотезой Хесса о раздвигании океанического дна. Согласно модели Рингвуда, «под срединноокеаническими хребтами в мантии возникает гравитационная неустойчивость. Материал пиролита перетекает из слоя пониженных скоростей, где зарождается процесс, к осевой части хребта, а затем поднимается к поверхности. Во время подъема пиролита к поверхности происходит его частичное плавление, что ведет к образованию базальтовой магмы и одновременному возникновению остаточного нерасплавленного перидотита. Осевые зоны хребтов характеризуются высокими температурами близ поверхности, что обеспечивает устойчивость ассоциаций минералов базальтов. Таким образом, срединноокеанические хребты возникают как структуры расширения, сложенные гетерогенной смесью габбро, долерита, перидотита и пиролита с поверхностными базальтами. Горизонтальное расширение сопровождается дифференциацией, что ведет к образованию довольно однородной базальтовой коры, залегающей на остаточной ультраосновной мантии» (Рингвуд, 1972, стр. 29). Движущаяся базальтовая кора по мере удаления от хребта охлаждается и вместе с подстилающей ее истощенной ультраосновной пластиной достигает океанического желоба и здесь погружается под «континентальную пластину». Процесс становится самовозбуждающимся и регулируется высокой плотностью холодного опускающегося вниз столба вещества. Это вещество постепенно превращается сначала в амфиболит, а затем — в эклогит. При повышении T и P эклогит частично плавится с образованием известково-щелочных магм (андезитов и дацитов).

Модель Рингвуда наглядно изображена на рис. 149.

В нашу задачу не входит критический разбор гипотез возникновения базальтов. Цель этого раздела — показать основные достижения в изучении «базальтовой проблемы» с тем, чтобы наметить ряд задач, решение которых посильно методам расчетной термодинамики и теоретической петрологии.

О температуре природных базальтовых расплавов можно судить по данным оптической пирометрии и прямых измерений в лавовых озерах современных вулканов (Кларк, 1969; Sato, Wright, 1966; Häkly, Wright, 1967). Значения температуры колеблются в пределах 1000—1300° С. Те же цифры получаются по данным минералогической термометрии (Перчук, 1970; Anderson, 1968; и др.). Томпсон и Тилли (Thompson, Tilley, 1969) экспериментально исследовали зависимость температуры сухих ликвидусов от состава базальтовых излияний вулкана Килауэа (Гавайи) в 1959—1960 гг. Состав лав в общем случае близок к толеитовому, но в процессе излияний (во времени) изменялось соотношение главных окислов, отвечая тенденциям кристаллизационной дифференциации: возрастали щелочность, кремнекислотность и железистость расплавов; соответственно снижалась температура кристаллизации. Авторы экспериментально оценили пути кристаллизации и установили «минералогический контроль» этого пути. Так, в высокотемпературной области первым осаждается Ol, а расплав обогащается Al_2O_3, CaO, SiO_2, FeO, щелочами. Затем осаждается Cpx и чуть позже к нему присоединяется Pl.

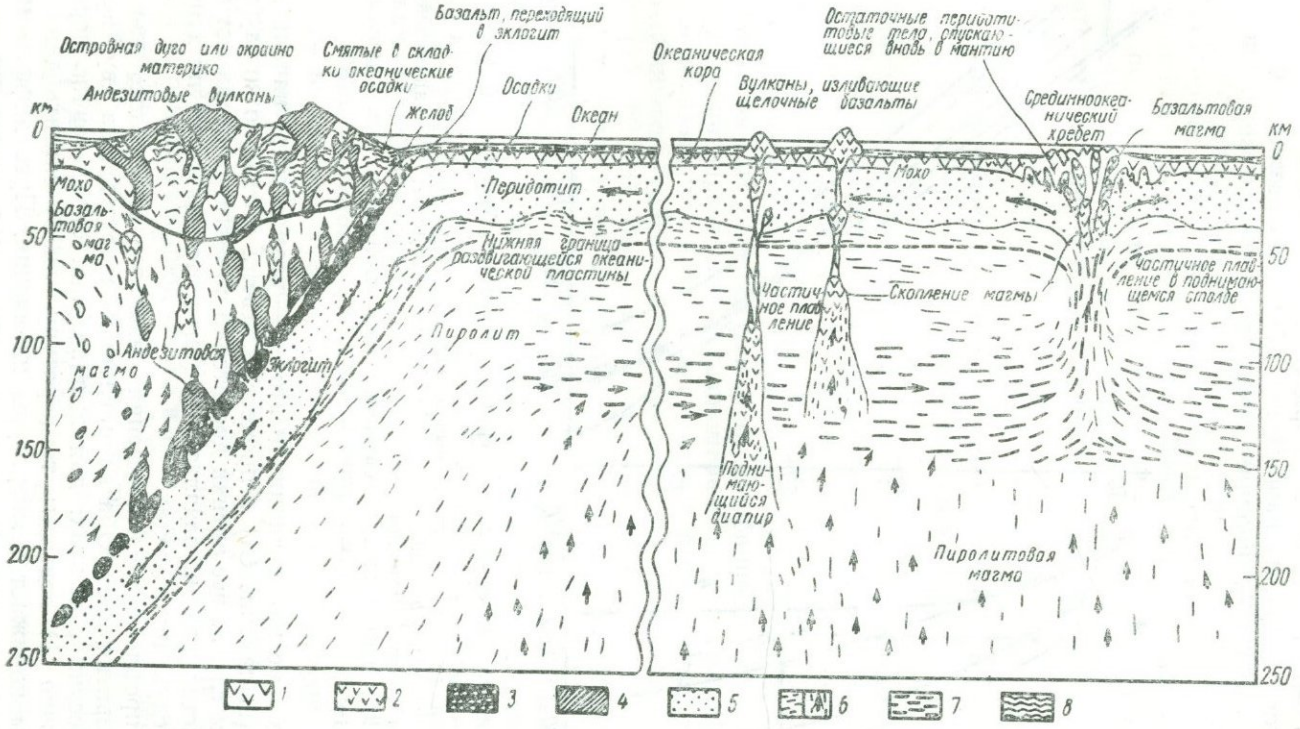


Рис. 149. Геодинамическая модель происхождения и эволюции базальтов (Рингвуд, 1972):
1 — базальт или амфиболит; *2* — базальтовая магма; *3* — эклогит; *4* — известково-щелочные породы (андезиты); *5* — остаточный перидотит; *6* — исходный пиролит; *7* — область зарождения пиролита; *8* — осадочные породы

Остаток обедняется Al_2O_3, CaO и MgO, так что последние порции излияний должны были бы соответствовать «кислому» феррогаббро типа Скаергаарда. Один из главнейших выводов — температуры ликвидусов в среднем на 100° выше тех оценок, которые получены по данным оптической пирометрии (для тех же пород).

Два фактора могут, на наш взгляд, объяснить различие в оценках температуры: первый — наличие некоторой доли растворенной воды

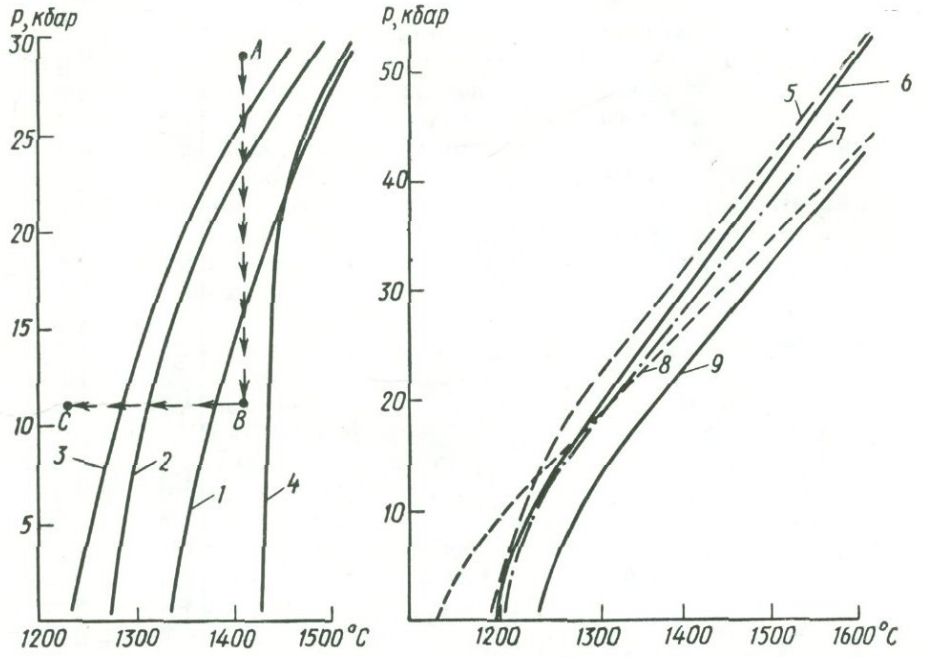


Рис. 150. Влияние давления на температуру ликвидуса базальтов (сухие системы):
1 — оливиновый толеит; *2* — оливиновый базальт; *3* — щелочной базальт; *4* — пикрит; *5* — андезит; *6* — дацит; *7* — базальтовый андезит; *8* — адамеллит; *9* — кварцевый толеит. Стрелками намечена схема изотермической (*AB*) и изобарической (*BC*) дифференциации базальтов (при $P>10$ кбар) при частичном плавлении перидотитов

в природной магме при излиянии и второй — возможность начала кристаллизации (выпадение Ol) в процессе подъема магмы по жерлу вулкана. В общем случае все оценки достаточно объективно отражают температуры кристаллизации базальтовых магм, что позволяет их использовать в последующих выводах.

Итак, в проблеме происхождения базальтов наметилось два направления развития идей. Оба направления базируются на двух ясных физико-химических эффектах: для выплавления базальтов из перидотитов достаточно 1) повысить температуру или 2) снизить давление. Наличие воды понижает температуры плавления. Путь дифференциации расплавов при высоком давлении отличен от такового при атмосферном давлении. Ясно, что если за основу принять первый эффект, то наиболее высокотемпературной и «первичной» окажется глубинная толеитовая магма, а щелочно-базальтовая — относительно малоглубинная и более низкотемпературная. Второй эффект, если он имеет место в

изотермических условиях, приведет к обратным соотношениям. Наименее глубинной окажется магма оливинового толеита, а более глубинной — щелочного оливинового базальта. Это видно на диаграмме рис. 150, согласно которой оба базальта — щелочной (*A*) и толеитовый (*B*) — могут оказаться «первичными» выплавками. Если учесть влияние P_{H_2O} и P_{O_2} на температуры ликвидусов, то станет очевидной возможность относительно низкотемпературных выплавок обоих базальтов из перидотитов мантии на определенных глубинах. В природе оба эффекта имеют место, но степень проявления каждого из них зависит от конкретных условий развития данной геологической структуры. Вот почему особенно важно оценить $t - P - P_{H_2O} - P_{O_2} - P_{CO_2}$ параметры плавления и дифференциации разных типов базальтовых расплавов и увязать их излияния с определенными этапами тектонического развития Земли.

Влияние общего давления и состава пород на температуру выплавления базальтов

Влияние давления на температуру плавления базальтов изучалось многими экспериментаторами. Однако наиболее последовательно и целеустремленно это влияние (для сухих природных систем) исследовано братьями Гринами и Рингвудом (D. H. Green, Ringwood, 1966; T. H. Green, Ringwood, 1966). Они смоделировали дифференциацию базальтов на разных уровнях давления (глубинности) и установили для разных глубин определенные закономерности. Как уже отмечалось выше, они показали, что появление щелочного базальта при дифференциации оливинового толеита возможно лишь на относительно малых глубинах (35—60 км). Высокоглиноземистые базальты могут появиться в результате частичного плавления пиролита и (или) кристаллизационной дифференциации на глубинах около 30 км ($\sim$10 кбар). На диаграмме рис. 150 были представлены *T*—*P* зависимости ликвидусов плавления базальтов четырех типов: оливинового толеита, оливинового базальта, щелочного базальта и пикрита. На диаграмме видно, что при $P \geqslant 10$ кбар dT/dP возрастает и далее становится почти линейной и что наименьшей температурой ликвидуса обладают щелочные базальты. Да и последовательность их кристаллизации отличается от дифференциации, например, оливиновых толеитов. Коэн с сотрудниками (Cohen et al., 1967) исследовал *TP*-условия плавления оливинового толеита, близкого по составу к «примитивному базальту» Энгелей. Он установил, что выше 9 кбар оливин действительно уже не является минералом ликвидуса. Здесь первым осаждается Cpx и вслед за ним Pl. Выше 18 кбар на ликвидусе появляется гранат. Вся область плавления между ликвидусом и солидусом составляет $\sim$70° С. В ее пределах с ростом *P* понижается процент An в Pl и возрастает (выше 18 кбар) Gr/Cpx-соотношение. Глиноземистый Opx как минерал ликвидуса не обнаружен. Эти данные подтвердили выводы Йодера и Тилли (1965) и в какой-то мере поставили под сомнение результаты работ Грина и Рингвуда (D. H. Green, Ringwood, 1966).

Из всех этих данных следует один весьма важный вывод, который можно сформулировать следующим образом: *с возрастанием давления в сухих базальтовых системах вдоль линии ликвидуса первой осаждается все более глиноземистая фаза. Следовательно, остаточные жидкости обедняются глиноземом, давая начало щелочным породам (щелочные базальты, пикриты и т. п.).*

На диаграмме рис. 150 пересечение всех остальных кривых ликвидусами адамеллита и дацита свидетельствует о наличии при высоком давлении минимума температуры плавления для состава породы типа андезита. Действительно, Т. Х. Грин и А. Е. Рингвуд (T. H. Green, Ringwood, 1966), обнаружившие этот эффект, определили при $P \approx 30$ кбар следующую связь содержания SiO_2 в породе с температурой ликвидуса:

Порода	SiO_2, вес. %	t°C ликвидуса
Кварцевый толеит (высокоглиноземистый) . .	52,9	1480
Базальтовый толеит	56,4	1430
Андезит	62,2	1380
Дацит	65,6	1410
Адамеллит	69,6	1475

Несмотря на то что линия ликвидуса адамеллита около отметки 50 кбар пересекает пиролитовый солидус, выплавка из него пикрита или оливинового толеита в процессе дифференциации не приводит к адамеллитовому остатку: кристаллизация заканчивается образованием андезитовой эвтектики. Это ясно из приведенных выше цифр. Однако наиболее наглядно такой характер дифференциации можно проследить в ряду: пикрит — оливиновый толеит — оливиновый базальт — высокоглиноземистый кварцевый толеит (или щелочной базальт) — базальтовый толеит — андезит — дацит — липарит (гранит или «адамеллит») в сечении t°—X_{Mg}. На рис. 151, *а* такое сечение

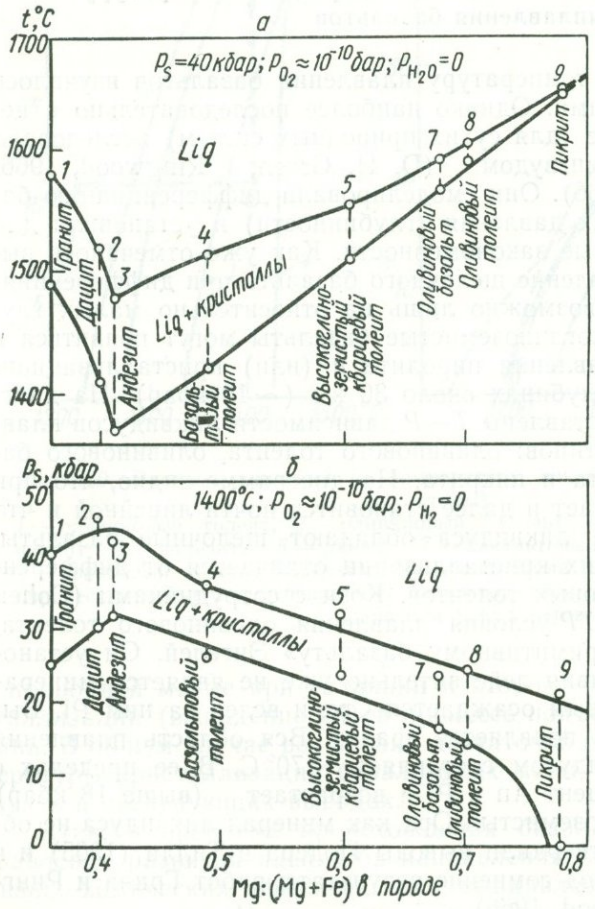


Рис. 151. Экстремумы температуры (*а*) и давления (*б*) при плавлении горных пород в гипотетической системе гранит — пикрит. На диаграмме *б* видно, что максимум P соответствует ликвидусу дацита (гранодиорита), а не андезита. Более вероятен и минимум температуры для гранодиорита

приведено к изобаре 40 кбар для сухой системы. Данные получены путем линейной экстраполяции ликвидусов и солидусов экспериментально изученных кривых до 40 кбар (D. H. Green, Ringwood, 1966; T. H. Green, Ringwood, 1966). Эта диаграмма как будто четко иллюстрирует андезитовый минимум в сухой системе. Однако согласно тео-

рии экстремальных состояний минимуму температуры должен соответствовать максимум по давлению в изотермическом сечении.

На диаграмме рис. 151, *б* выведено изотермическое ($t=1400°C$) сечение диаграммы P_s—X_{Mg} для рассматриваемого ряда пород. Однако *максимуму P_s здесь соответствует ликвидус дацита (гранодиорита), а не андезита.* Это показывает, что экспериментальные данные Грина и Рингвуда требуют уточнения. С генетической точки зрения более вероятным представляется гранодиоритовый минимум, особенно в системе, содержащей воду.

Наличие андезитового или дацитового минимума по температуре исключает возможность непрерывной дифференциации основных магм до гранитной эвтектики, если в породах мантии отсутствуют H_2O, H_2, Cl и т. п. Анализ петрохимических и экспериментальных данных показывает, что выплавление щелочных базальтов возможно с бóльших глубин, чем выплавление толеитов. О том же свидетельствуют перидотитовые модули (Ol+Cpx+Sp+Opx), которые встречаются почти исключительно в щелочных оливиновых базальтах. Сопоставление кривых ликвидуса на T—P диаграмме для трех главных типов базальтов в сухих условиях (см. рис. 150) также свидетельствует о строгой корреляции щелочности и кремнекислотности базальтов с давлением. Сравнительные данные для 1400 и 1500° С приведены в табл. 37. Из них видно, что с

Таблица 37

Щелочность и кремнекислотность некоторых глубинных магматических пород с оценками давления при температурах ликвидуса 1500 и 1400°С

Порода	K_2O+Na_2O, вес. %	$\left(\frac{K_2O}{K_2O+Na_2O}\right)$, вес. %	$\left(\frac{SiO_2}{K_2O+Na_2O}\right)$, вес. %	P, кбар	
				при 1500°С	при 1400°С
Оливиновый толеит	1,81	0,044	26,0	25	14
Высокоглиноземистый базальт .	2,74	0,050	17,5	—	—
Оливиновый базальт	2,65	0,166	17,7	30	20
Щелочной оливиновый базальт .	3,40	0,229	13,3	34,5	23,5
Кимберлит	3,44	0,329	13,0	—	—

ростом давления закономерно изменяются главнейшие петрохимические параметры пород. Особенно важное значение имеет их калиевость: $K_2O/(K_2O+Na_2O)$. Как известно, среди калиевых силикатов и алюмосиликатов практически отсутствуют плотные фазы. Точнее, калиевые миналы твердых растворов всегда менее плотные, чем натровые. Следовательно, при частичном плавлении мантии при высоком давлении в расплав прежде всего должны переходить силикаты и алюмосиликаты калия как наименее устойчивые при высоком давлении фазы. Этот очевидный вывод был экспериментально подтвержден В. К. Марковым с сотрудниками (1968).

Можно ожидать, что с ростом P_s калиевость выплавок будет возрастать (а процент выплавки соответственно снижаться). Это иллюстрируется табл. 35, где для сравнения приведены параметры состава кимберлита. Судя по ним, этот кимберлит относится к фациям более высокого давления по сравнению с базальтами. Еще более глубинными, по-видимому, являются калиевые кимберлиты. Таков средний анализ (из 339) кимберлита, по данным А. П. Бобриевича с сотрудниками (1964): $K_2O/(K_2O+Na_2O)=0{,}66$.

Петрологические исследования показывают, что возрастание H_2O в океанических и платформенных базальтах хорошо коррелируется с повышением содержания в них щелочей, особенно калия. Такая строгая корреляция особенно четко намечена в недавних работах Мура (Moore, 1970), Гануша и Паливковой (Hanus, Palivcova, 1970), А. А. Маракушева (1971) и др. Эта корреляция наблюдается не только для вулканических, но и для интрузивных пород. Так, по данным Гануша и Паливковой, средние цифры содержания воды и щелочей (вес. %) в роговообманковых габбро такие:

	Na_2O	K_2O	H_2O
мелаграногаббро	1,32	1,22	1,15
меласиеногаббро	2,11	1,52	1,57

Отмечалось также, что содержание воды в природных базальтовых стеклах достигает 10—12%, и при этом выполняется корреляция H_2O с K_2O+Na_2O. Следовательно, еще раз можно сделать вывод, что возрастание P_{H_2O}, как и общего давления, благоприятствует выплавлению из пород мантии щелочных оливиновых базальтов.

Итак, анализ сухих систем не приводит к однозначному выводу о едином первичном составе выплавок из пород мантии. Толеитовые расплавы как первичные выплавки из перидотитов, равно как и высокоглиноземистые базальты, в результате дифференциации на разных глубинах могут привести к остаточной жидкости щелочно-базальтового состава. Вместе с тем при высоких давлениях из перидотита непосредственно могут выплавляться щелочные базальты.

Влияние P_{H_2O} на температуру плавления базальтов

Общеизвестно, что в присутствии паров воды температуры ликвидуса и солидуса базальтов могут снизиться на несколько сотен градусов. Так, Г. С. Йодер и К. Э. Тилли (1965) установили солидус базальта при $P_{H_2O}=10\,000$ бар на отметке $\sim 600°$ С. Снижение температуры плавления базальта, как и гранита, обусловлено высокой растворимостью воды в расплаве. С ростом P_{H_2O} поле стабильности водосодержащей фазы (расплава) расширяется в низкотемпературную область. Наиболее полные данные по растворимости воды в расплаве базальта приведены в фундаментальном исследовании Н. И. Хитарова, А. А. Кадика и Е. Б. Лебедева (1968), которые изучили содержание H_2O в базальтовом расплаве в зависимости от температуры и давления.

Ряд интересных данных получен Гамильтоном с сотрудниками (Hamilton et al., 1964; Nesbitt, Hamilton, 1970). Авторы изучили изобарическую зависимость растворимости воды в базальтах от температуры и давления. Все имеющиеся на сегодняшний день данные по равновесному содержанию H_2O в базальтовых расплавах при разных T и $P_s=P_{H_2O}$ обработаны нами статистически: получены эмпирические уравнения связи P и $t°$ С с $N^{liq}_{H_2O}$ типа

$$P\,(\text{или } t\ °\text{C}) = A_0 + A_1 N_{H_2O} + A_2 N^2_{H_2O} + A_3 N^3_{H_2O}; \qquad (56)$$

коэффициенты A_0, A_1, A_2 и A_3 раздельно для ликвидуса и солидуса базальта приведены в табл. 38. Квадратичные ошибки $\Sigma\varepsilon^2$ колеблются в интервале 2,5—3,3 бар и 1,5—1,8° С.

Рассмотрим соотношение $P_{H_2O} < P_s$, вероятное для условий выплавления базальта и его дифференциации. Иными словами, предпримем попытку рассчитать проекции ликвидуса и солидуса базальта при

Таблица 38

Коэффициенты в уравнении (56)

Коэффициент	Солидус		Ликвидус	
	$P=f\ (N^{liq}_{H_2O})$	$t°C=f\ (N^{liq}_{H_2O})$	$P=f\ (N^{liq}_{H_2O})$	$t°C=f\ (N^{liq}_{H_2O})$
A_0	—1015,53	+1029,16	—806,26	+1167,08
A_1	+1158,93	—7!,40	+626,73	—32,43
A_2	—74,97	+5,66	+18,69	+2,46
A_3	+2,86	—0,17	—0,43	—0,07

заданном значении P_{H_2O} на плоскость $T—P$. Для решения этой задачи придется произвести некоторые расчеты. Мы не располагаем термодинамическими данными для столь подробных расчетов, какие были выполнены выше для гранитов. Однако для базальтов сейчас имеются экспериментальные данные, анализ которых может помочь в решении поставленной задачи.

Вариации составов базальта не влияют на растворимость воды в их расплавах. Поэтому в качестве «эталонного» можно выбрать любой из них. Мы остановились в своем выборе на образце номер М5 — оливиновом толеите из Нью-Мехико, — для которого тщательно изучены (Cohen et al., 1967) сухие ликвидус и солидус (табл. 39).

Таблица 39

***T — P* параметры плавления «эталонного» базальта**

Интервал P, кбар	Ликвидус ($t°$)	Солидус ($t°$)
9—40	1142,8+11,93 P	1067,67+12,31 P
0—9 (liq); 0—10 (sol)	1194+ 5,4 P	1075+11 P

Для определения объемного, а затем энтропийного эффекта плавления базальта необходимо знать его молекулярный объем и плотность его расплава. При статистической обработке данных оказалось, что плотность, точнее удельный вес, базальта находится в линейной зависимости от содержания в нем стекла:

$$\rho = 2{,}909 - 0{,}00239\, N^{bas}_{glass},\ г/см^3, \qquad (57)$$

где N^{bas}_{glass} — объемный процент стекла в природном базальте. Значение ρ для полнокристаллической породы хорошо соответствует данным по удельным весам габбро. Например, габбро из Меллена, шт. Висконсин, имеет $\rho=2{,}931$ г/см³, а габбро из Сан-Маркоса, шт. Калифорния, $\rho=2{,}874$ г/см³ (Кларк, 1969). Близкие к этим данные получены М. Лордкипанидзе для базальта из Аджарии ($\rho=2{,}87$ г/см³), в составе которого обнаружено всего 10% стекла.

На основе формулы (57) легко определить, что плотность базальтового расплава ($N^{blass}_{g}=100\%$) составляет $\rho=2{,}670$ г/см³. Расчет молекулярного веса, молекулярного объема и плотности базальтового расплава (обр. № М5) приведен в табл. 40. По методу А. А. Аппена, рассчитанная плотность составляет 2,650 г/см³, что при $M=63{,}324$ г дает молекулярный объем расплава $V^{liq}=23{,}895$ см³/моль. Близкие значения получаются по методу Боттинга и Вейла (см. табл. 40).

Таблица 40

Расчет молекулярного веса, объема и плотности базальтового расплава (обр. № М5), не содержащего воды

Окислы	Вес. %	m_i	X_i	X_iM_i	По Аппену (1970)		По Bottinga, Weil (1970) при 1250°С			
					V_i^{liq}, см³/моль	$X_iV_i^{liq}$, см³	X_i	V_i^{liq}	$X_iV_i^{liq}$	X_iM_i
SiO_2	49,93	0,831	0,525	31,532	26,68	14,007	0,533	26,77	14,268	32,012
TiO_2	1,34	0,017	0,011	0,879	20,60	0,227	—	—	—	—
Al_2O_3	16,75	0,164	0,104	10,602	40,40	4,202	0,105	37,80	3,969	10,704
FeO	11,40	0,159	0,102	7,266	16,5	1,667	0,102	12,5	1,275	7,338
MgO	7,59	0,189	0,119	4,798	12,5	1,488	0,120	11,15	1,349	4,879
MnO	0,18	0,003	0,002	0,142	(15)	0,030	—	—	—	—
CaO	9,33	0,167	0,106	5,944	14,4	1,526	0,108	16,05	1,733	6,057
Na_2O	2,92	0,047	0,028	1,736	20,2	0,606	0,028	27,86	0,780	1,736
K_2O	0,37	0,004	0,003	0,283	34,1	0,102	0,003	43,95	0,132	0,283
P_2O_5	0,19	0,001	0,001	0,142	(40)	0,040	—	—	—	—
Сумма	100,00	1,582	1,000	63,324	—	23,895	—	—	23,506	63,009
Плотность базальтового расплава					$\rho = 2{,}658$ г/см³				$\rho = 2{,}681$ г/см³	

Теперь можно вычислить энтропию плавления базальта на солидусе и ликвидусе при разных значениях давления. Если принять $V^{liq} = 23{,}65$ см³, а $V^{sol} = 63{,}178 : 2{,}909 = 21{,}718$ см³, то $V^{liq} - V^{sol} = \Delta V = 1{,}932$ см³ до давления ~10 000 бар

$$\left(\frac{dP}{dT}\right)_{sol} = 90{,}91 \ \frac{\text{бар}}{\text{град}}; \quad \left(\frac{dP}{dT}\right)_{liq} = 185{,}19 \frac{\text{бар}}{\text{град}}. \tag{58}$$

Следовательно,

$$\Delta S_{liq} = \Delta V \left(\frac{dP}{dT}\right)_{liq} = 1{,}932 \times 185{,}19 = 357{,}79 \frac{\text{см}^3 \cdot \text{бар}}{\text{град}},$$

$$\Delta S_{sol} = \Delta V \left(\frac{dP}{dT}\right)_{sol} = 1{,}932 \times 90{,}91 = 175{,}64 \frac{\text{см}^3 \cdot \text{бар}}{\text{град}},$$

или $\Delta S_{lig} = 8{,}552$ э. е. и $\Delta S_{sol} = 4{,}198$ э. е.

С помощью рис. 152 и табл. 39, зная величины объемных и энтропийных эффектов плавления базальта, по уравнениям типа (41) и (42) можно с достаточным приближением рассчитать изобарические ($P_{H_2O} = \text{const}$) сечения диаграммы P_s— P_{H_2O} —$t°$ С с изоплетами растворимости воды. На рис. 152 представлено одно такое сечение при $P_{H_2O} \leqslant 4000$ бар. До $P_s = P_{H_2O} = 4000$ бар линии равной растворимости H_2O в расплаве базальта строго соответствуют диаграмме рис. 152. Выше 4 кбар литостатического давления его возрастание приводит к дегидратации базальтового расплава при постоянной температуре. Влияние последней, как видно из диаграммы рис. 153, определяется величиной P_s. При $P_s = 4$—7 кбар с ростом $t°$С растворимость воды увеличивается, т. е. эффект остается тот же, что и на диаграмме рис. 152. Выше 7 кбар намечаются обратные соотношения: растворимость воды уменьшается с ростом температуры.

Сейчас общеизвестно, что базальты — продукты частичного плавления пород мантии. Первопричиной их появления, безусловно, является флюидный режим Земли. Иначе говоря, два важнейших эффекта — дегазация мантии и зонная ее плавка (Виноградов, 1961, 1962, 1964) — представляют собой единый процесс, приводящий, в частности, к вып-

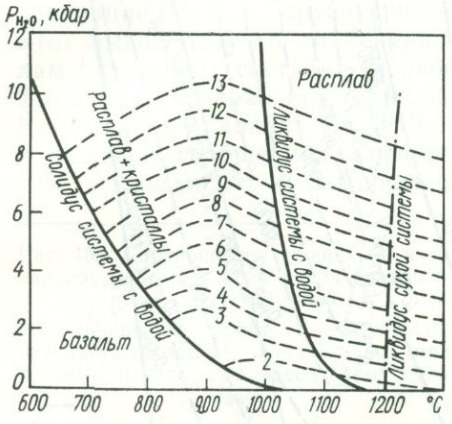


Рис. 152. Влияние давления воды на снижение температуры плавления базальта.
Пунктиром намечены изолинии равной растворимости воды в расплаве

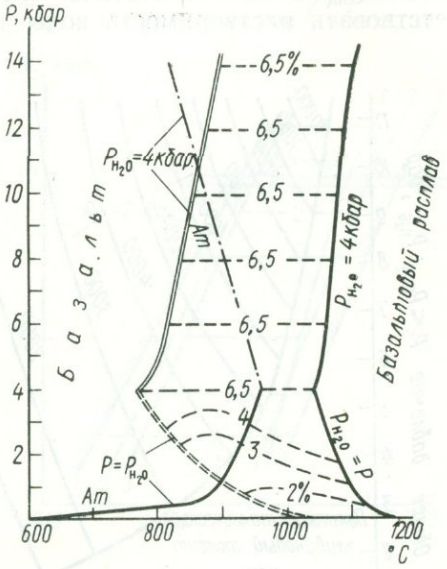


Рис. 153. Ликвидусно-солидусные соотношения для базальтов в зависимости от P_s и t°C при $P_{H_2O} \leqslant$ $\leqslant$4 кбар.
Пунктиром намечены линии равной растворимости воды в расплаве, штрихпунктир — приближенное положение кривой разложения амфибола при $P_{H_2O} \leqslant 4$ кбар

лавлению базальтов. И если это действительно так, то необходимо рассмотреть термодинамические условия плавления базальта в присутствии более сложного (чем чисто водный) флюида. В связи с этим особый интерес представляют результаты экспериментов Хилла и Бэттчера (Hill, Boettcher, 1970) по плавлению базальта под давлением H_2O и H_2O+CO_2. Ими было показано, что при $X^{fl}_{H_2O} = 0{,}5$ температура плавления с ростом $P_{H_2O+CO_2}$ выше 4 кбар постепенно снижается, достигая при 17,5 кбар значения температуры плавления базальта в присутствии чисто водного флюида. Используя эти экспериментальные данные, а также рассчитанные значения энтропийного и объемного эффектов плавления базальта, можно вывести проекции ликвидуса и солидуса на плоскость P_s—t. Для этого необходимо использовать уравнение (41), а также парциальные полярные величины энтропии и объема H_2O в расплаве. Подробная методика такого расчета изложена в специальной работе (Перчук, 1973). А на рис. 154 приведена результирующая диаграмма, по которой, зная P_s и t° С, можно оценить величину P_{H_2O} при кристаллизации оливинового толеита или габбро.

Аналогичные диаграммы были выведены для щелочных и высокоглиноземистых базальтов (Перчук, 1973). Для этого использовались экспе-

риментальные данные по сухому плавлению (D. Green, Ringwood, 1966) и плавлению в присутствии воды (Йодер и Тилли, 1965; D. Green, Hibberson, 1970). В частности, начало осаждения фенокристаллов при $P_{H_2O} \ll P_s = 15$ кбар фиксируется на 130° ниже сухого ликвидуса щелочного базальта, т. е. при 1200°С. Это значит, что $P_{H_2O} \approx 3000$ бар $\approx$ $\approx 0{,}2\, P_{общ}$. Таким значениям температуры и давления должна соответствовать растворимость воды в расплаве порядка 1 вес.%. На

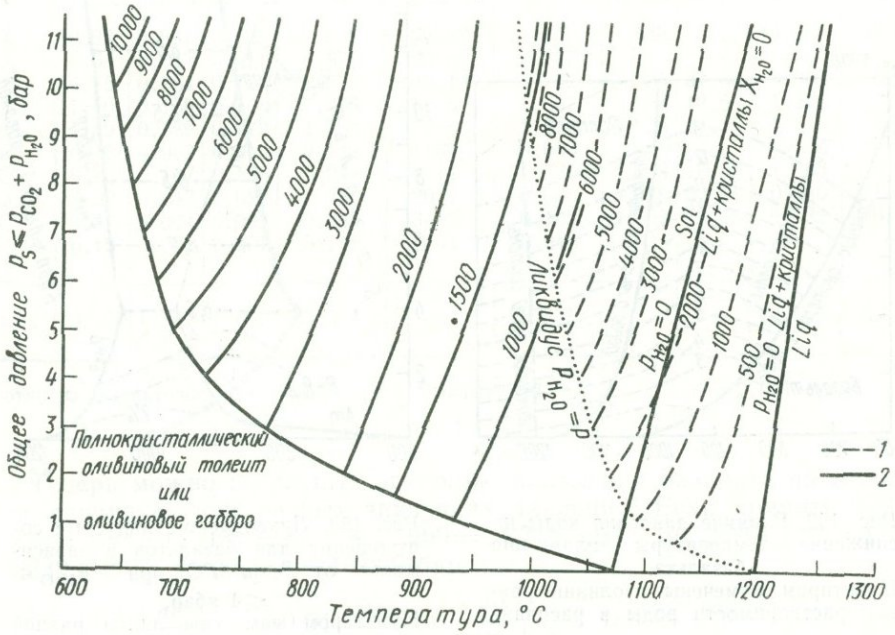


Рис. 154. Проекции ликвидусов и солидусов оливинового толеита на плоскость P_{fl}—t°С при постоянных значениях $P_{H_2O} = P_{fl} - P_{CO_2}$.
Расчет проекций солидусов основан на модели идеального смещения CO_2 и H_2O во флюиде. Остальные данные в тексте

глубине 50—60 км $t_{liq} \approx 1300$—1400°С, $P_{H_2O} \approx 500$ бар, $t_{sol} \approx 1100$—1200°С, $P_{H_2O} \approx 1{,}5$ кбар. Близкие параметры намечаются и для высокоглиноземистого базальта. Для сопоставления на рис. 155 показаны изобары ($P_{H_2O} = 2$ кбар) солидусов и ликвидусов всех трех типов базальтов; в области пересечения их с зоной волновода видно, что при прочих равных условиях наиболее низкой температурой ликвидуса обладает щелочной базальт. Если подъем магмы кверху не сопровождается снижением температуры и P_{H_2O}, то падение давления будет способствовать увеличению процента жидкости за счет перехода пироксенов и оливинов в расплав. Вместе с тем оливиновый толеит обладает наиболее низкотемпературным солидусом (рис. 155). Следовательно, первичная выплавка из перидотита в данном случае должна соответствовать составу оливин-толеитовой остаточной жидкости.

Таким образом, в зависимости от трех главнейших термодинамических параметров (P_s, P_{H_2O}, t °С) состав выплавляющейся из перидотита жидкости будет соответствовать либо оливиновому толеиту, либо высокоглиноземистому базальту, либо щелочному оливиновому базальту. Причем решающее влияние на это оказывает величина парциального

давления водяного пара в глубинном флюиде. Оценка P_{H_2O} может базироваться как на определениях содержания воды в природных вулканических стеклах, так и на экспериментальных данных по плавлению базальтов и перидотитов при сверхвысоких значениях P_s, но при заданных значениях P_{H_2O}.

По данным Шеферда (Shepherd, 1938), в составе вулканических газов содержится свыше 80% воды, хотя в ряде случаев наблюдаются значительные колебания. В частности, отсутствует связь между изменением относительных концентраций H_2O и других газов. Этот вывод получен по материалам изучения состава газовой фазы при извержении вулкана Килауэа на Гавайях в 1919 г. В недавних сообщениях (Roedder, 1965) описываются включения

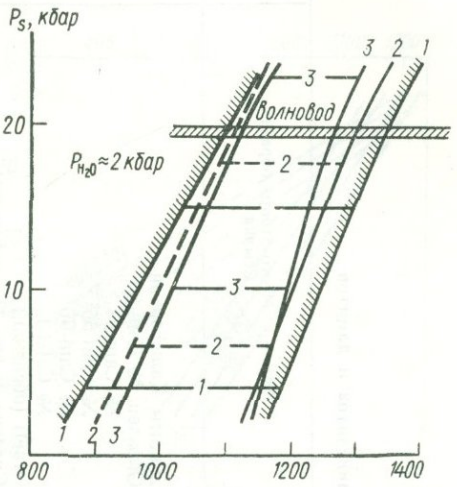


Рис. 155. Соотношение ликвидусов и солидусов трех основных типов базальтов при $P_{H_2O} \approx 2$ кбар:
1 — оливиновый толеит; *2* — высокоглиноземистый базальт; *3* — щелочной оливиновый базальт. Волновод — под океанами

жидкой углекислоты в базальтовых нодулях. О том же свидетельствуют излияния карбонатитовых лав (Dawson, 1962; Knorring, Bois, 1961; Dawson, Gale, 1970; и др.). Но такие находки пока единичны; статистика свидетельствует о подавляющей роли воды в составе газовой фазы вулканических извержений.

По данным Бейли с сотрудниками (Bayley et al., 1964), максимальное содержание воды в стекловатых участках шаровых лав во Франсисканской провинции (штат Калифорния) достигает 7%. Состав лав изменяется от толеита до щелочного базальта. Средняя температура базальтовых излияний по данным оптической пирометрии (Кларк, 1969) и минералогической термометрии составляет 1150—1125° С. Это значение на 300—400° ниже температуры ликвидусов сухих базальтов при давлении 20—30 кбар. При ~50 кбар этот разрыв достигнет 600—700°. Следовательно, давление паров воды и некоторых других легкорастворимых газов действительно снижает температуру выплавления природных базальтов. Если растворимость воды в нем достигнет порядка 7 вес.%, P_{H_2O} согласно диаграмме рис. 153 должно быть равно 3,5 кбар. Эта цифра ориентировочная, так как неизвестно соотношение P_{H_2O} и $P_s \leqslant P_{fl}$. Пока эту величину невозможно определить и в ходе экспериментов с участием сложного флюида.

Выше мы уже отмечали, что температура плавления пород может быть снижена не только при введении воды в систему. В значительной мере ее снижает водород. Следовательно, в присутствии воды показателем степени окисленности системы может служить фугитивность O_2.

Влияние фугитивности кислорода

Давление свободного кислорода в петрологических процессах ничтожно мало. Но в присутствии водорода, углерода и других газов про-

Таблица 41

Условия кристаллизации базальтов, андезитов и дацитов

№ п/п	Эффузив. Место отбора образца. Ссылка	t°C	$-\lg f_{O_2}$	№ п/п	Эффузив. Место отбора образца. Ссылка	t°C	$-\lg f_{O_2}$
1	Базальты Тристан-да-Куньи			3	Дациты Калифорнии		
	(A. T. Anderson, 1968)				Образец № Cam-86	940	10,6
	Образец № 622				№ Cam-93	1010	11,4
	12616-1	990	10,4		№ Cam-55	895	12,1
	12616-2	1130	8,7		№ Cam-66	930	11,4
	12616-3	1090	9,2		№ Cal-13	980	9,1
	12616-4	1090	9,2		Oraefi (обсидиан)	925	12,5
	12615-1	1090	9,2		*Средние цифры (Калифорния)*	955	10,7
	12615-2	1160	8,3	4	Дациты и андезиты Японии		
	12615-3	1070	9,5		Вулкан Харуна	975	9,0
	11011-3	1130	8,7		Вулкан Товада	950	10,0
	1191-1	1140	8,6		Кукутаке дациты	950	10,5
	Образец № 347				Синкамбиси	900	11,5
	12514-1	1070	9,8		Кация	900	11,5
	1252-1	850	12,0		Оита	925	10
	1253-1	890	13,8		Оита андезиты	950	10
	1	990	11,4		*Средние цифры (Япония)*	955	10,7
	Образец № 486	1110	7,8	5	Лунные базальты		
	Образец № 560	930	11,7		буфер Fe — FeO	1120	(13,5)
	Средние цифры (Тристан-да-Куньи)	1045	9,9				
2	Базальт, Айдахо, США (обр. 8—с—298)	1125	10,0				

текают реакции окисления-восстановления, универсальным показателем степени смещения которых может служить только f_{O_2}. В табл. 41 приведены данные по температурам и логарифмам фугитивности кислорода в базальтах и андезитах, определенные по магнетит-ильменитовому равновесию (Lindsley, 1963). Для сравнения там же даны приближенные оценки $t°$ С и $\lg f_{O_2}$ для лунных базальтов. Следует обра-

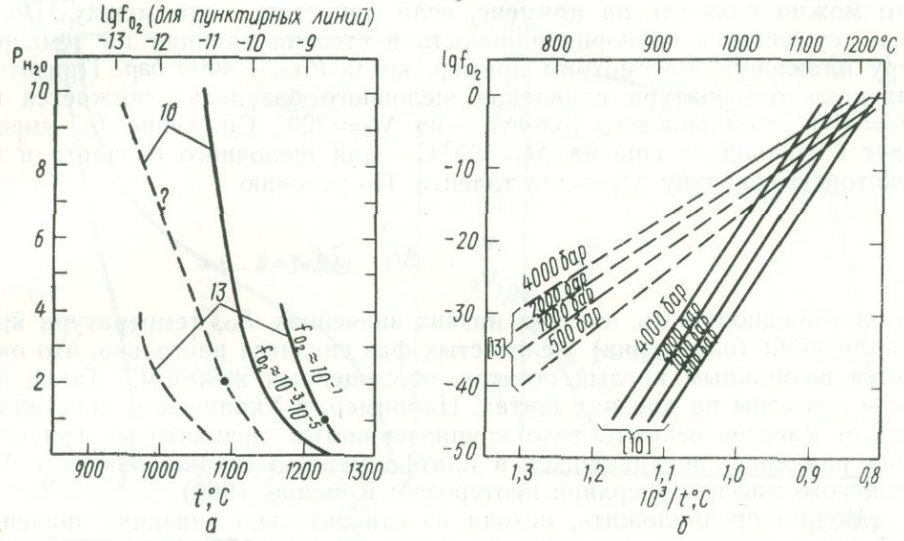


Рис. 156. Влияние P_{H_2O} и f_{O_2} на температуру плавления (ликвидуса) базальта.

Пунктирные линии на диаграмме I соответствуют ликвидусам при буфере $Qz+Fa+Mt$

тить внимание на тот факт, что при близких значениях $t°$ С лунные базальты на 3,5 порядка отличаются более низкими величинами f_{O_2} (буфер железо-вюстит). Можно предположить, что в земных недрах на глубинах 60—100 км значения f_{O_2} в базальтовых расплавах также составляют 10^{-13}—10^{-14}. При таких значениях f_{O_2} температуры плавления базальтов должны быть ниже значений, которые устанавливаются при прямых измерениях на поверхности земли — в лавовых потоках и озерах. Для доказательства этого эффекта можно привлечь данные экспериментов (Hamilton et al., 1964; Nesbitt, Hamilton, 1970; Бэрнем, 1970), которыми установлено, что со снижением f_{O_2} не только уменьшается температура ликвидуса, но изменяется и порядок кристаллизации минералов. Так, в условиях Hem—Mt буфера при плавлении базальта последним исчезает магнетит при ~1230° С. При буфере Qz+Fa+ +Mt магнетит в базальте исчезает первым при 1010° С. Пока имеется очень ограниченное число экспериментальных данных: всего несколько точек. Мы попытались их интерпретировать на диаграммах рис. 155 с тем, чтобы дать хотя бы приближенную количественную оценку данному эффекту.

На рис. 156 оба базальта — № 10 и № 13 — по петрохимическим критериям (сумма щелочей по отношению к SiO_2) относятся к щелочным. Однако базальт из Колумбии-Ривер (№ 13) несколько ближе к высокоглиноземистому. На диаграмме рис. 155 видно, что при кварц-магнетит-фаялитовом буфере температура ликвидуса при каждом дан-

ном P_{H_2O} для обр. № 13 снижается более значительно. Это отразилось на величине производной $\left(\frac{\partial \lg f_{O_2}}{\partial (1/t\,°C)}\right)_{P_{H_2O}}$ (см. диаграмму рис. 156, *б*). Вряд ли такое существенное различие имеет место в природе. Возможно, в какой-то мере оно связано с экспериментальными ошибками. Но ликвидусы толеитовых базальтов действительно должны более существенно зависеть от f_{O_2}, чем ликвидусы щелочных оливиновых базальтов. Это можно показать на примере, если допустить, что между f_{O_2} и P_{H_2O} существует пропорциональность в степени влияния на температуру плавления. Рассмотрим пример, когда $P_{H_2O} = 4000$ бар. При этом давлении температура плавления щелочного базальта снижается на $\Delta t_1 = 150°$, а оливинового толеита — на $\Delta t_2 = 220°$. Снижение f_{O_2} уменьшает $t°$ ликвидуса еще на $\Delta t_3 = 55°$ С — для щелочного базальта и на некоторую величину Δt_4 — для толеита. По условию

$$\frac{\Delta t_1}{\Delta t_2} = \frac{\Delta t_3}{\Delta t_4}, \quad \Delta t_4 = 73°.$$

Можно предположить, что при низких значениях P_{O_2} температура кристаллизации (плавления) железистых фаз снизится настолько, что окажется возможным кислый остаток, обогащенный железом. Такие породы известны на древних щитах. Например, в Украинском кристаллическом массиве вскрыто тело крупнозернистых фаялитовых гранитов типа рапакиви, внедрившихся в платформенную стадию развития Украинского массива (верхний протерозой; Кононов, 1966).

Можно предположить, исходя из относительно низких значений $t°$ С для таких пород, что на диаграмме типа рис. 150 при очень низких величинах f_{O_2} минимум исчезнет.

При анализе термодинамических условий гранитизации было отмечено, что не только вода, но и водород снижает температуру ликвидуса. Иначе говоря, в системе с гипотетической газовой смесью H_2—O_2 при возрастании соотношения P_{H_2}/P_{O_2} температура плавления любых пород должна резко снижаться. И поскольку в такой газовой смеси вода является промежуточным по составу компонентом ($H_2O = H_2 + 0{,}5O_2$), можно рассмотреть как бы две части системы: H_2O—O_2 и H_2O—H_2. Наибольший интерес представляет случай плавления пород, когда $f_{H_2}/f_{H_2O} = 1$, т. е. условие, достаточно близкое к мантийным характеристикам.

Степень восстановленности флюида при условии насыщения расплава водой и водородом можно охарактеризовать соотношением $(P_{H_2O} + P_{H_2}) : P_{O_2}$. С глубиной эта величина должна расти пропорционально возрастанию P_{H_2}/P_{H_2O} до тех пор, пока стабильны будут окислы металлов и кремния в зависимости от T, P и f_{O_2}. Точнее, оно будет изменяться и в более глубоких зонах Земли, где нестабильны силикатные расплавы.

Очень важно определить связь между изменениями P_{H_2O}, P и f_{O_2} при какой-то заданной температуре в пределах верхней мантии (до 400 км). Из этих трех параметров независимо можно задавать лишь один — общее давление (литостатическое давление) P_s.

Основываясь на данных по содержанию воды в стеклах базальтового состава (до 12 вес.%), можно приближенно оценить P_{H_2O} с помощью диаграммы рис. 152. Так, при концентрации воды в стекле ~12% равновесное давление P_{H_2O} может быть не ниже 8 кбар при 1100° С. Предельное значение P_{H_2O} по-видимому, не превзойдет 10 кбар на глубинах до 150—100 км под океанами и континентами. В то же время

температура равновесий, как было показано выше, не превышает в среднем 1300—1200° С на глубинах даже до 200—300 км.

Зона волновода (слой Гутенберга), где наблюдается некоторое снижение скоростей прохождения упругих волн, простирается под океанами на глубине 50—60 км, а под континентами — 100—200 км (Dorman, Ewing, Oliver, 1960). Ее природа (на данном уровне знаний) рассмот-

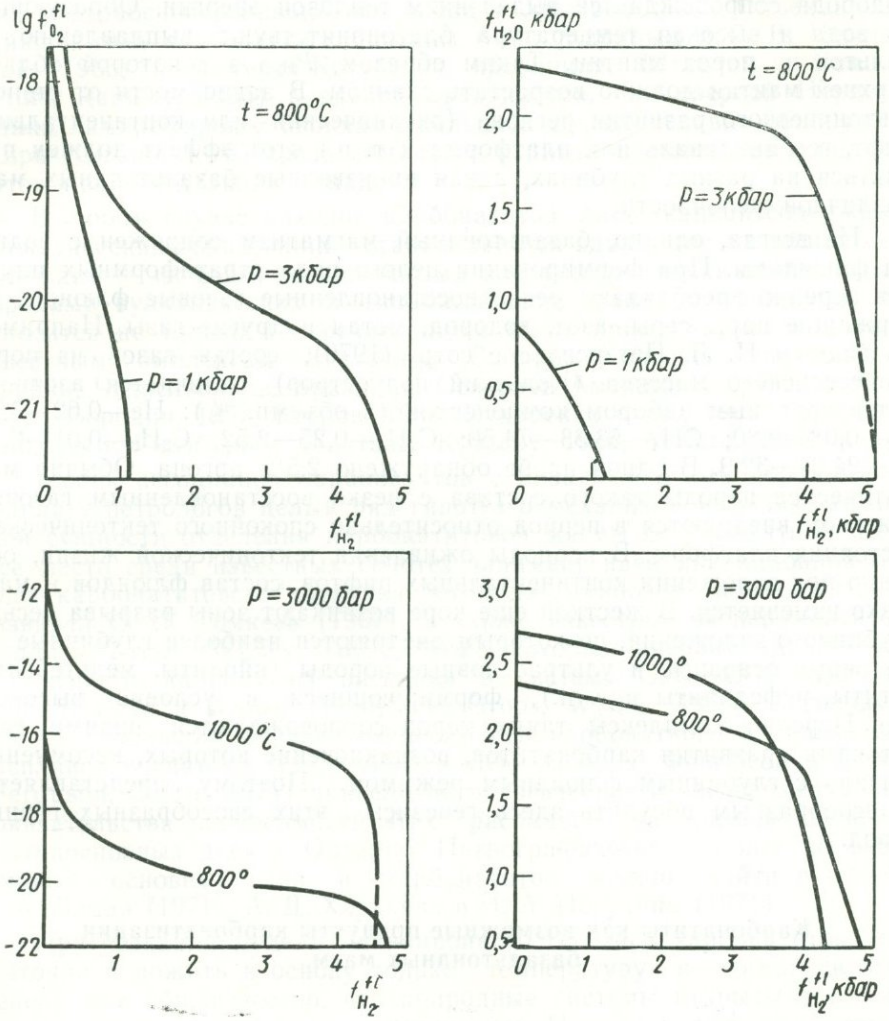


Рис. 157. Соотношение фугитивностей H_2O, H_2 и O_2 в газовой смеси при высоких $t°C$ и P_{fl} кбар

рена в работе В. В. Белоусова (1966). Он предположил, что в слое Гутенберга происходит частичное плавление пород мантии. Сосуществование капель базальтового расплава с ультраосновным остатком обусловливает понижение скоростей упругих волн. Простейшие расчеты как будто подтверждают эту догадку (Anderson, Spetzler, 1970).

Гипотеза В. В. Белоусова в какой-то мере увязывается с предложенной моделью флюидного режима Земли (Маракушев и Перчук,

1971). Действительно, разогрев флюидов за счет окисления (реакции с окислами) может происходить в верхних частях мантии и в нижних частях земной коры. При этом незначительное возрастание фугитивности кислорода приведет к резкому возрастанию f_{H_2O} за счет снижения f_{H_2} (окисление водорода). Это иллюстрируется на диаграммах рис. 157, где видно, что в узком интервале изменения f_{O_2} резко снижается f_{H_2}. Если этот процесс идет неравновесно, то реакция «горения» водорода сопровождается выделением тепловой энергии. Образующаяся вода и высокая температура благоприятствуют выплавлению базальтов из пород мантии. Таким образом, P_{H_2O} в некоторой области верхней мантии должно возрастать скачком. В зависимости от степени тектонического развития региона (океанический или континентальный рифт, геосинклиналь или платформа и т. п.) этот эффект должен проявиться на разных глубинах, давая производные базальтоидных магм различной щелочности.

Не всегда, однако, базальтоидный магматизм сопряжен с водными флюидами. При формировании целого ряда стратиформных плутонов нередко преобладают резко восстановленные газовые флюиды, содержащие пары серы, азот, водород, метан и другие газы. Например, по данным И. Л. Петерсилье с сотр. (1970), состав газов из пород Мончегорского массива (Кольский полуостров) отличается азотисто-углеводородным набором компонентов (в объемн. %): He—0,62—3,74; H_2—0,08—0,80; CH_4—53,33—74,50; C_2H_6—0,25—2,52; C_3H_8—0,01—0,11; N_2—24,04—32,9. В одной пробе обнаружено 2,5% аргона. Обычно магматические породы такого состава с резко восстановленным газовым режимом внедряются в период относительно спокойного тектонического состояния платформ. В периоды оживления тектонической жизни, особенно при заложении континентальных рифтов, состав флюидов и магм резко изменяется. В жесткой еще коре возникают зоны разрыва весьма глубинного заложения, по которым внедряются наиболее глубинные — щелочные основные и ультраосновные породы (ийолиты, мельтейгиты, уртиты, нефелиниты и т. п.), формирующиеся в условиях высокого P_{CO_2}. Нередко комплексы таких пород сопровождаются полями (или потоками) развития карбонатитов, возникновение которых, несомненно, связано с глубинным флюидным режимом. Поэтому представляется целесообразным обсудить здесь генезисы этих своеобразных горных пород.

Карбонатиты как возможные продукты карбонатизации базальтоидных магм

Происхождение карбонатитов — сложная и дискуссионная проблема. Наряду с очевидным метасоматическим генезисом карбонатитовых месторождений (Саяны, Урал, Средняя Азия и др.) известны случаи их магматической природы. Классические примеры общеизвестны. В первую очередь это вулканические излияния карбонатитовых лав, описанные Даусоном (Dawson, 1962) в Танзании, а также Норрингом и Бойсом (Knorring, Bois, 1961) в Уганде. Кристаллы кальцита нередко встречаются в фонолитах и других эффузивных породах повышенной щелочности (Заварицкий, 1960; Holmes, 1942; Saggerson, 1952). Примеры кальцитсодержащих фонолитов и тингуаитов из Маймеча-Котуйской провинции щелочно-ультраосновных пород описаны Л. С. Егоровым (1964). Особый интерес представляют находки таблит-

чатых микролитов кальцита в кимберлитах трубки «Мир» (Зольников и Маршинцев, 1965; Маршинцев, 1967), а также тела «карбонатитовых кимберлитов» в районе Альнё, в Швеции (Eckermann, 1963). Разнообразные случаи магматической природы кальцита описаны А. Г. Жабиным (1967).

Наряду с бесспорно магматическими карбонатитами известны находки различных даек карбонатитового состава либо кальцитсодержащих ультраосновных-щелочных пород и лампрофиров. Инъекционные дайки и тела карбонатитов описаны А. Г. Жабиным и Г. Е. Черепивской (1965) в Маймеча-Котуйской провинции, Штуртом и Рамзаем (Sturt, Ramsay, 1965) в районе Брейвикбоса, в Северной Норвегии. Дайки лампрофиров с овоидами кальцита совсем недавно обнаружены Жиро (Girault, 1968) среди комплекса норитов, перидотитов и пироксенитов в районе д'Ока, в Канаде.

В любом случае находок карбонатитов либо кальцитсодержащих магматических образований устанавливается один и тот же общеизвестный факт — их связь со щелочными или ультраосновными-щелочными породами вулканических и гипабиссальной фаций глубинности. Это относится не только к перечисленным выше примерам, но и ко всем известным комплексам Восточной Сибири, Кольского полуострова, Африки, Чехословакии, Бразилии, Северной Америки и других районов мира (Бородин, 1957; Егоров, 1964; Кухаренко и др., 1965; Герасимовский, 1973; Гинзбург и др., 1958; Korecky, 1966; McCall, 1963; и др.).

Тесная ассоциация карбонатитов с базальтоидными породами породила у петрологов целый ряд гипотез о механизме и физико-химической сущности отделения карбонатитовой магмы от силикатной. Ведущее место среди известных гипотез занимает идея ликвационной природы карбонатитового расплава, которую наиболее последовательно развивал С. И. Томкеев (1962), а также известные экспериментаторы Вилли и Таттл (Wylley, Tuttle, 1962), которым впервые удалось кристаллизовать кальцит из расплава в системе $CaO—CO_2—H_2O$. Костер-ван-Грус и Вилли (Koster-van-Groos, Wyllie, 1966) экспериментально установили область несмесимости карбонатного и силикатного расплавов в системе $Na_2O—Al_2O_3—SiO_2—CO_2$, а Фергюсон и Куррье (Ferguson, Currie, 1971) привели петрологические и экспериментальные доказательства несмесимости этих расплавов на примере щелочных ультраосновных даек в Онтарио. Петрографические данные по несмесимости основных лав и карбонатитов можно найти в работах Э. А. Ланда (1971), А. Д. Харькива и И. А. Погудина (1971).

При создании модели ликвационного генезиса карбонатитов недостаточно положить в основу только температуру и состав системы. Теперь уже общеизвестно, что природные системы открыты в отношении ряда вполне подвижных компонентов. И этого нельзя не учитывать при выяснении природы и механизма образования магматических карбонатитов. Уже из простого факта их тесной ассоциации со щелочными породами следует необходимость анализа не только режима углекислоты, но и щелочей, активности которых резко влияют на состав конечных продуктов дифференциации базальтовой магмы. В частности, при изучении магматических серий эффузивных пород, с которыми ассоциируют карбонатиты, во всех случаях наблюдается последовательное нарастание щелочности внедряющихся или изливающихся магм. Особенно ярко это проявляется в увеличении K/Na соотношения. Например, для Маймеча-Котуйской провинции А. Г. Жабиным (1967) вычислены следующие средние цифры:

Тип породы	K/Na
Покровы базальтов	0,5
Долериты	
силлы	0,46
дайки	0,72
Покровы трахибазальтов	0,86
Ультраосновные щелочные породы	
лавы	0,66
дайки	1,02
Дайки карбонатитов	2,00
Лавы трахитов	9,38

Почти во всех вулканических комплексах, членами которых являются карбонатиты, первые внедрения представлены обычными базальтами. Но все более поздние продукты дифференциации базальтовой магмы представлены все более щелочными разновидностями пород. Из этого следует, что щелочность может служить не только фактором, предопределяющим появление карбонатитов, но и своеобразным индикатором при выяснении их природы. Решающую роль в отделении карбонатитового расплава от силикатного играет давление углекислоты, в связи с чем можно рассмотреть следующую модель (Перчук, 1971).

Вследствие ограниченной растворимости углекислоты в силикатных расплавах повышение ее парциального давления в системе неизменно должно привести к расслоению. В значительных по объему магматических камерах это выразится в появлении множества «капель» карбонатного флюида, состоящего из CO_2, и щелочей. Сродство CO_2 к CaO в случае базальтового первичного расплава должно привести к экстрагированию кальция из силикатного расплава в карбонатный флюид, что и дает расслоение системы на карбонатную жидкость и обедненный *кальцием алюмосиликат — расплав типа ийолита.*

Миграция легких карбонатных капель через базальтоидный расплав может привести к следующему: 1) расширению декальцизации силикатной магмы и 2) увеличению химической активности вполне подвижных щелочей на границе двух фаз вследствие эффекта кислотно-основного взаимодействия (Коржинский, 1959).

В ходе такой дифференциации базальтового расплава капли карбонатной жидкости постепенно могут слиться в единый «поток» и отделиться от силикатной магмы. В результате эта карбонатная жидкость будет состоять преимущественно из смеси компонентов CaO, Na_2O, CO_2 и H_2O. В вулканических излияниях карбонатитовых лав такого состава Танзании и Уганды Ca-Na-карбонатиты ассоциируют с эффузиями ийолитового и нефелинового состава. Недавно были найдены и потоки чисто кальцитовых карбонатитов среди лавовых излияний вулкана Керимаси, в рифтовых зонах Восточной Африки (Герасимовский и Поляков, 1970). На основании общего их анализа В. И. Герасимовский (1973) разделяет их на две группы — Ca-карбонатитов и Ca-Na-карбонатитов.

Возможность карбонатизации базальтоидных жидкостей следует также из простого сопоставления химических анализов пород, дающих непрерывную серию от пикрита до уртита — крайне щелочного конечного члена серии. На диаграмму рис. 158 по данным табл. 42 нанесены точки составов восьми образцов пород. Все они ложатся на одну линию, обозначающую путь дифференциации некоторой базальтовой магмы состава 8 на пикритовую и щелочную подсерии, причем последняя может возникнуть лишь при условии декальцизации базальта. В противоположном случае дифференциация приведет к образованию пород типа анортозитов (сравнить точки 3 и 7 на рис. 159).

Таблица 42

Химический состав базальтоидных пород

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	50,39	48,24	50,40	40,75	43,00	42,80	45,61	48,06
Al_2O_3	16,06	17,88	28,30	8,49	13,78	18,95	27,76	15,70
Fe_2O_3	2,43	3,16	1,06	5,85	5,63	3,86	3,67	5,38
FeO	7,86	5,59	1,12	10,04	5,09	4,84	0,50	6,37
MgO	8,37	7,51	1,25	11,14	8,14	3,16	0,19	6,17
CaO	9,20	10,99	12,46	12,71	12,90	10,47	1,73	8,95
Na_2O	2,61	2,82	3,67	2,90	5,74	9,63	16,25	3,11
K_2O	0,79	0,89	0,74	0,60	2,70	2,26	3,72	1,52

1 — норит, 2 — габбро, 3 — анортозит, 4 — пикрит, 5 — мельтейгит, 6 — йолит, 7 — уртит, 8 — базальт; 1—3 и 6—8 заимствованы из справочника А. Н. Заварицкого (1960), 4 и 5 — из работы Е. М. Эпштейна с соавторами (1961).

На диаграмме II (рис. 158) видно, что при одинаковой кремнекислотности породы различаются по содержанию щелочей и кальция. Сме-

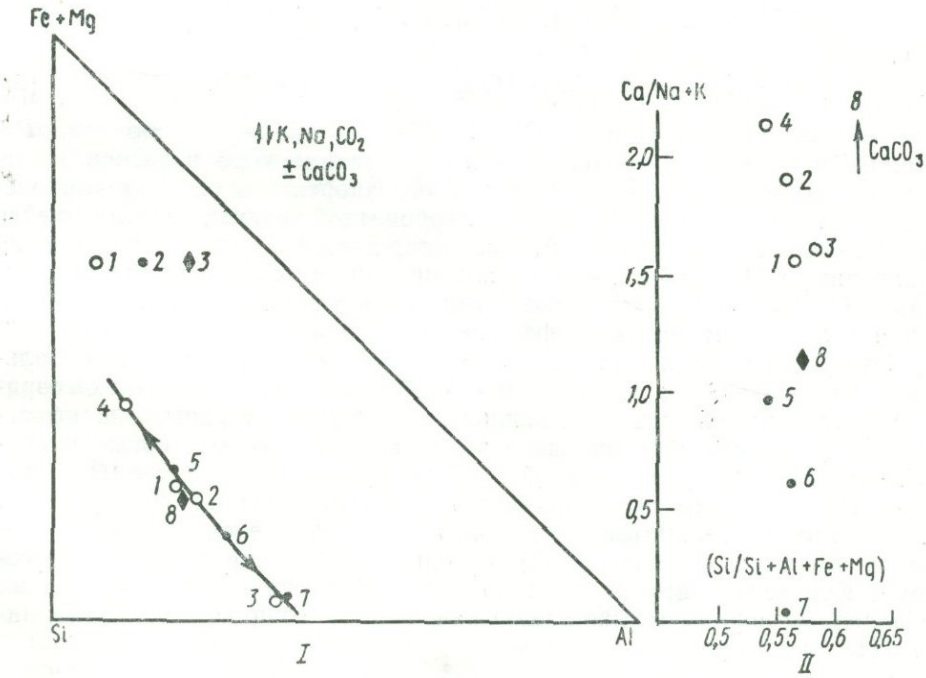


Рис. 158. Диаграммы составов базальтоидных пород, ассоциирующихся с карбонатитами:
1 — основные и ультраосновные породы; *2* — ультраосновные — щелочные породы; *3* — базальт

на щелочности здесь также закономерна — от пикрита до уртита. И, как отмечалось, оптимальный состав магмы, из которой может возникнуть уртит при декальцизации и ощелачивании с образованием карбонатита, соответствует анортозиту.

Рассмотрим некоторые гипотетические реакции, которыми можно описать процесс карбонатизации базальтоидных магм. В случае первичного гиперстенового базальта (или норита) процесс может происходить по схеме:

$$(1+m)\,Na_xCa_{1-x}Al_{2-x}Si_{2+x}O_8 + 2x(1-m)(Mg,\ Fe)SiO_3 +$$
$$+ 2/3mxFe_3O_4 + (1-x+m)\,Na_2O + (1+m)(1-x) - 2x(1-m)\,CO_2 +$$
$$+ rO_2 = (1+m\ (2-x)\,NaAlSiO_4 + 2xNa_mCa_{1-m}Fe_m^{3+}(Fe^{2+},\ Mg)_{1-m}Si_2O_6 +$$
$$+ [(1+m)(1-x) - 2x(1-m)]\,CaCO_3,$$

т. е.

$$Pl + Opx + Mt + (Na_2O + CO_2 + O_2) = Ne + Cpx + Cal, \qquad (59)$$

где r — некоторое количество O_2, необходимое для окисления Fe, или же норитовый расплав (Na_2O+CO_2) — ийолит+карбонатит.

При этом особенно важное значение должно иметь следующее смещенное равновесие:

$$2mNa_xCa_{1-x}Al_{2-x}Si_{2+x}O_8 + 2x(1-m)(Ca,\ Fe,\ Mg)Si_2O_6 + 2/3mx$$
$$Fe_3O_4 + m(2-x)\,Na_2O + 2m(1-x)\,CO_2 + rO_2 = 2m(2-x)\,NaAlSiO_4 +$$
$$+ 2xNa_mCa_{1-m}Fe_m^{3+}(Mg,\ Fe^{2+})_{1-m}Si_2O_6 + 2m(1-x)\,CaCO_3,$$

т. е.

$$Pl + Di + Mt + Na_2O + CO_2 = Ne + (Aeg - Di) + Cal \qquad (60)$$

или же базальтовый расплав (Na_2O+CO_2) — ийолит+карбонатит. Реакции (59) и (60) показывают, что образование карбонатитового расплава происходит за счет потенциального анортита в базальтовом расплаве. Следовательно, количество карбонатной магмы, выделяющейся из данного очага жидкостной ликвации, должно быть небольшим по сравнению с общим объемом базальтоидной магмы. При этом содержание CaO в ней также изменится незначительно, что видно из сравнения стехиометрических коэффициентов в реакциях (59) и (60).

Эти реакции также иллюстрируют возможность разделения базальтоидного расплава на ийолитовый и карбонатитовый в условиях возрастания углекислотности и щелочности. С другой стороны, они объясняют возможность образования первичного кальцита во многих щелочных породах, что уже в какой-то мере обсуждалось ранее (Перчук, 1963, 1964). Одним из лучших доказательств рассмотренной схемы могут служить кальцитоносные ультраосновные щелочные лавы, описанные Холмсом (Holmes, 1942) в Конго и Уганде, а также Фергюсоном и Куррье (Ferguson, Currie, 1971) в Онтарио, в Канаде. Ссылки на подобные породы можно также найти в справочнике А. Н. Заварицкого (1960).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ

Целью петрохимических расчетов является выражение химического состава горной породы в форме, удобной для сопоставления при исследовании, например, серий изверженных горных пород, в разработке рациональной классификации химических составов и т. д., а также для получения генетических выводов. В петрохимических расчетах отдельные окислы химического анализа объединяются в некоторые группы исходя из различных принципов.

К наиболее ранним методам пересчета химических анализов горных пород относится метод Д. Ю. Левинсона-Лессинга (1897), которым окислы объединялись в группы, соответствующие валентности металла: $R_2O = Na_2O + K_2O$, $RO = FeO + MgO + CaO$, $R_2O_3 = Fe_2O_3 + Al_2O_3$, $RO_2 = SiO_2 + TiO_2$.

В основу всех более поздних методов пересчетов положен принцип объединения окислов по их роли в построении породообразующих минералов (А. Озанн, А. Н. Заварицкий) или же объединение окислов в группы, соответствующие теоретическим составам наиболее часто встречающихся породообразующих минералов. К последним относятся нормативно-молекулярный метод П. Ниггли, нормативный метод В. Кросса, Дж. Иддингса, Л. Пирсона, Г. Вашингтона (Cross et al., 1902) (CIPW) и метод Е. А. Кузнецова.

Существует ряд других методов пересчетов, применяемых для решения специфических задач.

При пересчете химического состава на числовые характеристики по методу А. Н. Заварицкого (Заварицкий, 1950) учитываются атомные количества элементов. Марганец присоединяется к железу, а титан — к кремнезему. В результате рассматриваются отношения следующих элементов — Si : Al : Fe : Mg : Ca : Na : K.

Вышеприведенный ряд отношений главнейших элементов заменяется группами отношений таким образом, чтобы эта группировка отражала наиболее характерные свойства вещественного состава породы. За них принимаются те свойства, которые одинаково ясно отражаются и в химическом и в минеральном составе и на которых основываются классификации изверженных горных пород.

Заменяя непрерывный ряд отношений элементов несколькими группами, получаем несколько параметров (4 основных и 7 дополнительных), отражающих главнейшие химические особенности пород.

Основная характеристика породы отражается в параметрах a, b, c, s, причем $a+b+c+s=100$. Они означают:

a — относительное число атомов щелочных металлов, входящих в алюмосиликаты и комбинирующихся в атомных решетках минералов с атомами Al;

c — относительное число атомов кальция, которые могут войти в алюмосиликаты (в сочетании $CaAl_2$); в некоторых породах известковый алюмосиликат отсутствует и вместо него может появиться феррисиликат натрия (этот случай мы рассмотрим дальше);

b — относительное число всех остальных металлических атомов, за исключением кремния (и титана), не входящих в алюмосиликаты и принимающих участие главным образом в строении решеток простых силикатов;

s — относительное число атомов кремния.

Величина c определяется из разности молекулярных количеств $Al_2O_3-(Na_2O+K_2O)$; такой расчет является лишь определенно выбранным условным арифметическим приемом. В зависимости от того, будет ли вышеописанная разность больше молекулярного количества CaO или меньше его или, наконец, будет величиной отрицательной, можно различить три различных ряда химических составов пород: *пересыщенных глиноземом, нормальных и пересыщенных щелочами.*

Вышеперечисленные параметры отражают главные особенности химизма пород.

Кроме основных параметров вычисляются дополнительные, которые отражают отношение Na к K, и различия в отношении между элементами, входящими в группу b, т. е. в фемические составные части породы.

Порядок пересчета химических анализов на числовые характеристики следующий.

1. Перечисляем весовое процентное содержание окислов в молекулярные количества их (для этого пользуются особыми таблицами).

2. Складываем молекулярное количество SiO_2 и TiO_2, обозначаем эту сумму S.

3. Берем сумму молекулярных количеств K_2O и Na_2O. Если эта сумма меньше, чем Al_2O_3, или равна этому количеству, то, удваивая сумму K_2O+Na_2O, получаем A.

3а. Если $K_2O+Na_2O>Al_2O_3$, то величину A получаем, удваивая Al_2O_3, а избыток $Na_2O=K_2O+Na_2O-Al_2O_3$, умножив на два, обозначаем как $\bar{C}$.

4. Берем разность $Al_2O_3-(K_2O+Na_2O)$. Если она меньше или по крайней мере равна CaO, то обозначаем ее C.

4а. В случае, если $Al_2O_3>K_2O+Na_2O+CaO$, то C равно CaO и в этом случае избыток $Al_2O_3=Al_2O_3-K_2O+Na_2O+CaO$, умножив на два, присоединяем к величине B.

5. Удваивая количество Fe_2O_3 и складывая его с количеством FeO (+MnO), получаем FeO′. В случае пород, пересыщенных щелочами, величину FeO′ убавляем на величну $\bar{C}$ (см. п. 3а).

5а. В некоторых весьма редких случаях может быть, что $\bar{C}>FeO'$; тогда обозначим разность $\bar{C}-FeO'$ через Na′, что представляет избыток натрия (Na_2O, умноженного на 2). Величина $\bar{C}$ в этом случае равна FeO′.

6. Определим $CaO'=CaO-C$ (см. п. 4).

7. Складывая $FeO+MgO+CaO'$, получаем величину B. Сюда же присоединяем, как сказано, удвоенный избыток Al_2O_3, когда он имеется (п. 4а), или, в указанных выше очень редких случаях, избыток Na' (тогда, очевидно, отсутствует FeO').

8. Приводим отношения $A:C:B:S$ или $A:C:B:S$ к 100 по формулам:

$$a=\frac{100\cdot A}{N};\quad c=\frac{100\cdot C}{N};\quad b=\frac{100\cdot B}{N};\quad s=\frac{100\cdot S}{N},$$

где $N=A+B+C+S$, т. е. мы выражаем отношения $a:c:b:s$ (или $a:c:b:s$) в процентах.

Так получается основная числовая характеристика химического состава породы $a:c:b:s$. Кроме нее для характеристики состава породы могут служить следующие дополнительные коэффициенты или параметры:

$$f'=\frac{FeO'}{B}\cdot 100;\quad m'=\frac{MgO}{B}\cdot 100;\quad c'=\frac{CaO'}{B}\cdot 100;$$

$$n=\frac{Na_2O}{A}\cdot 100;\quad t=\frac{TiO_2}{S}\cdot 100;\quad \varphi=\frac{2Fe_2O_3}{B}\cdot 100;$$

в породах, пересыщенных глиноземом, к ним присоединяется, как мы видели,

$$a'=\frac{2Al_2O_3'}{B}\cdot 100.$$

В породах, пересыщенных щелочами, в написанном выше выражении для f' величина FeO' обозначает количество закиси железа, уже уменьшенное на величину $\bar{C}$. В редких случаях, когда $\bar{C}=FeO'$, получается, как мы видели, избыток Na', и тогда мы имеем дополнительный параметр:

$$n'=\frac{Na'}{B}\cdot 100.$$

В этом случае f' отсутствует.

Таким образом, в зависимости от результатов пересчета получаются четыре класса или ряда химических составов горных пород с такими числовыми характеристиками:

1) составы нормальные:
   $a:c:b:s;\ f':m':c';\ n,\ t,\ \varphi;$
2) составы, пересыщенные глиноземом:
   $a:c:b:s;\ a':f':m';\ n,\ t,\ \varphi;$
3) составы, пересыщенные щелочами:
   $a:c:b:s;\ f':m':c';\ n,\ t,\ \varphi;$

3а) в еще более редких случаях сильно пересыщенных щелочами пород:
   $a:c:b:s;\ n':m':c';\ n,\ t,\ \varphi.$

Параметры основной характеристики являются числами именованными (число атомов), а параметры дополнительных — отвлеченными (их отношения).

Характеристики А. Н. Заварицкого принято изображать на векторной диаграмме, в основе построения которой лежит метод барицентрических координат. Точки, соответствующие химическим составам пород, располагаются в прямоугольном тетраэдре с вершинами a, c, b, s, а

их проекции на плоскости развернутого тетраэдра позволяют выразить главнейшие особенности химизма породы.

В нормативном методе В. Кросса, Дж. Иддингса, Л. Пирсона и Г. Вашингтона (CIPW) в какой-то мере выражается соответствие химического состава и минерального состава горной породы.

Химические данные по этому методу группируются таким образом, чтобы полученные группировки соответствовали минералам, образующимся в процессе кристаллизации магматических расплавов. Получающиеся при пересчетах идеальные (стандартные) минералы называются нормативными в отличие от модальных, реально существующих в природе.

Принимается следующий порядок расчетов:

1. Весовые проценты анализа пересчитываются на молекулярные количества.

2. MnO и NiO присоединяются к FeO, а BaO и SrO к CaO.

3. В первую очередь вычисляются минералы, содержащие «малые» компоненты (P_2O_5, Cl, SO_3 и т. п.):

а) количество CaO, равное 3,33 P_2O_5 (или $3P_2O_5$ и 0,33 F, если последний определен в анализе), соединяется в *ap*;

б) Na_2O в количестве, равном Cl_2, соединяется с последним в *hl*;

в) количество N_2O, равное SO_3, соединяется в *th* (такой расчет производится, если порода содержит минералы гаюиновой группы);

г) количество FeO, составляющее половину количества *S*, соединяется с последней в *pr*;

д) количество FeO, равное Cr_2O_3, соединяется с ним в *cm*;

е) количество FeO, равное TiO_2, соединяется с ним в *il*; избыток TiO_2 соединяется с CaO и соответствующим количеством SiO_2 в *tn* при условии, что CaO хватит для образования *an*, в противном случае TiO_2 оставляется свободной как *ru*;

ж) количество CaO, равное половине оставшегося F, соединяется с ним в *fr*;

з) если в свежей породе присутствуют канкринит или первичный кальцит, то количества Na_2O и CaO, равные CO_2, соединяются с ним в первом случае в *nc*, а во втором в *cc*;

и) количество ZrO_2 вычисляется для дальнейшего расчета на *Z*.

4. После вычисления второстепенных минералов приступают к расчету главных породообразующих минералов:

а) количество Al_2O_3, равное K_2O, соединяется с ним для образования в дальнейшем *or* или *lc*;

б) если имеется избыток K_2O, т. е. $K_2O—Al_2O_3>0$, то этот избыток рассчитывается как *ks*;

в) избыток Al_2O_3 над K_2O соединяется с равным количеством Na_2O и в дальнейшем с SiO_2 в *ab* или *ne*; если Na_2O больше оставшегося Al_2O_3 ($K_2O+Na_2O>Al_2O_3$), то избыток его идет на образование *ac*;

г) избыток Al_2O_3 против суммы K_2O+Na_2O [$Al_2O_3—(Na_2O+K_2O)>0$] соединяется с CaO в *an*;

д) если после формирования *an* остается избыток Al_2O_3, то он считается как *C*;

е) если CaO больше, чем может соединиться с Al_2O_3, то избыток ее используется для образования фемических молекул *di* и *wo*.

5. Минералы, содержащие трехвалентное железо, рассчитываются следующим образом:

а) избыток Na_2O по отношению к Al_2O_3 насыщается Fe_2O_3 и используется в дальнейшем для образования *ac*;

б) в тех редких случаях, когда избыток щелочей больше Fe_2O_3, остаток $[K_2O+Na_2O-(Al_2O_3+Fe_2O_3)]$ идет на образование *ns*;

в) обычно Fe_2O_3 больше избытка щелочей, и оставшаяся окись железа соединяется с равным количеством FeO (после образования *pr* и *il*) в *mt*;

г) остаток Fe_2O_3 после образования *mt* считается как *hm*.

6. Все количество MgO и остаток FeO (FeO′), не использованный на образование *mt* и *il*, соединяются для дальнейших расчетов в общую сумму (MgO+FeO′).

Можно применять и другой вариант пересчета, используя MgO и FeO порознь. Такой вариант несколько облегчает дальнейшие пересчеты. Так, при обратном пересчете молекулярных количеств в весовые можно использовать отдельно молекулярные веса магнезиальных и железистых силикатов.

7. Для вычисления силикатов, содержащих CaO, производят следующее:

а) к оставшемуся от формирования *an* количеству CaO, обозначенному как CaO″, прибавляется такое же количество MgO+FeO в том же соотношении, какое получилось при их суммировании (п. 6); количество полученных окислов CaO″+MgO+FeO′ используется в дальнейшем для образования *di*;

б) в редких случаях остается избыток CaO, который идет на формирование *wo* или *cs*.

8. Избыток MgO и FeO, оставшийся после формирования *di*, используется на образование *hy* или *ol*; по указанному выше варианту (п. 6) эти окислы могут быть пересчитаны на *en*, *fs* или *fo* и *fa*.

9. После формирования всех указанных выше величин проводится их насыщение кремнеземом и вычисление количеств молекул соответствующих силикатов:

а) к ZrO_2 прибавляется равное количество SiO_2 и таким образом получается *Z*;

б) к CaO и TiO_2 прибавляется равное количество SiO_2 и образуется *tn* (п. 3е);

в) к избытку щелочей (п. 5а) и равному ему количеству Fe_2O_3 прибавляется четырехкратное количество SiO_2 и образуется *ac*;

г) если имеется переизбыток щелочей (п. 5б), то он соединяется с равным количеством SiO_2 в *ks* или *ns*;

д) к K_2O и Al_2O_3, соединенным по правилу п. 4а, прибавляется шестикратное количество SiO_2 для образования *or*;

е) из Al_2O_3 и Na_2O (п. 4в) таким же образом формируется *ab*;

ж) для образования *an* из CaO и Al_2O_3 (п. 4г) используется удвоенное количество SiO_2;

з) из CaO″+MgO+FeO″ вычисляется величина *di* присоединением к указанной сумме окислов равного количества SiO_2;

и) если есть остаток CaO (п. 7б), то к нему присоединяется равное количество SiO_2 для образования *wo*;

к) чаще бывает, что после формирования *di* остается избыток MgO+FeO; к нему присоединяется равное количество SiO_2 для образования *hy*. При указанном втором варианте вычисляются отдельно *en* и *fs*.

10. Часто после указанного насыщения окислов кремнеземом остается избыток последнего. Он вычисляется как Q.

11. Нередко бывает и иное положение, когда кремнезема не хватает на формирование указанных силикатов с максимальным содержанием кремнезема. Тогда проводится постепенное высвобождение крем-

незема за счет формирования силикатов с меньшим содержанием SiO_2. Для этого из общего количества кремнезема вычитается то его количество, которое израсходовано на образование силикатов с максимальным содержанием SiO_2, кончая *di*, т. е. еще до того, как было рассчитано количество *hy* (или *en* и *fs*):

а) если оставшееся количество SiO_2 составляет более половины количества $MgO+FeO'$, то вычисляются *hy* (или *en* и *fs*) и *ol* (или *fo* и *fa*). Решают два простых уравнения, связывающих количества MgO и FeO, входящие в указанные «молекулы», и количество SiO_2, подлежащее распределению между ними. Так, если принять, что [*hy*] есть количество молекул пироксена, а [*ol*] — оливина, то:

$[hy]+[ol]=SiO_2$, а $[hy]+2[ol]=MgO+FeO$. Отсюда $[ol]=(MgO+FeO)-SiO_2$, а $[hy]=2SiO_2-(MgO+FeO)$;

б) в том случае, когда кремнезема остается меньше половины суммы $MgO+FeO$, его отнимают от величины *tn*, переводя ее в *pf*;

в) если после этого все же не хватает SiO_2 для связывания окислов $MgO+FeO$ в *ol*, то необходимо получить требуемое количество SiO_2 за счет того кремнезема, который был взят для построения *ab*. Это осуществляется при помощи пересчета *ab* на *ne* полностью или частично. Определение необходимого количества *ab*, пересчитываемого на *ne*, делается аналогично пересчету на *ol* и *hy* по уравнениям:

$$[ab]+[ne]=Na_2O \quad \text{и} \quad 6[ab]+2[ne]=SiO_2.$$

Отсюда

$$[ab]=\frac{SiO_2-2Na_2O}{4} \quad \text{и} \quad [ne]=\frac{6Na_2O-SiO_2}{4};$$

г) редко, но все же случается, что пересчета *ab* на *ne* бывает недостаточно и приходится дополнительно изыскивать некоторое количество SiO_2 за счет пересчета *or* на *lc* частично или полностью. Такой расчет делается по следующим уравнениям:

$$[or]+[lc]=K_2O \quad \text{и} \quad 6[or]+4[lc]=SiO_2.$$

Отсюда

$$[or]=\frac{SiO_2-4K_2O}{2} \quad \text{и} \quad [lc]=\frac{6K_2O-SiO_2}{2};$$

д) в случае недостачи кремнезема и после этого пересчета можно получить еще некоторое количество его пересчетом *wo* на *cs*. Если же и эта мера будет недостаточна, то дополнительное количество SiO_2 можно получить, используя следующие три уравнения: $[di]+2[cs]=CaO$; $[di]+2[ol]=MgO+FeO$ и $2[di]+[ol]+[cs]=SiO_2$. При этом указанная в предыдущем уравнении величина SiO_2 вычисляется как разность между общим количеством SiO_2 и количеством его, пошедшим на формирование *lc*, *ne*, *an*, *ac* и *ol*;

е) на самый крайний случай можно освободить еще некоторое количество SiO_2 за счет пересчета *lc* на *kp* по уравнениям:

$$[lc]+[kp]=K_2O \quad \text{и} \quad 4[lc]+2[kp]=SiO_2.$$

Большего количества кремнезема высвободить нельзя, и величины *ne*, *an*, *ac* и *ol* дальше лишать кремнезема не допускается.

12. Полученные «молекулы» пересчитываются на весовые количества путем умножения их количеств на соответствующие молекулярные веса, например *or* на 556,50, *fo* на 140, *fa* на 204 и т. д.

Следует помнить, что при первоначальном расчете все молекулярные количества были для удобства умножены на 1000. Для того чтобы при обратном пересчете получить весовые количества в процентах, произведения делятся на 1000. Пересчеты на нормативные составы широко распространены.

Нередко в петрологии используется сопоставление горных пород в пересчете их состава по методу Т. Барта (Barth, 1948). Он называется еще методом стандартной ячейки, или кислородным методом.

В большинстве пород кислород занимает до 94% объема, объем остальных катионов, взятых вместе (кремний и металлы), составляет менее 6%. Таким образом, число ионов кислорода имеет большое значение для объемных отношений в породах. Упаковка, число и род входящих в состав породы катионов имеют второстепенное значение.

В петрографических вычислениях важно сравнивать породы одинакового объема. Следовательно, если принять, что изменения в породах происходят без заметного изменения объема, то с таким же правом можно считать число ионов кислорода постоянным. В качестве стандарта для сравнения выбирается объем породы, содержащий точно 160 ионов кислорода, который называется стандартной ячейкой породы.

По химическому составу породы легко вычислить состав стандартной ячейки (в элементах); для этого нужно перечислить катионы, связанные со 160 ионами кислорода.

В последние годы наметилась тенденция к использованию химических анализов породы без предварительных пересчетов на те или иные петрохимические характеристики. Возможность использования непосредственно окислов связана с внедрением в петрохимию методов математической статистики, особенно методов парной и многомерной корреляции.

Эти методы впервые были применены Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в 20-х годах XX в., которым были установлены средние содержания для различных типов вулканических пород и границы колебаний химического состава для этих типов. Им было указано, что необходимым этапом на пути установления химической характеристики той или иной группы изверженных пород является установление пределов, в которых могут варьировать те или иные признаки в отдельных семействах изверженных пород. Сделать это можно, пользуясь методами математической систематики и имея большой и хороший статистический материал. На основании определения статистических максимумов содержания кремнезема в разных типах горных пород Левинсон-Лессинг установил градации по содержанию этого окисла для вулканических пород, принципиальная правильность которых подтверждена последующими исследованиями. Для каждой группы пород им были вычислены средние арифметические значения $\bar{x}$, стандартное или квадратическое отклонение данного значения от среднего арифметического.

В настоящее время при помощи методов математической статистики решается целый ряд петрологических и, в частности, петрохимических задач. К ним относятся задачи, касающиеся распознавания образов, описания и сопоставления петрологических объектов, определения генетических связей между ними и ряд других.

РАСЧЕТ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ОБЩЕЙ ЩЕЛОЧНОСТИ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

К специальным методам петрохимических расчетов относятся излагаемые ниже вычисления показателей кислотности-щелочности горных пород с привлечением данных по термодинамике минералов (Маракушев, 1973).

Характеристикам изверженных горных пород и соответствующих им расплавов в отношении кислотно-щелочных (основных) свойств всегда придавалось большое значение. При этом в петрохимических расчетах обычно использовались отношения отдельных компонентов и их группировок, существенно различающихся по кислотно-щелочным свойствам:

$$(Na_2O+K_2O) : SiO_2,\ (Na_2O+K_2O) : Al_2O_3,\ (Na_2O+K_2O+CaO) : Al_2O_3$$

и т. д. В состав горных пород входит большое число компонентов, и важно подойти к оценке общего (суммарного) эффекта их кислотно-щелочного взаимодействия путем введения характеристик горных пород, аналогичных показателям общей щелочности (pH) водных растворов. Это принципиально возможно лишь на основе привлечения к петрохимическим расчетам данных по термодинамике кислот и оснований (Маракушев, 1973).

Согласно теории Бренстеда и Лоури, мерой кислотно-щелочных свойств веществ служит их химическое сродство к протону, определяемое величинами свободной энергии (ΔZ^0_T) реакций следующего типа, например для водных растворов:

$$\frac{n}{2m}\,M^{\frac{+2m}{n}} + 1/2H_2O = \frac{1}{2m}\,M_nO_m + H^+,$$

где $M^{\frac{+2m}{n}}$ — простой положительно заряженный ион металла; H^+ — ион водорода (протон); M_nO_m — кислородное соединение металла. При условной единичной химической активности иона металла в растворе приращение свободной энергии вещества в результате реакции (ΔZ^0_T) численно равняется относительному химическому потенциалу протона ($\mu^{H_2O}_{H^+}$), необходимому для достижения равновесия между кислородным соединением и ионом металла:

$$\Delta Z_T^0 = -\mu_{H^+}^{H_2O} = -RT \ln a_{H^+}.$$

Свободная энергия ΔZ_T^0 реакций (в расчете на один протон) характеризует химическую активность ионов водорода, являясь величиной, аналогичной pH растворов. Чем выше величина ΔZ_T^0, тем в большей мере реакция смещена влево, в сторону образования положительно заряженного иона, т. е. сильнее проявляются щелочные свойства данного металла, которые прямо коррелируются с усилением тенденции образования положительно заряженных ионов. На этом основывается использование в качестве показателей щелочно-кислотных свойств металлов величин их электроотрицательности или потенциалов ионизации (табл. 23).

Химическое сродство к протону является, таким образом, наиболее непосредственным показателем щелочных свойств веществ.

Рассчитаем на основе реакций указанного типа кислотно-щелочные показатели окислов металлов и их соединений (нормативных минералов). По реакциям определяются коэффициенты, на которые необходимо умножить данное мольное количество вещества, чтобы оно соответствовало одному протону (протонный эквивалент мольного количества вещества), например:

$$K^+ + 1/2H_2O = 1/2K_2O + H^+, \quad \Delta Z_{298}^0 = -\mu_{H^+}^{H_2O} = 56{,}391 \text{ ккал},$$

$$1/3Al^{3+} + 1/2\,H_2O = 1/6\,Al_2O_3 + H^+, \quad \Delta Z_{298}^0 = -\mu_{H^+}^{H_2O} = 2{,}638 \text{ ккал}.$$

Эквиваленты $K_2O = 1/2$, $Al_2O_3 = 1/6$ позволяют брать такие количества молей вещества, которые достаточны для освобождения одного иона водорода в результате реакций рассматриваемого типа, что позволяет непосредственно сопоставлять кислотные свойства окислов металлов, находящихся в различных степенях окисления.

Более сложные соединения металлов характеризуются в рассматриваемом отношении реакциями ионизации с участием нескольких катионов:

$$1/6Ca^{2+} + 1/6Si^{4+} + 1/2H_2O = 1/6CaSiO_3 + H^+,$$

$$\Delta Z_{298}^0 = -\mu_{H^+}^{H_2O} = 2{,}586 \text{ ккал},$$

$$1/16Ca^{2+} + 1/8Al^{3+} + 1/8Si^{4+} + 1/2H_2O = 1/16\,CaAl_2Si_2O_8 + H^+,$$

$$\Delta Z_{298}^0 = -\mu_{H^+}^{H_2O} = 1{,}444 \text{ ккал}.$$

Протонные эквиваленты волластонита и анортита определяются из реакций $CaSiO_3 = 1/6$ и $CaAl_2Si_2O_8 = 1/16$. Они позволяют брать такое количество молей сложных соединений, которое соответствует освобождению в результате реакции одного иона водорода, что позволяет по единому показателю кислотно-щелочных свойств (химическому сродству к иону водорода) сопоставлять минералы с неодинаковым числом атомов, находящихся в различных степенях окисления. Одному иону водорода отвечает мольное количество вещества в расчете на половину атома кислорода:

$$KO_{1/2}, Al_{1/3}\,O_{1/2}, Ca_{1/6}\,Si_{1/6}\,O_{1/2}, Ca_{1/16}\,Al_{1/8}\,Si_{1/8}\,O_{1/2}$$

и т. д. Термодинамические характеристики реакций, рассчитанные для широкого диапазона температуры 298—1200° К при стандартном давлении, приводятся в табл. 43. Приращение свободной энергии реакций

Таблица 43

Свободные энергии (ΔZ^0_T) и энтальпии (ΔH^0_T) реакций ионизации, характеризующие щелочные (основные) свойства окислов и минералов в водных растворах

Реакции	ΔH^0_{298}, ккал	ΔZ^0_T, ккал		
		298°K	600°K	1200°K
$1/4\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/4\ SiO_2 + H^+$	—1,590	—1,400	—1,344	—0,808
$1/4\ Ti^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/4\ TiO_2 + H^+$	—0,667	—1,000	—1,525	—2,185
$1/3\ Al^{3+} + 1/2\ H_2O = 1/6\ Al_2O_3 + H^+$	3,465	2,638	1,679	0,610
$1/3\ Fe^{3+} + 1/2\ H_2O = 1/6\ Fe_2O_3 + H^+$	—1,777	—0,880	—0,200	0,307
$1/2\ Fe^{2+} + 1/2\ H_2O = 1/2\ FeO + H^+$	7,453	8,292	9,385	11,145
$1/2\ Mn^{2+} + 1/2\ H_2O = 1/2\ MnO + H^+$	9,223	11,438	13,460	17,104
$1/2\ Mg^{2+} + 1/2\ H_2O = 1/2\ MgO + H^+$	12,178	13,679	15,050	17,489
$1/2\ Ca^{2+} + 1/2\ H_2O = 1/2\ CaO + H^+$	17,853	21,192	24,385	30,302
$Na^+ + 1/2\ H_2O = 1/2\ Na_2O + H^+$	36,667	44,909	53,470	69,770
$K^+ + 1/2\ H_2O = 1/2\ K_2O + H^+$	45,801	56,391	67,240	90,169
$H^+ + 1/2\ H_2O = 1/2\ H_2O + H^+$	0	0	0	0
$1/3\ Cr^{3+} + 1/2\ H_2O = 1/6\ Cr_2O_3 + H^+$	1,491	1,364	1,000	0,408
$1/5\ P^{5+} + 1/2\ H_2O = 1/10\ P_2O_5 + H^+$	—4,622	—4,000	—3,553	—2,800
$1/5\ Al^{3+} + 1/10\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/10\ Al_2SiO_5 + H^+$	1,309	0,882	0,324	0,078
$1/4\ Fe^{3+} + 1/8\ Fe^{2+} + 1/2\ H_2O = 1/8\ Fe_3O_4 + H^+$	—0,105	0,755	1,512	2,101
$1/6\ Fe^{2+} + 1/6\ Ti^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/6\ FeTiO_3 + H^+$	1,243	1,364	1,469	1,845
$1/6\ Fe^{2+} + 1/6\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/6\ FeSiO_3 + H^+$	0,536	1,286	1,688	2,845
$1/4\ Fe^{2+} + 1/8\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/8\ Fe_2SiO_4 + H^+$	2,200	2,844	3,577	5,113

Реакции	ΔH^0_{298}, ккал	ΔZ^0_T, ккал		
		298°K	600°K	1200°K
$1/8\ Fe^{2+} + 1/4\ Al^{3+} + 1/2\ H_2O = 1/8\ FeAl_2O_4 + H^+$	3,452	3,112	2,762	2,542
$1/8\ Fe^{2+} + 1/4\ Cr^{3+} + 1/2\ H_2O = 1/8\ FeCr_2O_4 + H^+$	1,768	1,849	1,921	1,644
$1/6\ Mn^{2+} + 1/6\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/6\ MnSiO_3 + H^+$	1,028	1,875	2,574	4,160
$1/4\ Mn^{2+} + 1/8\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/8\ Mn_2SiO_4 + H^+$	2,346	3,526	4,558	6,674
$1/6\ Mg^{2+} + 1/6\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/6\ MgSiO_3 + H^+$	1,551	2,183	2,693	3,976
$1/4\ Mg^{2+} + 1/8\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/8\ Mg_2SiO_4 + H^+$	3,404	4,250	4,972	6,515
$1/8\ Mg^{2+} + 1/4\ Al^{3+} + 1/2\ H_2O = 1/8\ MgAl_2O_4 + H^+$	4,568	4,299	3,898	3,665
$1/6\ Ca^{2+} + 1/6\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/6\ CaSiO_3 + H^+$	1,358	2,586	3,679	6,025
$1/4\ Ca^{2+} + 1/8\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/8\ Ca_2SiO_4 + H^+$	4,358	6,062	7,632	10,734
$1/12\ Ca^{2+} + 1/12\ Mg^{2+} + 1/6\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/12\ CaMgSi_2O_6 + H^+$	0,904	1,874	2,729	4,628
$1/16\ Ca^{2+} + 1/8\ Al^{3+} + 1/8\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/16\ CaAl_2Si_2O_8 + H^+$	1,373	1,444	1,385	1,785
$3/16\ Ca^{2+} + 1/8\ P^{5+} + 1/2\ H_2O = 1/16\ Ca_3P_2O_8 + H^+$	—3,989	—3,200	—2,544	—1,447
$1/3\ Na^+ + 1/6\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/6\ Na_2SiO_3 + H^+$	1,471	4,304	7,042	12,758
$1/2\ Na^+ + 1/8\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/8\ Na_4SiO_4 + H^+$	6,189	10,370	14,472	22,719
$1/8\ Na^+ + 1/8\ Al^{3+} + 1/8\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/8\ NaAlSiO_4 + H^+$	1,403	2,041	2,603	4,310
$1/12\ Na^+ + 1/12\ Al^{3+} + 1/6\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/12\ NaAlSi_2O_6 + H^+$	—0,027	0,652	1,253	3,019
$1/16\ Na^+ + 1/16\ Al^{3+} + 3/16\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/16\ NaAlSi_3O_8 + H^+$	—0,230	0,087	0,305	1,277
$1/3\ K^+ + 1/6\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/6\ K_2SiO_3 + H^+$	2,882	6,459	9,947	17,152
$1/2\ K^+ + 1/8\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/8\ K_4SiO_4 + H^+$	11,168	15,114	18,975	26,740
$1/8\ K^+ + 1/8\ Al^{3+} + 1/8\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/8\ KAlSiO_4 + H^+$	0,895	1,831	2,646	4,786
$1/12\ K^+ + 1/12\ Al^{3+} + 1/6\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/12\ KAlSi_2O_6 + H^+$	0,061	0,690	1,196	2,757
$1/16\ K^+ + 1/16\ Al^{3+} + 3/16\ Si^{4+} + 1/2\ H_2O = 1/16\ KAlSi_3O_8 + H^+$	—0,669	—0,206	0,168	1,603

ΔZ_T^O прямо коррелируется со щелочными (основными) свойствами соответствующих соединений, что для температуры 600 и 1200°К характеризуется графиками на рис. 159. Обратная величина — относительный химический потенциал иона водорода (при единичной активности катионов и стандартном давлении водного пара) $\mu_{H^+}^{H_2O} = -\Delta Z_T^O$ — является прямым показателем кислотности соединений.

По величине $\Delta Z_T^O = -\mu_{H^+}^{H_2O}$ (табл. 43) выделяются кислотные (ацидофильные) металлы с отрицательными или близкими к нулю ΔZ_{029}^8 соответствующих реакций (углерод, бор, кремний, цирконий, титан) и металлы с амфотерными свойствами, для которых определяются небольшие положительные величины ΔZ_{298}^0 соответствующих реакций (хром, алюминий и др.). Сильное химическое сродство к кислороду препятствует положительной ионизации кислотных и амфотерных металлов, образующих или кислородные соединения или отрицательно заряженные кислотные комплексы с кислородом (кремнекислородные и алюмокремнекислородные тетраэдры и их группировки). Этим они отличаются от металлов с более основными и щелочными свойствами, для которых в условиях петрогенезиса возможны простые катионные формы в расплавах и растворах. Это различие металлов необходимо учесть в первую очередь, чтобы правильно отразить особенности кислотно-основного взаимодействия компонентов при образовании минералов, слагающих горные породы.

Со времен известных петрохимических исследований Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1925—1930) развитие магматизма рассматривается в плане кислотно-основного взаимодействия простых катионов щелочных и основных металлов с силикатными и алюмосиликатными анионами, отвечающими составу будущих минералов — оливинов, пироксенов, полевых шпатов, фельдшпатоидов и т. д. Ионная природа силикатных расплавов, с которой связывается их электропроводность, возрастающая с температурой, обусловлена высокой ионизирующей силой кремниевых и алюмокремниевых кислот, обладающих высокой диэлектрической постоянной. Образование минералов при кристаллизации расплавов представляется в виде реакций нейтрализации (кислотно-щелочного взаимодействия): $K^+ + AlSi_3O_8^- = KAlSi_3O_8$ и др. Эффективность этого взаимодействия обусловлена не только соотношением кислотно-щелочных свойств реагирующих кислоты и основания, но и прочностью связей между атомами во вновь образованном соединении, обусловленной взаимным химическим сродством катиона и аниона. Чем сильнее это сродство, тем в большей мере в результате реакции должна проявляться нейтрализация с подавлением «избыточных» щелочных или кислотных свойств исходных веществ. Этот эффект нейтрализации виден при сопоставлении щелочных характеристик окислов и более сложных соединений (силикатов, алюмосиликатов, фосфатов, титанатов). «Размах» щелочности (основности) сложных соединений (и в частности нормативных минералов) невелик по сравнению с очень широким диапазоном щелочности простых окислов.

В полученную систему кислотно-щелочных характеристик минералов можно ввести породы путем специальных расчетов на основе нормативных минеральных составов. Нормативные составы вычисляются с использованием теоретических формул минералов (миналов), имеющих характеристики щелочности в табл. 44 с максимальным приближением к реальному минеральному составу горных пород. При этом водные минералы заменяются продуктами их дегидратации. Сумма полу-

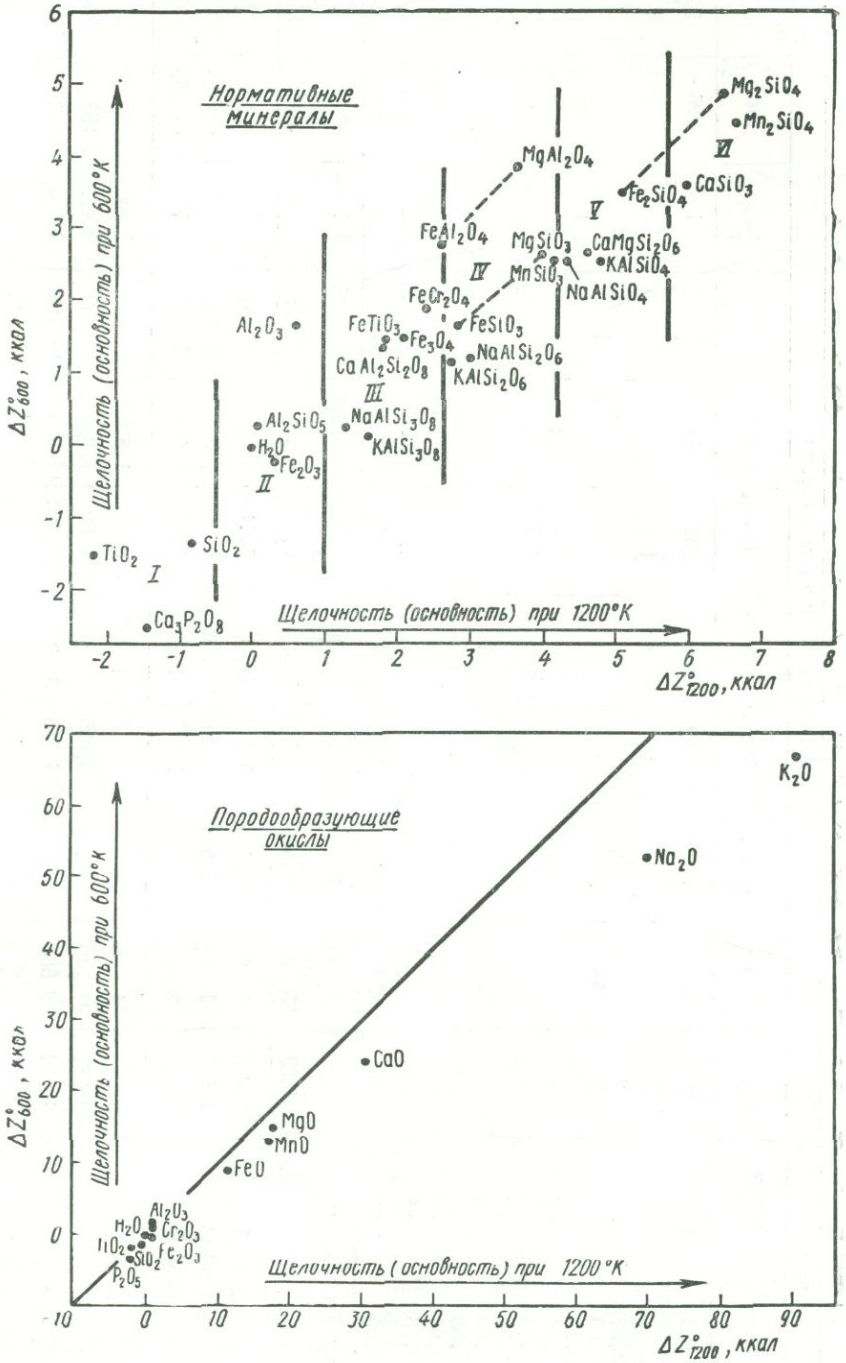


Рис. 159. Диаграммы сопоставления окислов и нормативных минералов по термодинамическим показателям их щелочных (основных) свойств при температурах 600 и 1200°К.
Римские цифры — группы основности минералов, пунктиром намечены изоморфные ряды железомагнезиальных минералов

Таблица 44

Пример расчета термодинамических показателей щелочности (основности) горной породы (андезита) по нормативному минеральному составу (в мол. %)

Окислы	Содержание		Нормативный минеральный состав										Сумма по горизонтальным рядам
	вес. %	молекулярные количества	Fe_3O_4	$FeSiO_3$	$MgSiO_3$	$NaAlSi_3O_8$	$KAlSi_3O_8$	$CaAl_2Si_2O_8$	$CaMgSi_2O_6$	$FeTiO_3$	$MnSiO_3$	SiO_2	
SiO_2	55,53	924		58	64	252	24	234	66		1	225	924
TiO_2	0,92	11								11			11
Al_2O_3	16,61	163				42	4	117					163
Fe_2O_3	3,62	23	23										23
FeO	6,60	92	23	58						11			92
MnO	0,13	1									1		1
MgO	3,89	97			64				33				97
CaO	8,40	150						117	33				150
Na_2O	2,55	42				42							42
K_2O	0,40	4					4						4
H_2O^-	0,58	—											
H_2O^+	0,64	—											
P_2O_5	0,13	—											
Сумма	100,00	1507	23	58	64	84	8	117	33	11	1	225	624
Мол. % нормативных минералов			3,686	9,295	10,256	13,462	1,282	18,750	5,288	1,763	0,160	36,058	100
Протонный эквивалент минерала			1/8	1/6	1/6	1/16	1/16	1/16	1/12	1/6	1/6	1/4	—
Число протонных эквивалентов (n)			29,488	55,770	61,536	215,392	20,512	300,000	63,456	10,578	0,960	144,232	901,924
ΔZ^0_{298} минерала по табл. 43			0,755	1,286	2,183	0,087	—0,206	1,444	1,874	1,364	1,875	—1,400	9,262
ΔZ^0_{600} минерала по табл. 43			1,512	1,688	2,693	0,305	0,168	1,385	2,729	1,469	2,574	—1,344	13,179
ΔZ^0_{1200} минерала по табл. 43			2,101	2,845	3,976	1,277	1,603	1,785	4,628	1,845	4,160	—0,808	23,412
Произведение $\Delta Z^0_{298} \cdot n$			22,263	71,720	134,333	18,739	—4,225	433,200	118,916	14,428	1,800	—201,925	609,249
Произведение $\Delta Z^0_{600} \cdot n$			44,586	94,140	165,716	65,695	3,446	415,500	173,171	15,539	2,471	—193,848	786,416
Произведение $\Delta Z^0_{1200} \cdot n$			61,954	158,666	244,667	275,056	32,881	535,500	293,674	19,516	3,994	—116,539	1509,369

Показатели общей основности: $\Delta Z^0_{298} = \frac{\Sigma (n \cdot \Delta Z^0_{298})}{\Sigma n} = 0{,}675$ ккал, $\Delta Z^0_{600} = 0{,}872$ ккал, $\Delta Z^0_{1200} = 1{,}673$ ккал.

ченных нормативных минералов приводится к эквивалентам суммарного мольного количества, которые должны соответствовать стандартным реакциям, рассчитанным на один протон:

(ионы всех металлов) $+ 1/2H_2O =$ (эквивалент нормативных минералов) $+ H^+$, $\Delta Z_T^O = -\mu_{H^+}^{H_2O}$.

Протонные эквиваленты нормативных минералов горных пород можно выразить в виде стандартных формул. Формулы рассчитываются на половину атома кислорода: 0,01 (металлы) O_{50}. Они аналогичны формулам петрохимического пересчета по методу Т. Барта. Но количество вещества в данном случае не произвольно, а соответствует реакциям

$$(\text{ионы}) + 1/2H_2O = 0{,}01\ [(\text{металлы})O_{50}] + H^+, \quad \Delta Z_T^O = -\mu_{H^+}^{H_2O}.$$

Показатели щелочности, определяемые такими реакциями, отвечают равновесиям нормативных минералов с гипотетическими водными растворами, в которых единичную активность имеют ионы всех металлов, входящих в состав горных пород. Они аналогичны величинам ΔZ_T^0 в табл. 43, которые характеризуют кислотно-щелочные свойства простых окислов металлов и минералов. Петрохимические вычисления показателей щелочности горных пород могут вестись различными путями, один из которых представлен в табл. 44.

В этой таблице весовые проценты компонентов (исключая H_2O, который не принимается в расчет) перечисляются на молекулярные, затем рассчитываются количества нормативных (теоретических) составов минералов (в соответствии с табл. 43). Полученные количества нормативных минералов делятся на соответствующие им эквиваленты (для величин ΔZ_T^O в соответствии с табл. 43), и полученные числа эквивалентов перемножаются на показатели щелочности минералов (ΔZ_T^O из табл. 43). Произведения суммируются совместно с числами эквивалентов мольных количеств минералов, затем путем деления определяются показатели щелочности (основности) для различной температуры.

Этот метод (Маракушев, 1973) представляет дальнейшее развитие метода петрохимических расчетов нормативных минеральных составов горных пород, получившего широкое распространение в петрохимических исследованиях. Но сам по себе расчет нормативного минерального состава горных пород довольно трудоемок, и ниже излагается более простой способ непосредственного расчета показателей основности горных пород (без вычисления нормативного минерального состава), который приводит к близким результатам. Этот способ основывается на расчете показателей основности простых окислов металлов, находящихся в составе ортосиликатов, метасиликатов и алюмосиликатов, в различной степени насыщенных кремнеземом (нефелин, полевые шпаты и т. д.). Эти характеристики окислов получаются из показателей щелочности (основности) окислов и минералов (см. табл. 43) при суммировании их (после приведения в соответствие мольных количеств) со свободными энергиями реакций образования минералов из окислов, которыми выражаются отмеченные выше эффекты нейтрализации окислов при образовании из них более сложных соединений. Рассмотрим это на конкретном примере:

$$\begin{array}{l} Ca^{2+} + H_2O = CaO + 2H^+, \quad \Delta Z'_{298} = 42{,}384 \text{ ккал} \\ + \\ CaO + SiO_2 = CaSiO_3, \qquad \Delta Z''_{298} = -21{,}265 \text{ ккал} \\ \hline Ca^{2+} + SiO_2 + H_2O = CaSiO_3 + 2H^+, \\ \Delta Z^0_{298} = \Delta Z'_{298} + \Delta Z''_{298} = 21{,}119 \text{ ккал}. \end{array}$$

«Энергия нейтрализации» $\Delta Z''_{298} = -21{,}265$ ккал распределяется между окислами CaO и SiO_2, но оценить это распределение невозможно. Поэтому ниже она условно полностью относится к более основному окислу (в данном случае к CaO, показатель основности которого принимается равным $\Delta Z^0_{298} = 21{,}119$ ккал), тогда как для кислотного окисла (в данном примере SiO_2) показатель основности принимается по табл. 43, $\Delta Z^0_{298} = -(1{,}4 \cdot 4) = -5{,}6$ ккал, без учета взаимодействия его с более основным окислом. По этим величинам, расчет которых для широкого диапазона температуры приводится в табл. 45, вычисляются показатели основности как нормативных минералов по теоретическим формулам, так и модальных минералов и горных пород по их химическим анализам. В рассматриваемом примере показатель основности волластонита ($\Delta Z^0_{298} = 2{,}586$ ккал, табл. 43) рассчитывается исходя из показателей основности CaO и SiO_2 (табл. 45), которые перемножаются на коэффициенты при Ca и Si эквивалентной формулы волластонита $Ca_{1/6}\,Si_{1/6}\,O_{1/2}$, и полученные произведения суммируются:

$$\Delta Z^0_{298} = \frac{21{,}119}{6} + \frac{-5{,}600}{6} = 3{,}519 - 0{,}933 = 2{,}586 \text{ ккал}.$$

Для вычисления показателей основности модальных минералов или горных пород результаты их химических анализов (в вес.%) пересчитываются *на молекулярные или атомные количества*, рассчитываются числа атомов, приходящиеся на половину атома кислорода, эти числа *перемножаются на величины* ΔZ^0_T (табл. 45) и произведения суммируются. При этом в табл. 45 выбираются величины ΔZ^0_T, относящиеся к метасиликатам и полевым шпатам; величины, рассчитанные с использованием ортосиликатов и алюмосиликатов, недосыщенных кремнеземом (нефелина, калисилита, лейцита и др.), используются только в приложении к породам, содержащим фельдшпатоиды и оливин (с учетом их количества относительно полевых шпатов и пироксенов).

Для примера рассчитаем этим методом показатели основности андезита (исландита), анализ которого в табл. 44 пересчитывался на нормативный минеральный состав (по нему вычислялись величины ΔZ^0_{298}, ΔZ^0_{600}, ΔZ^0_{1200}). По анализу рассчитывается следующая нормативная формула породы:

$$0{,}01\,[K_{0,142}\,Na_{1,493}\,Ca_{2,665}\,Mg_{1,724}\,Mn_{0,018}\,Fe^{2+}_{1,635}\,Fe^{3+}_{0,817}\,Ti_{0,195} \times$$
$$\times\, Al_{5,792}\,Si_{16,4185}]\,O_{50}.$$

Коэффициенты атомов металлов в этой формуле (K=0,142, Na=1,493, Ca=2,665 и т. д.) множатся на соответствующие величины ΔZ_T в табл. 45 и сумма произведений делится на 100. В результате определяются показатели основности породы: $\Delta Z^0_{298} = 0{,}748$ ккал, $\Delta Z^0_{600} = 0{,}980$ ккал, $\Delta Z^0_{1200} = 1{,}864$ ккал. Они близки к цифрам, полученным через нормативный минеральный состав, хотя точного совпадения быть не должно, так как метод вычисления нормативного состава допускает

Таблица 45

Показатели основности окислов металлов, находящихся в составе нормативных минералов (силикатов, алюмосиликатов и др.) в расчете на один атом металла

Металл	Реакции	ΔH^0_{298}, ккал	ΔZ^0_T, ккал		
			298	600	1200°K
Si^{4+}	$Si^{4+} + 2H_2O = SiO_2 + 4H^+$	—6,360	—5,600	—5,376	—3,232
Ti^{4+}	$Ti^{4+} + 2H_2O = TiO_2 + 4H^+$	—2,668	—4,000	—6,100	—8,740
Al^{3+}	$Al^{3+} + 1/2\,SiO_2 + 3/2\,H_2O = 1/2\,Al_2SiO_5 + 3H^+$	9,723	7,209	4,308	1,227
Fe^{3+}	$Fe^{3+} + 3/2\,H_2O = 1/2\,Fe_2O_3 + 3H^+$	—5,331	—2,640	—0,600	0,921
Fe^{2+}	$Fe^{2+} + TiO_2 + H_2O = FeTiO_3 + 2H^+$	10,126	12,180	14,916	19,810
	$Fe^{2+} + Al_2O_3 + H_2O = FeAl_2O_4 + 2H^+$	6,826	9,068	12,022	16,672
	$Fe^{2+} + Cr_2O_3 + H_2O = FeCr_2O_4 + 2H^+$	5,206	6,608	9,364	15,970
	$Fe^{2+} + Fe_2O_3 + H_2O = Fe_3O_4 + 2H^+$	9,826	11,320	13,292	14,964
	$Fe^{2+} + 1/2\,SiO_2 + H_2O = 1/2\,Fe_2SiO_4 + 2H^+$	11,980	14,176	16,996	22,066
	$Fe^{2+} + SiO_2 + H_2O = FeSiO_3 + 2H^+$	9,576	13,314	15,500	20,300
Mn^{2+}	$Mn^{2+} + 1/2\,SiO_2 + H_2O = 1/2\,Mn_2SiO_4 + 2H^+$	12,560	16,905	29,920	28,314
	$Mn^{2+} + SiO_2 + H_2O = MnSiO_3 + 2H^+$	12,526	16,852	20,818	28,192
Mg^{2+}	$Mg^{2+} + Al_2O_3 + H_2O = MgAl_2O_4 + 2H^+$	15,756	18,568	21,112	25,664
	$Mg^{2+} + 1/2\,SiO_2 + H_2O = 1/2\,Mg_2SiO_4 + 2H^+$	16,796	19,800	22,576	27,676
	$Mg^{2+} + SiO_2 + H_2O = MgSiO_3 + 2H^+$	15,666	18,698	21,532	27,088

Продолжение табл. 45

Металл	Реакции	ΔH^0_{298}, ккал	ΔZ^0_T, ккал		
			298	600	1200°K
Ca^{2+}	$Ca^{2+} + 1/3\,P_2O_5 + H_2O = 1/3\,Ca_3P_2O_8 + 2\,H^+$	—5,870	—3,736	—1,726	1,616
	$Ca^{2+} + 1/2\,SiO_2 + H_2O = 1/2\,Ca_2SiO_4 + 2\,H^+$	20,612	27,048	33,216	44,552
	$Ca^{2+} + SiO_2 + H_2O = CaSiO_3 + 2\,H^+$	14,506	21,120	27,448	39,382
	$Ca^{2+} + Al_2SiO_5 + SiO_2 + H_2O = CaAl_2Si_2O_8 + 2\,H^+$	15,236	19,890	24,300	32,564
K^+	$K^+ + 1/4\,SiO_2 + 1/2\,H_2O = 1/4\,K_4SiO_4 + H^+$	23,926	31,628	39,293	54,288
	$K^+ + 1/2\,SiO_2 + 1/2\,H_2O = 1/2\,K_2SiO_3 + H^+$	11,826	22,176	32,529	53,073
	$K^+ + 1/2\,SiO_2 + 1/2\,Al_2SiO_5 + 1/2\,H_2O = KAlSiO_4 + H^+$	3,795	13,038	22,236	40,292
	$K^+ + 3/2\,SiO_2 + 1/2\,Al_2SiO_5 + 1/2\,H_2O = KAlSi_2O_6 + H^+$	3,721	12,272	20,787	38,321
	$K^+ + 5/2\,SiO_2 + 1/2\,Al_2SiO_5 + 1/2\,H_2O = KAlSi_3O_8 + H^+$	—1,357	6,297	14,533	34,111
Na^+	$Na^+ + 1/4\,SiO_2 + 1/2\,H_2O = 1/4\,Na_4SiO_4 + H^+$	13,967	22,139	30,287	46,246
	$Na^+ + 1/2\,SiO_2 + 1/2\,H_2O = 1/2\,Na_2SiO_3 + H^+$	7,592	15,713	23,813	39,888
	$Na^+ + 1/2\,SiO_2 + 1/2\,Al_2SiO_5 + 1/2\,H_2O = NaAlSiO_4 + H^+$	7,858	14,716	21,893	36,491
	$Na^+ + 3/2\,SiO_2 + 1/2\,Al_2SiO_5 + 1/2\,H_2O = NaAlSi_2O_6 + H^+$	2,666	11,820	21,489	41,464
	$Na^+ + 5/2\,SiO_2 + 1/2\,Al_2SiO_5 + 1/2\,H_2O = NaAlSi_3O_8 + H^+$	5,674	10,985	16,693	28,895
Cr^{3+}	$Cr^{3+} + 3/2\,H_2O = 1/2\,Cr_2O_3 + 3\,H^+$	4,473	4,092	3,000	1,223
P^{5+}	$P^{5+} + 5/2\,H_2O = 1/2\,P_2O_5 + 5\,H^+$	—23,110	—20,000	—17,765	—14,000

Таблица 46

Эквивалентные формулы* горных пород и показатели их общей основности (ΔZ_T^0)

Порода	Формульные коэффициенты										ΔZ_T^0, ккал		
	K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Ti	Al	Si	298	600	1200°K
1. Дунит	0,038	0,075	0,244	21,404	0,038	1,456	0,638	0,018	0,338	12,655	3,831	4,523	6,007
2. Гарцбургит	0,038	0,192	0,442	19,977	0,058	1,652	0,615	0,019	0,499	13,023	3,642	4,317	5,781
3. Кимберлит	0,556	0,214	2,201	16,624	—	0,919	1,624	0,427	1,197	12,393	3,454	4,160	5,678
4. Меймечит	0,042	0,208	2,222	16,383	—	1,765	1,786	0,374	1,080	12,230	3,462	4,147	5,608
5. Меймечит	0,163	0,326	1,445	17,020	0,020	1,568	1,832	0,326	0,896	12,480	3,360	4,038	5,487
6. Амфиболовый перидотит	0,155	0,387	1,530	14,839	0,019	2,112	1,126	0,174	1,898	13,193	3,093	3,696	5,056
7. Гортонолитовый дунит	—	0,129	0,922	11,702	0,129	10,63	0,772	—	0,643	12,216	3,456	4,176	5,699
8. Базальт*	0,145	1,636	3,025	3,436	0,018	1,927	0,764	0,527	5,310	15,273	1,216	1,537	2,573
9. Гиперстеновый базальт	0,218	1,523	2,757	4,588	0,018	1,922	0,544	0,472	4,860	15,397	1,335	1,682	2,764
10. Базальт	0,146	1,243	3,162	4,569	0,018	2,321	0,621	0,694	4,166	15,333	1,377	1,753	2,869
11. Пикритовый базальт	0,148	0,889	2,148	10,852	0,019	1,907	1,370	0,426	2,185	14,185	2,157	2,693	4,029
12. Пикритовый базальт	0,153	0,998	4,144	7,080	0,019	2,590	0,998	0,576	3,952	13,507	2,145	2,659	3,992
13. Оливиновый базальт	0,442	2,135	3,386	2,834	0,018	2,282	0,589	0,810	5,521	14,704	1,341	1,712	2,851
14. Пикрит	0,156	0,742	2,794	9,652	0,078	2,423	1,290	0,195	3,595	13,443	2,286	2,796	4,101
15. Пироксенит (горнблендит)	0,262	0,859	3,830	6,353	0,075	1,943	0,710	0,262	5,007	14,070	1,923	2,356	3,573
16. Спессартит	0,835	1,562	2,416	2,615	0,054	1,453	0,690	0,327	6,030	15,837	0,942	1,229	2,246
17. Оливиновое габбро	0,336	1,156	3,860	3,860	0,037	1,977	0,783	0,298	6,341	14,118	1,588	1,938	3,028
18. Безоливиновое габбро	0,330	1,431	3,668	3,045	0,055	1,596	0,770	0,238	6,053	15,022	1,309	1,642	2,710
19. Базальт	0,557	1,635	2,917	2,713	0,056	1,579	1,115	0,372	5,983	15,124	1,098	1,410	2,445

Продолжение табл. 46

Порода	Формульные коэффициенты										ΔZ^0_T, ккал		
	K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Ti	Al	Si	298	600	1200°K
20. Нефелин-мелилитовый базальт	0,401	3,089	4,954	6,017	0,020	2,086	1,524	0,602	4,733	12,294	2,926	3,625	5,249
21. Нефелиновый базанит	0,382	1,832	3,817	6,431	0,019	2,385	0,802	0,687	4,275	13,623	2,463	3,020	4,394
22. Нефелинит	1,062	4,090	3,539	1,809	0,060	1,809	1,888	0,334	6,488	13,488	1,972	2,558	4,046
23. Муджиерит	0,798	3,266	2,177	1,433	0,018	1,869	0,617	0,689	5,806	15,729	0,882	1,219	2,354
24. Андезит (исландит)	0,142	1,493	2,665	1,724	0,018	1,635	0,817	0,195	5,792	16,4185	0,748	0,980	1,864
25. Андезит	0,493	1,760	2,253	1,654	0,052	1,109	0,810	0,194	6,265	16,403	0,670	0,894	1,789
26. Андезит	0,387	1,409	2,518	1,920	0,017	1,374	0,599	0,229	5,847	16,573	0,724	0,956	1,856
27. Дацит	0,984	2,206	1,052	0,594	—	0,441	0,509	0,136	5,431	18,568	0,029	0,220	1,097
28. Диорит	0,605	2,098	2,240	1,583	0,036	1,209	0,640	0,160	6,010	16,643	0,683	0,939	1,907
29. Ийолит	0,921	5,948	3,588	1,516	0,058	1,285	0,921	0,384	7,099	13,661	2,165	2,814	4,480
30. Тералит	1,497	3,147	3,243	2,859	0,058	1,074	1,497	0,480	5,411	14,563	1,779	2,351	3,808
31. Эгириновый гранит	1,498	2,429	0,150	0,116	—	0,300	0,532	0,017	4,027	20,300	—0,407	—0,187	0,762
32. Эгириновый гранит	1,798	2,031	0,266	0,166	0,050	0,350	0,399	0,083	4,028	20,223	—0,377	—0,148	0,827
33. Рапакиви	1,912	1,844	0,768	0,171	0,017	0,836	0,341	0,154	4,712	19,222	—0,121	0,124	1,135
34. Гранит	1,515	1,886	0,657	0,505	0,051	0,404	0,404	0,084	4,747	19,394	—0,160	0,051	0,981
35. Аляскит	1,445	1,904	0,345	0,164	0,016	0,164	0,164	0,033	4,432	20,338	—0,397	0,219	0,657
36. Липарит (риолит)	1,493	1,824	0,365	0,182	0,017	0,199	0,299	0,050	4,545	20,156	—0,376	—0,198	0,677
37. Трахит	1,866	4,717	0,282	0,176	0,070	0,634	0,387	0,088	6,019	17,881	0,243	0,576	1,798
38. Лейцитофир	2,463	4,328	1,903	0,840	0,056	0,933	0,746	0,168	6,940	15,504	1,386	1,938	3,450
39. Нефелиновый сиенит (миаскит)	2,032	4,987	0,702	0,314	0,111	0,406	0,259	0,240	8,090	15,977	0,999	1,413	2,723
40. Нефелиновый сиенит	2,021	4,681	0,638	0,230	0,053	0,567	0,496	0,106	7,553	16,418	0,868	1,279	2,568

* Образец формулы для базальта: $0{,}01\,(K_{0,145}Na_{1,636}Ca_{3,025}Mg_{3,436}Mn_{0,018}Fe^{2+}_{1,927}Fe^{3+}_{0,764}Ti_{0,527}Al_{5,310}Si_{15,273}O_{50})$.

различные варианты распределения компонентов между минералами. Таким образом, введение величин ΔZ_T^0 (табл. 45) раскрывает возможности сравнительно простого расчета термодинамических показателей общей основности породообразующих минералов и горных пород, которая является одной из важнейших их петрологических характеристик. Результаты вычисления эквивалентных формул, показателей общей основности (ΔZ_T^0) главных типов изверженных горных пород сведены в табл. 46 и на петрохимическую диаграмму рис. 160. На петрохимиче-

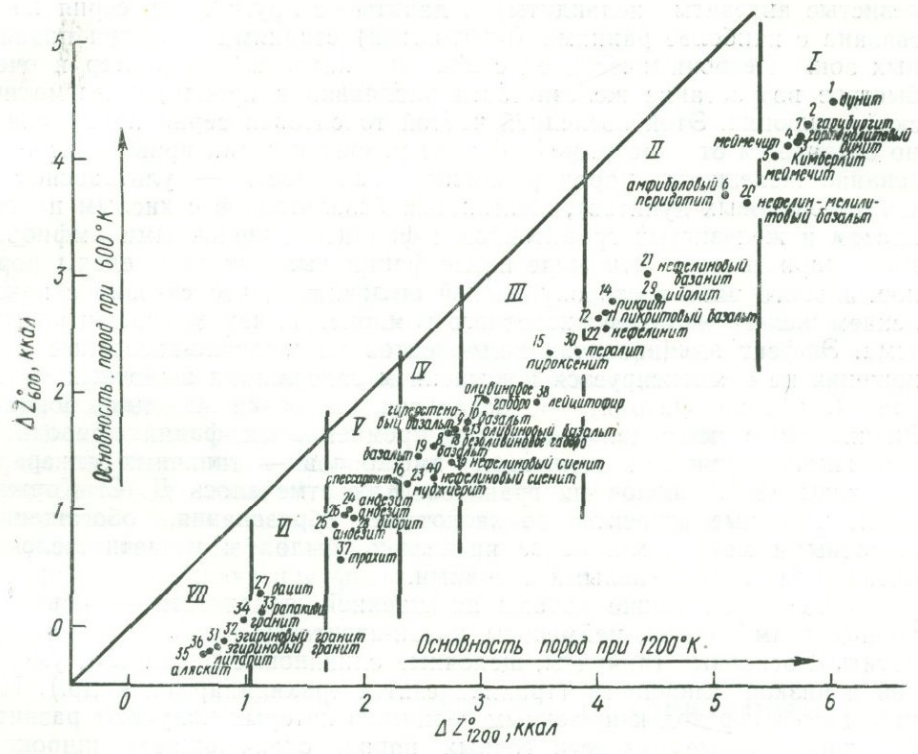


Рис. 160. Показатели основности главных типов изверженных горных пород — ультраосновных (I—II), основных (III—IV), средних (V) и кислых (VI—VII). Цифры — номера пород на рисунке, соответствуют номерам пород в табл. 46

ской диаграмме вертикальными линиями намечены группы горных пород. Этими границами на рис. 160 породы подразделяются на ультраосновные (I, II), основные (III, IV), средней основности (V, VI) и низкой основности (VII). Среди изверженных горных пород преобладают породы нормального щелочноземельного ряда, включающего в себя дуниты и гарцбургиты (группа I) — базальты — андезиты и дациты — граниты и липариты (VII). Этот ряд характеризуется значительным понижением общей основности от ультраосновных пород до кислых. Он охватывает по крайней мере две генетически различные серии — андезитовую и толеитовую. В андезитовой серии преобладают андезитобазальты и андезиты в ряду эффузивных пород и граниты в ряду глубинных интрузивных пород. Более ограниченно в ней развиты базальты и ультраосновные породы (пироксениты, верлиты, платиноносные дуниты и др.). Породы андезитовой серии обычно генетически связаны с формированием геоантиклинальных поднятий и орогенезом, в результате ко-

торых развивается складчатая земная кора континентального типа. Эволюция магматизма в андезитовой серии петрохимически характеризуется возрастанием кремнекислотности пород (андезиты→липариты, граниты) с повышением в них содержания щелочных металлов (с возрастанием отношения $K_2O : Na_2O$) и умеренным увеличением железистости.

В толеитовую серию, в которой преобладают толеитовые базальты, многие авторы включают ультраосновные породы — хромитоносные дуниты и гарцбургиты, с одной стороны, и более кислые породы — железистые андезиты (исландиты) и дациты—с другой. Эта серия пород связана с наиболее ранними (рифтовыми) стадиями развития подвижных зон. Петрохимически ей свойствен натровый характер и очень быстрое возрастание железистости расплавов в процессах магматической эволюции. Этой последней чертой толеитовая серия принципиально отличается от андезитовой. В ходе развития серии происходит образование железистых пород различной основности — ультраосновных (гортонолитовых дунитов), железистых базальтоидов с кислым плагиоклазом и железистых гранитоидов с фаялитом, щелочными амфиболами и пироксенами. Эти железистые фации выходят за пределы пород нормального ряда в сторону низкой щелочности, что связано с накоплением железа — более кислотного компонента, чем магний, и кремнезема. Эффект влияния этих компонентов на щелочно-кислотные соотношения не компенсируется повышением содержания щелочных металлов (особенно натрия) в базальтах и более кислых породах. Значительное обогащение натрием кремнекислых фаций приводит к появлению эгирина и щелочных амфиболов — типичных минералов так называемых щелочных гранитов. Как отмечалось Д. С. Коржинским, подобные относительно кислотные образования, обогащенные щелочными металлами, более правильно было бы назвать щелочно-метальными кремнекислыми породами.

Выделяются также породы повышенной щелочности — ультраосновные (кимберлиты, меймечиты, титан-авгитовые пироксениты и перидотиты), основные (пикриты, щелочные оливиновые базальты), умеренной и низкой основности (трахиандезиты, трахилипариты и др.). Ими намечается переход к щелочным сериям, в которых получают развитие фельдшпатоидные разности горных пород, отличающиеся широкими вариациями общей основности ΔZ^0_{298}, по отношению которой на диаграмме рис. 160 различаются группы — нефелиновых пикритов и базальтов, тералитов и ийолитов, нефелиновых сиенитов и лейцитофиров. Щелочные серии пород завершают развитие тектоно-магматических циклов.

В заключение отметим, что диаграмма рис. 160, построенная на общих показателях основности горных пород, хорошо отражает конкретные особенности их минерального и химического состава и генетические соотношения, прослеживающиеся в изверженных сериях. Эволюция магматизма направлена преимущественно в сторону понижения основности пород.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Физические свойства горных пород в значительной мере обусловливаются их минеральным составом и структурно-текстурными особенностями, и, следовательно, они существенным образом зависят от условий образования горных пород и их последующей истории (метаморфизма, диагенеза, выветрелости и т. п.).

Без знания физических констант горных пород не могут быть решены многие важные научные и прикладные задачи, стоящие перед петрологией, тектоникой, инженерной геологией, геофизикой и наукой о полезных ископаемых. В настоящее время оформляется новая ветвь петрологической науки — петрофизика, в число главнейших задач которой входит изучение физических свойств горных пород и породообразующих минералов. Петрофизика имеет тесную связь с физикой минералов.

ПЛОТНОСТЬ, УДЕЛЬНЫЙ ВЕС И ПОРИСТОСТЬ

Плотность горных пород является одним из наиболее изученных физических параметров, который наилучшим способом отражает их вещественный состав.

В отличие от удельного веса, представляющего, как правило, вес единицы объема только твердой кристаллической части породы, плотностью горной породы (σ) обычно называют отношение массы (m) твердой, жидкой и газообразной фаз, из которых состоит порода, к объему (V), занимаемому этими фазами, т. е. $\sigma = \frac{m}{V}$. Плотность выражается обычно в г/см^3. В общем случае она меньше удельного веса горной породы за счет ее пористости.

Определение плотности образцов горных пород производится методом гидростатического взвешивания, при котором образцы обычно парафинируются.

Как плотность, так и удельный вес горных пород определяются в основном аналогичными свойствами породообразующих минералов, главнейшие из которых (полевые шпаты, кварц, пироксены, оливины, амфиболы, слюды) имеют средние значения удельного веса от 2,5 до 4,4 г/см^3 (табл. 47). Наиболее высокие значения удельного веса

Таблица 47

Молярные объемы и удельный вес породообразующих минералов магматических горных пород (по Р. А. Роби и Ф. М. Бетке, 1969)

Минерал	Молекулярный (формульный) вес, г	Молярный объем, см³	Удельный вес (минералогическая плотность), г/см³
Форстерит	140,73	43,79±0,03	3,214
Фаялит	203,79	46,39±0,08	4,393
Энстатит	100,41	31,40±0,07	3,198
Клиноэнстатит	100,41	31,47±0,07	3,190
Диопсид	216,58	66,10±0,10	3,277
Геденбергит	248,11	65,97±0,30	3,550
Жадеит	202,151	60,98±0,40	3,315
Mg-рибекит	841,376	273,60±0,80	3,075
Анортит	278,22	100,73±0,15	2,762
Альбит	262,241	100,21±0,19	2,617
Ортоклаз	278,35	109,11±0,30	2,551
Микроклин	278,35	108,69±0,20	2,561
Санидин	278,35	108,98±0,20	2,554
Нефелин	142,061	54,17±0,15	2,623
Лейцит	218,26	88,01±0,15	2,480
α-кварц	60,09	22,69±0,005	2,648
β-кварц	60,09	23,72±0,01	2,533
Мусковит	398,326	140,55±0,50	2,834
Аннит	511,916	154,32±1,00	3,317
Циркон	183,31	39,27±0,08	4,668
Сфен	196,07	55,00±0,30	3,520
Ксенотим	183,895	42,70±0,07	4,307
Цоизит	454,387	136,50±0,30	3,328
Клиноцоизит	457,387	136,20±0,30	3,336
Рутил	79,90	18,80±0,02	4,250
Касситерит	150,70	21,55±0,02	6,992
Шпинель	142,28	39,72±0,03	3,582
Корунд	101,98	25,57±0,01	3,988
Алмаз	12,011	3,4167±0,0005	3,511
Кальцит	100,091	36,94±0,02	2,712
Магнетит	231,55	44,50±0,03	5,206
Гематит	159,70	30,28±0,02	5,274
Ильменит	151,75	31,71±0,05	4,786
Пирит	120,082	23,942±0,04	5,016
Золото	197,00	10,216±0,005	19,283
Платина	195,09	9,092±0,005	21,457
Серебро	107,880	10,274±0,005	10,500
Железо	55,85	7,093±0,004	7,874
Медь	63,54	7,114±0,004	8,932

(>4,4 г/см³) имеют рудные и акцессорные минералы: платиноиды (15—21), самородное золото (15—19), серебро (10—11), касситерит (7,0), монацит (5,3), магнетит (5,2), циркон (4,7), ксенотим (4,5) и т. д.

У магнезиально-железистых силикатов и алюмосиликатов (оливины, пироксены, амфиболы, биотит) удельный вес возрастает при переходе к более железистым разностям (рис. 161), у плагиоклазов он растет с увеличением анортитовой составляющей (от 2,6 г/см³ у альбита до 2,76 г/см³ у анортита). В калиевых полевых шпатах при изоморфном замещении калия натрием также происходит некоторое увеличение их удельного веса.

Увеличение давления приводит к образованию минералов с большим удельным весом. Повышение температуры, наоборот, приводит к образованию силикатов с меньшим удельным весом, так как в проти-

воположность давлению температура способствует понижению координационного числа катионов и дегидратации минералов.

Из интрузивных магматических пород наиболее низкой плотностью обладают граниты (2,58 г/см³). По мере увеличения основности интрузивных горных пород возрастает и их плотность (гранодиориты — 2,7, кварцевые диориты — 2,75, диориты — 2,81, габбро — 2,95, пироксениты — 3,20, перидотиты — 3,27).

Плотность сиенитов и нефелиновых сиенитов несколько выше плотности гранитов. У сиенитов она равна 2,62 г/см³, у нефелиновых сиенитов — 2,66 г/см³ (табл. 48).

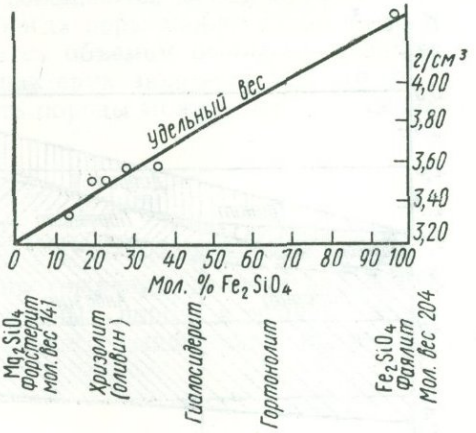


Рис. 161. Зависимость удельного веса от состава для ряда форстерит — фаялит (по Винчеллу, 1953)

Таблица 48

Пределы изменения плотности магматических пород (по Н. Б. Дортман, 1964)

Порода	Плотность, г/см³			Количество образцов
	средняя	минимальная	максимальная	
Интрузивные				
Гранит	2,57	2,53	2,70	11 217
Гранит докембрийский	2,59	2,54	2,68	13 306
Гранодиорит	2,69	2,62	2,78	3 359
Кварцевый диорит	2,75	2,65	2,81	524
Диорит	2,81	2,67	2,92	3 683
Габбро	2,95	2,85	3,05	1 990
Пироксенит (диаллагит)	3,20	2,90	3,40	58
Пироксенит (различный состав)	3,19	2,90	3,40	2 895
Перидотит (гарцбургит)	3,27	3,24	3,29	10
Перидотит (различный состав)	3,19	2,88	3,29	250
Перидотит серпентинизированный	2,90	2,80	2,99	417
Сиенит	2,62	2,47	2,65	1 049
Нефелиновый сиенит	2,66	2,45	2,70	34
Эффузивные				
Липарит	2,35	2,14	2,59	24
Кварцевый порфир	2,60	2,54	2,66	1 920
Андезит	2,49	2,17	2,68	115
Порфирит андезитовый	2,73	2,55	2,81	10 333
Базальт	2,54	2,22	2,85	1 999
Диабаз	2,79	2,62	2,95	2 458
Меймечит	2,85	2,63	3,18	67

Примечание. Предельные значения плотности даны для разновидностей средних типов горных пород.

У эффузивных пород нормального ряда наблюдается тенденция увеличения плотности при переходе от кислых к основным эффузивам. При одинаковом химизме интрузивных и эффузивных пород последние всегда имеют более низкую плотность, что видно на рис. 162. У кайнотипных эффузивных горных пород плотность несколько ниже, чем у

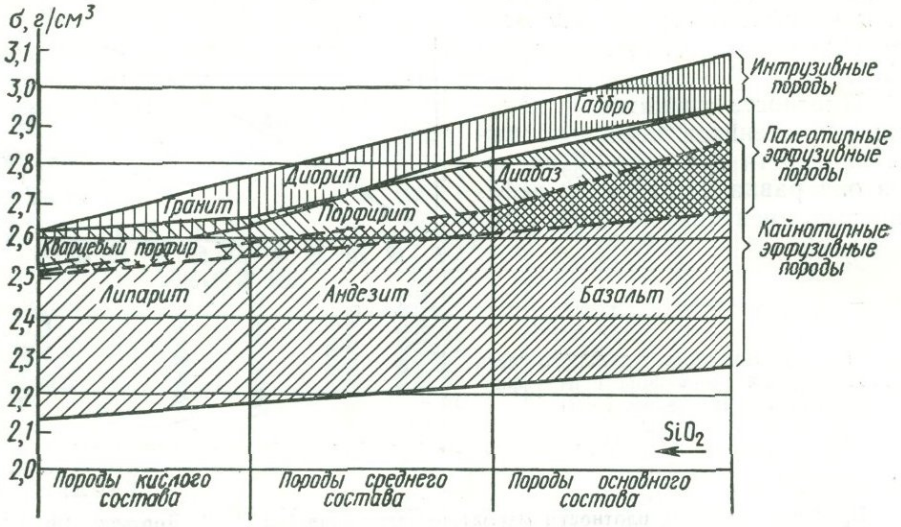


Рис. 162. Пределы изменения плотности средних типов эффузивных пород (в сравнении с интрузивными). По Н. Б. Дортман, 1964

палеотипных, что связано с плотностными свойствами вулканического стекла, а также с заполнением пустот и миндалин вторичными минералами при процессах изменения эффузивных пород.

Выветривание магматических пород сопровождается уменьшением их плотности, что связано с увеличением (иногда до 25%) пористости, а также с образованием минералов с меньшим удельным весом (каолин, серицит, хлорит и т. д.) (табл. 49).

Таблица 49

Изменение плотности изверженных пород в зависимости от вторичных метаморфических процессов и выветривания

Порода	Район взятия образца	Средняя плотность, г/см³
Перидотит (саксонит)	Урал	3,06
Серпентинизированный перидотит (саксонит)	»	2,91
Габбро-норит	Мончетундра, Кольский полуостров	2,97
Амфиболизированный габбро-норит	»	2,74
Окварцованный биотитизированный габбро-норит	»	2,63
Норит	»	3,01
Амфиболизированный норит	»	2,91
Кварцевый порфирит	Казахстан	2,58
Карбонатизированный и окварцованный кварцевый порфирит	»	2,60
Гранит свежий	юго-восточная часть КМА	2,62
Гранит выветрелый	»	2,32

Пористость горной породы определяется совокупностью пор, пустот и микротрещин, заполненных жидкой или газообразной фазой. Поры различаются по размеру, форме и происхождению. Размер пор и пустот в горных породах может быть от 10^{-4} мм (капиллярные) до нескольких миллиметров и более (миндалины, пузырьчатые и ячеистые поры). Пористость может быть открытой или закрытой. Открытой она является в том случае, когда поры в породе сообщаются между собой и с внешним пространством, а закрытой — когда поры между собой не сообщаются. Общая пористость определяется объемом открытых и закрытых пор. Для магматических пород характерна закрытая пористость.

Количественно общая пористость породы может быть определена по удельному и объемному весам:

$$П = 100\left(1 - \frac{\gamma_0}{\gamma_y}\right)\ \%,$$

где γ_y — удельный вес породы, г/см^3; γ_0 — объемный вес, г/см^3.

Поры в горных породах по происхождению делятся на первичные, формирующиеся при образовании горных пород, и вторичные, возникающие при процессах гидротермального выщелачивания, выветривании, перекристаллизации и т. п.

Таблица 50

Пористость и удельный вес интрузивных пород (по Н. Б. Дортман, 1964)

Порода	Район	Пористость (общая), %			Удельный вес, г/см^3	Количество образцов
		средняя	минимальная	максимальная		
Гранит биотитовый гнейсовидный	Кузнецкий Алатау	4,2	2,9	5,9	2,70	3
Гранит двуслюдяной	Кузнецкий Алатау, Рудный Алтай	3,4	3,2	3,6	2,70	2
Гранит биотитовый	Кузнецкий Алатау, Восточный Саян, Казахстан, Рудный Алтай	2,7	0,4	5,2	2,69	12
Плагиогранит	Казахстан, Рудный Алтай	3,2	2,9	3,4	2,71	4
Гранодиорит роговообманковый	то же	1,8	1,1	2,9	2,77	6
Нефелиновый сиенит	Кузнецкий Алатау	2,5	0,7	5,0	2,72	6
Диорит	Казахстан, Рудный Алтай	2,9	1,3	5,1	2,95	5
Габбро	Кольский полуостров	1,3	0,3	3,5	3,06	18
Габбро-норит	Казахстан, Рудный Алтай	1,6	1,3	2,0	3,00	3
Габбро соссюритизированное	Урал	2,9	2,2	3,6	2,95	2

По величине общей пористости горные породы подразделяются на: 1) породы низкой пористости ($П<5\%$); 2) породы средней пористости ($20\%>П>5\%$); 3) породы высокой пористости ($П>20\%$).

Пористость магматических пород обычно невелика (табл. 50), за исключением некоторых излившихся пород, когда она может достигать 60% и более.

Характер пористости зависит от структурно-текстурных особенностей горной породы и, в частности, от формы и размеров породообразующих минералов, от степени их ориентированности и т. д. Более мелкозернистые породы обладают меньшей пористостью. У равномернозернистых пород пористость выше, чем у неравномернозернистых, так как в последнем случае промежутки между крупными выделениями минералов заполняются более мелкими.

Породы, находившиеся под высоким давлением, имеют более низкую пористость, что связано с их уплотнением.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА

Магнитные свойства горных пород широко используются для решения ряда геологических, петрологических, геофизических и других задач.

Прежде чем перейти к их характеристике, остановимся на теории магнетизма твердых тел.

Если образец какого-либо твердого вещества помещен в неоднородное магнитное поле, на него действует сила F, пропорциональная напряженности поля H, градиенту поля $\frac{dH}{dZ}$ и объему образца V:

$$F = \varkappa V H \frac{dH}{dZ},$$

где $\varkappa$ — коэффициент пропорциональности, называемый объемной магнитной восприимчивостью или просто магнитной восприимчивостью. Однако чаще имеют дело не с объемом вещества, а с его массой, поэтому пользуются понятиями удельной магнитной восприимчивости $\varkappa_\rho$, а также мольной или молярной магнитной восприимчивости $\varkappa_M$, которые выражаются следующими соотношениями:

$$\varkappa_\rho = \frac{\varkappa}{\rho} \quad \text{и} \quad \varkappa_M = \frac{\varkappa M}{\rho},$$

где ρ — плотность; M — молекулярный вес вещества.

По способности намагничиваться твердые тела делятся на диамагнетики, парамагнетики и ферромагнетики.

Диамагнетизм — это результат взаимодействия внешнего магнитного поля с индуцированным полем атома. Диамагнитная восприимчивость — величина отрицательная. Диамагнетизм является общим свойством всех веществ и в первом приближении не зависит от температуры и напряженности поля. К диамагнетикам относятся обычно породообразующие минералы, не содержащие ионы группы железа (кварц, мусковит, полевые шпаты и т. п.).

Парамагнитные вещества имеют постоянный магнитный момент, являющийся мерой способности вещества взаимодействовать с внешним магнитным полем, которое вызывает ориентацию этого момента. Величина последнего зависит от наличия в составе вещества ионов с недостроенной $3d$ или другой подгруппой, от валентности таких ионов

и от силы кристаллического поля, которое в свою очередь определяется координацией катиона переходного элемента и характером анионной группы. Ионы с нацело заполненными оболочками и спаренными наружными электронами не обладают магнитным моментом, т. е. являются диамагнитными (ионы Li^{+1}, K^{+1}, Na^{+1}, Be^{+2}, Mg^{+2}, Ba^{+2}, Al^{+3}, F^{-1}, Cu^{+1} и др.).

Если парамагнитный кристалл поместить во внешнее магнитное поле, то происходит ориентация магнитных диполей в направлении действия поля и они будут притягиваться полем, что создает положительное значение магнитной восприимчивости парамагнитного кристалла.

Тепловое движение нарушает ориентацию магнитных моментов. Магнитная восприимчивость парамагнетиков будет зависеть от температуры и намагниченность их будет уменьшаться с ее ростом. Математически эта зависимость определяется законом Кюри $\varkappa = \frac{1}{T}$, или, еще точнее, законом Кюри—Вейса $\varkappa = \frac{1}{T+\theta}$, где T — температура, а θ — температура Кюри (точка Кюри), характерная для каждого индивидуального вещества.

Общая мольная парамагнитная восприимчивость $\varkappa_M = \frac{N_{Ав}^2 \mu^2}{3KT}$, где $N_{Ав}$ — число Авогадро; K — постоянная Больцмана; T — температура, °К; μ — постоянный магнитный момент. Из этой формулы видно, что величина мольной магнитной восприимчивости обратно пропорциональна температуре. На практике обычно измеряют удельную магнитную восприимчивость, а затем переводят ее в мольную.

Если в формулу общей мольной парамагнитной восприимчивости, приведенную выше, подставить постоянные величины, то получим

$$\varkappa_M = \frac{\mu_{эф}^2}{8{,}066\,T} \text{ или } \mu_{эф} = 2{,}84\sqrt{\varkappa_M T},$$

где $\mu_{эф}$ — эффективный магнитный момент, выражаемый обычно в магнетонах Бора — $\mu_Б$. Он связан с числом неспаренных электронов приблизительным соотношением, равным $\mu_{эф} = \sqrt{n(n+2)}\,2\mu_Б$, известным под названием «чисто спиновая формула». Значения магнитных моментов ионов первого переходного периода, вычисленные с помощью этой формулы, приведены в табл. 51.

Ионы, создающие магнитный момент благодаря наличию неспаренных электронов во внешних электронных слоях, характерны для элементов группы железа (магнитофоров), лантаноидов и актиноидов. С увеличением количества таких ионов в породообразующих минералах магнитная восприимчивость их возрастает.

К парамагнитным породообразующим минералам обычно относятся железосодержащие силикаты (оливины, пироксены, амфиболы, биотит и т. п.). Чем выше железистость силикатов, тем выше значения магнитной восприимчивости. На парамагнитные свойства породообразующих силикатов заметное влияние оказывает, как это видно из табл. 51, валентность ионов группы железа, что в ряде случаев позволяет по магнитным свойствам минералов судить о степени их окисленности и о валентном состоянии катионов, входящих в кристаллическую решетку. Титан, входящий в силикаты, заметно влияет на величину их магнитной восприимчивости, что указывает на то, что весь он или часть его находится в двух- или, вероятнее всего, в трехвалентном состоянии, но

Таблица 51

Магнитные моменты (в магнетонах Бора) ионов первого переходного периода

Ионы	Число α-электронов	μ для спин-свободных комплексов		μ для спин-спаренных комплексов	
		расчетные значения	экспериментальные значения	расчетные значения	экспериментальные значения
Ti^{3+} V^{4+}	1	1,73	1,73 1,68—1,78	— —	— —
V^{3+}	2	2,83	2,75—2,85	—	—
V^{2+} Cr^{3+} Mn^{4+}	3	3,88	3,80—3,90 3,70—3,90 3,80—4,00	— — —	— — —
Cr^{2+} Mn^{3+}	4	4,90	4,75—4,90 4,90—5,00	2,83	3,20—3,30 3,18
Mn^{2+} Fe^{3+}	5	5,92	5,65—6,10 5,70—6,00	1,73	1,80—2,10 2,0—2,5
Fe^{2+}	6	4,90	5,10—5,70	—	—
Co^{2+} Ni^{3+}	7	3,88	4,30—5,20 —	1,73	1,7—2,0 1,7—2,0
Ni^{2+}	8	2,83	2,80—3,50	—	—
Cu^{2+}	9	1,73	1,70—2,20	—	—

не в форме Ti^{+4}, как это часто принято думать, так как в противном случае титан не мог бы заметно влиять на магнитные свойства минералов, ибо Ti^{+4} не имеет *d*-электронов и его постоянный магнитный момент равен 0.

В соответствии с законом Кюри—Вейса магнитная восприимчивость у большинства парамагнитных кристаллов с ростом температуры падает. Ниже точки Кюри некоторые парамагнетики в результате фазового перехода могут перейти в состояние, при котором вещество обладает самопроизвольным магнитным моментом даже в отсутствии внешнего магнитного поля. Такие вещества называются ферромагнитными, или ферромагнетиками. В них большую роль играет взаимодействие между соседними атомами, благодаря которому их магнитные моменты располагаются параллельно друг другу, что приводит к высоким значениям общего магнитного момента и их магнитной восприимчивости. Способность к упорядочению магнитных моментов присуща ионам железа, кобальта, никеля и гадолиния. Так, наличие в решетке минерала трех- или одновременно двух- и трехвалентного железа часто обусловливает появление ферромагнитных свойств, тогда как минералы, содержащие только ионы Fe^{+2}, обычно парамагнитны.

Для ферромагнетиков характерны не только высокие значения магнитной восприимчивости, которая может варьировать в пределах

$10—10^5$ единиц CGSM, но и наличие у них верхнего предела намагниченности (предел насыщения) и магнитного гистерезиса.

Ферромагнетики в зависимости от характера расположения и ориентации магнитных моментов в структуре кристалла делятся обычно на ферромагнетики, антиферромагнетики и ферримагнетики.

У ферромагнитных веществ, таких, как самородное железо, все спиновые магнитные моменты ориентированы параллельно друг другу.

У антиферромагнетиков (гематит, ильменит, гексагональные пирротины и др.) ниже точки магнитного превращения магнитная восприимчивость начинает падать, а не расти по мере понижения температуры. Это связано с самопроизвольной антипараллельной ориентацией магнитных моментов (отрицательное обменное взаимодействие), что приводит к их компенсации и к потере общей намагниченности. В этом случае наблюдаются две равные, но противоположно направленные системы магнитных моментов.

Ферримагнетики (группа природных феррошпинелей) отличаются от собственно ферромагнетиков и антиферромагнетиков тем, что у них имеются две противоположно направленные, но не равные по величине системы магнитных моментов. Например, в магнетите магнитные спиновые моменты восьми ионов Fe^{+3}, занимающих тетраэдрические позиции, антипараллельны магнитным моментам восьми ионов Fe^{+3} и восьми ионов Fe^{+2}, расположенных в октаэдрических положениях. Моменты от трехвалентных ионов железа взаимно уничтожаются и результирующим будет только магнитный момент, создаваемый Fe^{+2}. Свойства магнетизма такие же, как и у собственно ферромагнетиков, поэтому термин «ферромагнетизм» употребляют обычно в более широком смысле, включая сюда антиферромагнетизм и ферримагнетизм.

Каждое из перечисленных веществ обладает своей характеристической температурой (точкой Кюри), при которой и выше которой начинается резкий спад намагниченности, вызванный разориентацией магнитных моментов. Точка Кюри является важной константой ферромагнитных веществ.

Диамагнитные и парамагнитные составляющие горных пород, как указывалось выше, характеризуются очень низкими значениями удельной магнитной восприимчивости (табл. 52) и в целом вносят весьма

Таблица 52

Удельная магнитная восприимчивость парамагнитных и диамагнитных породообразующих минералов магматических горных пород

Парамагнитные минералы	$\chi \cdot 10^{-6}$ CGSM	Диамагнитные минералы	$\chi \cdot 10^{-6}$ CGSM
Авгит	12,8—39,133	ортоклаз	—0,376 до —0,2
Диопсид	7,0	олигоклаз	—0,12 до 0
Эгирин	85,0	кварц	—0,46
Роговая обманка	16,7—122	циркон	—0,17—12,5
Биотит	23—116	корунд	—0,34
Мусковит	1—6	касситерит	—0,05 до —2,4
Эпидот	23,9	кальцит	—0,377
Клиноцоизит	10,0	апатит	—2,64
Сфен	22,1	алмаз	—0,49
Монацит	14—18,9		
Рутил	2,0		
Шпинель	0,62		
Хлорит	8,5—15		
Антигорит	10,5		

небольшой вклад в суммарную намагниченность горной породы. Главная роль здесь принадлежит ферромагнитным (в широком смысле) минералам, которые в большем или меньшем количестве обнаруживаются в составе магматических образований (рис. 163 и табл. 53). Именно

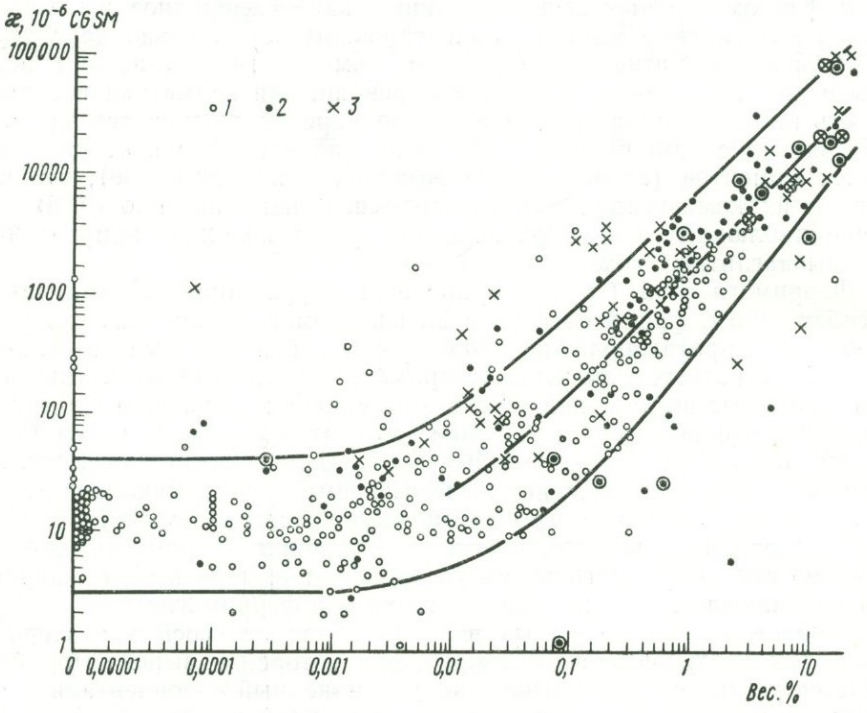


Рис. 163. Зависимость магнитной восприимчивости интрузивных пород от содержания ферромагнитных минералов (по данным Н. Б. Дортман, В. В. Ляховича, Б. П. Золотарева и Ф. С. Соболева):
1 — гранитоиды; *2* — породы среднего и основного состава; *3* — гипербазиты. В кружках помещены измерения, выполненные на астатическом магнитометре; остальные измерения проведены на каппаметре ИМВ-2

Таблица 53

Магнитные характеристики ферромагнитных минералов

Минералы	$X_м$ CGSM	$X_{м\ (макс)}$ CGSM	θ, °C	Автор
Магнетит (природный)	0,7—2,0	2,5÷6	578	Нагата, 1956; Храмов, 1958
Магнетит (искусственный)	—	20	578	Вайс, Фокс, 1930
Магнезиоферрит	0,8	—	310	Нагата, 1956
Якобсит	20	—	510	то же
Треворит	0,5	—	590	»
Маггемит	0,3÷2	0,5÷3	675	»
Титаномагнетит I рода	—	—	100÷578	Линькова, 1960; Лиогенький, 1957
Титаномагнетит II рода	—	—	400÷578	то же
Гематит	10^{-5}÷2·10^{-4}	10^{-4}÷2·10^{-3}	675	Нагата, 1956
Гемоильменит	—	—	—200÷+150	Линькова, 1960; Лиогенький, 1957
Ильменогематит	10^{-4}	10^{-3}	320÷675	то же
Пирротин	10^{-2}—10^{-3}	10^{-1}—10^{-2}	300÷325	Яновский, 1953; Нагата, 1956

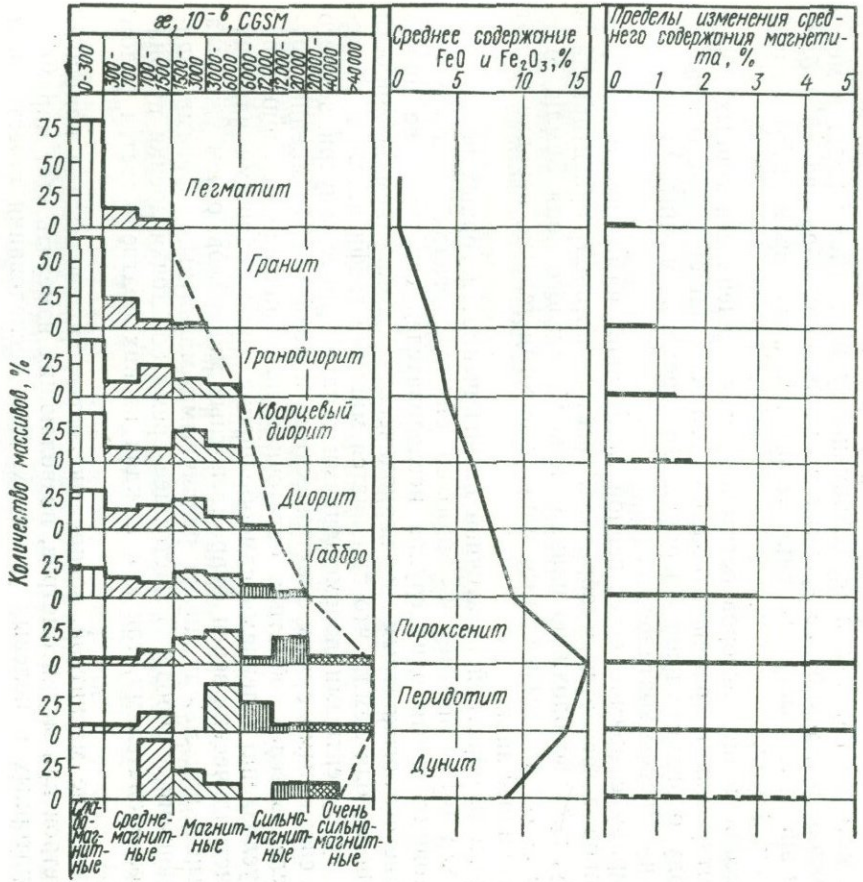


Рис. 164. Диаграмма магнитной восприимчивости интрузивных пород (по данным Н. Б. Дортман, 1964)

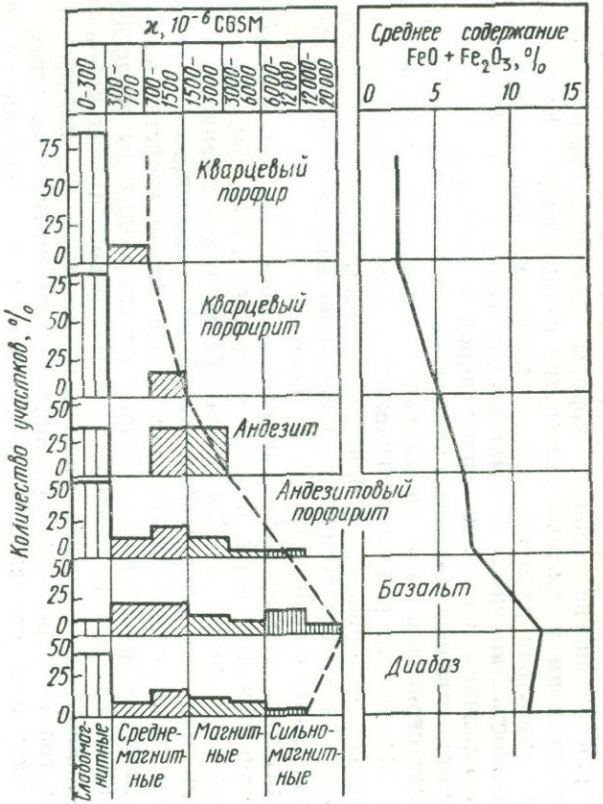


Рис. 165. Диаграмма магнитной восприимчивости эффузивных пород (по данным Н. Б. Дортман, 1964)

благодаря присутствию ферромагнитных минералов, относимых часто к акцессорным, многие горные породы обнаруживают свойственные ферромагнетикам магнитный гистерезис и температуру Кюри, хотя их намагниченность в ряде случаев лишь немного может превышать намагниченность типичных парамагнетиков (рис. 164 и 165). Только в связи с наличием в составе горных пород ферромагнитных минералов (магнетита, титансодержащих окислов железа, пирротина и т. п.) они обладают свойством так называемой остаточной намагниченности, являющейся своего рода геологической «памятью», позволяющей восстанавливать историю магнитного поля Земли начиная с древнейших геологических эпох и помогающей решению вопросов общей геотектоники, связанных с возрастом горных пород.

Остаточной намагниченностью горных пород называют способность их сохранять направление и знак действующего на них в момент их образования магнитного поля Земли. Такая намагниченность обусловливается тем, что ферромагнитные фазы, находящиеся в породах, способны приобретать в магнитном поле Земли свойство маленьких магнитиков, по ориентировке которых спустя миллионы геологических лет легко определить направление действовавшего на них ранее (в момент их образования) магнитного поля Земли и его полюса. Таким образом, горные породы, содержащие ферромагнитные минералы, можно рассматривать как своеобразные магниты, захороненные в земной коре и показывающие направление магнитного поля Земли в эпоху образования этих пород. Например, эффузивы, излияние которых произошло в историческое время, имеют остаточную намагниченность, вектор которой направлен по современному магнитному полю в месте их образования, а у более древних магматических образований наблюдаются значительные отклонения от направления современного магнитного поля Земли.

Несовпадения векторов остаточной намагниченности горных пород с ориентировкой современного магнитного поля нашей планеты привели к выводу о значительной миграции во времени магнитных полюсов Земли и о дрейфе континентов.

Наряду с прямой естественной остаточной намагниченостью горных пород встречается и обратная, вектор которой ориентирован в сторону, противоположную направлению магнитного поля Земли. Магнитные аномалии, вызываемые магматическими телами, нередко имеют отрицательный знак.

Природа обратной остаточной намагниченности горных пород долгое время была предметом многочисленных догадок и дискуссий. В настоящее время одна группа исследователей связывает ее происхождение с многократным и периодическим изменением полярности магнитного поля Земли, что признается многими геофизиками и объясняется турбулентными перемещениями жидких масс внутри земного ядра и связанными с этим электрическими явлениями. По мнению других исследователей, обратная остаточная намагниченность горных пород обусловлена явлениями самообращения, происходящими или внутри кристаллических зерен ферромагнитных минералов, о чем уже шла речь выше, или между двумя различными магнитными фазами, присутствующими в породе. В настоящее время обе точки зрения признаются исследователями, так как каждая из них подтверждается рядом фактов.

Измерение магнитной восприимчивости производится с помощью каппаметров или магнитометров, позволяющих измерять этот параметр в лабораторных и полевых условиях. Для исследования естественной

остаточной намагниченности горных пород необходимо в поле производить отбор ориентированных образцов.

При изучении намагниченности магматических образований, занимающих большие площади, используются также данные аэромагнитной съемки. Таким способом были составлены специальные петромагнитные карты как по отдельным регионам, так и по всей территории СССР. Из анализа таких карт вытекает, что намагниченность горных пород зависит не только от их состава, но и от их тектонического положения. Установлено, что намагниченность пород резко возрастает при переходе от синскладчатых магматических образований к послескладчатым. Заметное влияние на магнитные свойства пород могут оказывать также близрасположенные разломы и другие крупные тектонические нарушения.

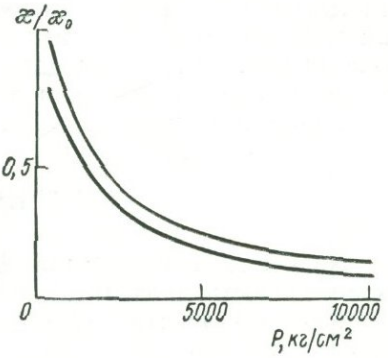


Рис. 166. Относительное изменение $\varkappa$ магнетита, подвергнутого одноосному сжатию (по данным В. И. Трухина, 1973)

Магнитные свойства базальтов из рифтовых зон океана и континентов обнаруживают значительное постоянство, тогда как у базальтов с островных дуг они значительно варьируют, что, несомненно, связано с условиями их образования в двух различных тектонических зонах земной коры. В первом случае магма сравнительно быстро доставлялась к поверхности без особого взаимодействия с вмещающей средой. Во втором случае подъем магмы происходил сравнительно медленно с остановками в промежуточных камерах (очагах) с явлениями взаимодействия с окружающими породами и дифференциацией.

Магнитные характеристики ферромагнитных минералов, входящих в состав горных пород, несут информацию и об условиях глубинного петрогенезиса. Первичные магнитные минералы в глубинных породах практически отсутствуют, а сами породы немагнитны или обладают очень слабой магнитностью. Это очень хорошо видно на примере альпинотипных перидотитов.

Появление магнитных минералов определяется не только общим давлением (глубинностью) и температурой, но и в значительной мере летучестью кислорода в расплаве.

По данным Осборна, Пресналла и других, образование магнитных минеральных фаз в базальтовом расплаве с $Fe_2O_3+FeO \leqslant 20\%$ возможно лишь при $P_{O_2} > 10^{-8}$ атм и температуре не ниже 1200° С. Для появления магнитных фаз из магматического расплава необходим также и некоторый минимум трехвалентного железа, который Кармайкл, Печерский и другие определяют по содержанию $Fe_2O_3 \geqslant 0{,}8—1{,}2\%$.

При изменении летучести кислорода еще на магматической стадии образования породы может начаться окисление первично-магматического титаномагнетита, а ниже 600° С идет не только его окисление, но и распад на малотитанистый магнетит и ульвошпинель, которая в свою очередь быстро переходит в ильменит. Последний с ростом P_{O_2} замещается гемоильменитом. При температурах ниже 400°С при дальнейшем окислении могут образоваться магнетит ($\gamma=Fe_2O_3$) и титаномагнетит. Первично-магматическим минералом в большинстве магматических по-

род является лишь титаномагнетит, но он в своем «первозданном» виде сохраняется редко (при очень быстром охлаждении расплава), так как имеет обычно разупорядоченное строение кристаллической решетки. Чистый магнетит в магматических породах является, как правило, вторичным, и его образование обычно связано или с распадом первичного титаномагнетита или с высвобождением железа из силикатов при их вторичных изменениях.

При исследовании магнитных свойств горных пород большое значение придается изучению их под давлением. Эксперименты показали, что магнитная восприимчивость ферромагнитных материалов может заметно снизиться под давлением (рис. 166). Если намагниченный образец подвергнуть одностороннему сжатию в присутствии внешнего магнитного поля, то в нем может возникнуть так называемая пьезоостаточная намагниченность.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Электрические свойства горных пород характеризуют прежде всего их способность проводить электрический ток. В качестве основной характеристики электрических свойств горных пород используют обычно их удельное сопротивление ρ — величину, обратную электропроводности и численно равную сопротивлению 1 $м^3$ вещества электрическому току, проходящему параллельно одной из граней и измеряемому в омметрах.

Удельное сопротивление горных пород измеряется в естественном залегании с помощью электрокаротажа или параметрических измерений, либо в лабораторных условиях на специально приготовленных образцах.

Кристаллические тела по их способности проводить электрический ток, а также по их электронно-энергетическому спектру делятся на проводники, полупроводники и изоляторы, или диэлектрики. Вещества с удельным сопротивлением меньше 10^{-5} Ом·м относятся к проводникам, а выше 10^8 Ом·м — к изоляторам. Имеются твердые тела с промежуточными значениями удельного сопротивления (полупроводники).

Типичные природные проводники — самородные металлы: медь, железо, золото, серебро, платина и др. Породообразующие силикаты и алюмосиликаты являются изоляторами (диэлектриками). Большинство рудных минералов относится к полупроводникам (рис. 167). Такие минералы, как кварц, полевые шпаты, слюды, пироксены, амфиболы и т. п.,—практически непроводящие вещества, и их удельное сопротивление варьирует от 10^9 до 10^{14} Ом·м, хотя следует заметить, что в целом электропроводность силикатов и алюмосиликатов изучена еще довольно слабо и в справочниках мало данных по их удельному сопротивлению.

Горные породы состоят главным образом из диэлектрических кристаллов-изоляторов, электропроводность которых весьма невелика, однако механизм проводимости пород сложный. Их электропроводность определяется не только электросопротивлением слагающих их минералов-диэлектриков (силикаты, алюмосиликаты) и полупроводниковых кристаллов (сульфиды, рудные окислы), но и их влагоемкостью, т. е. проводимостью поровых растворов (табл. 54).

Влагоемкость магматических пород зависит от их пористости и варьирует от 0,02 до 3%. В целом она уменьшается от гранитов к ультраосновным породам (табл. 54).

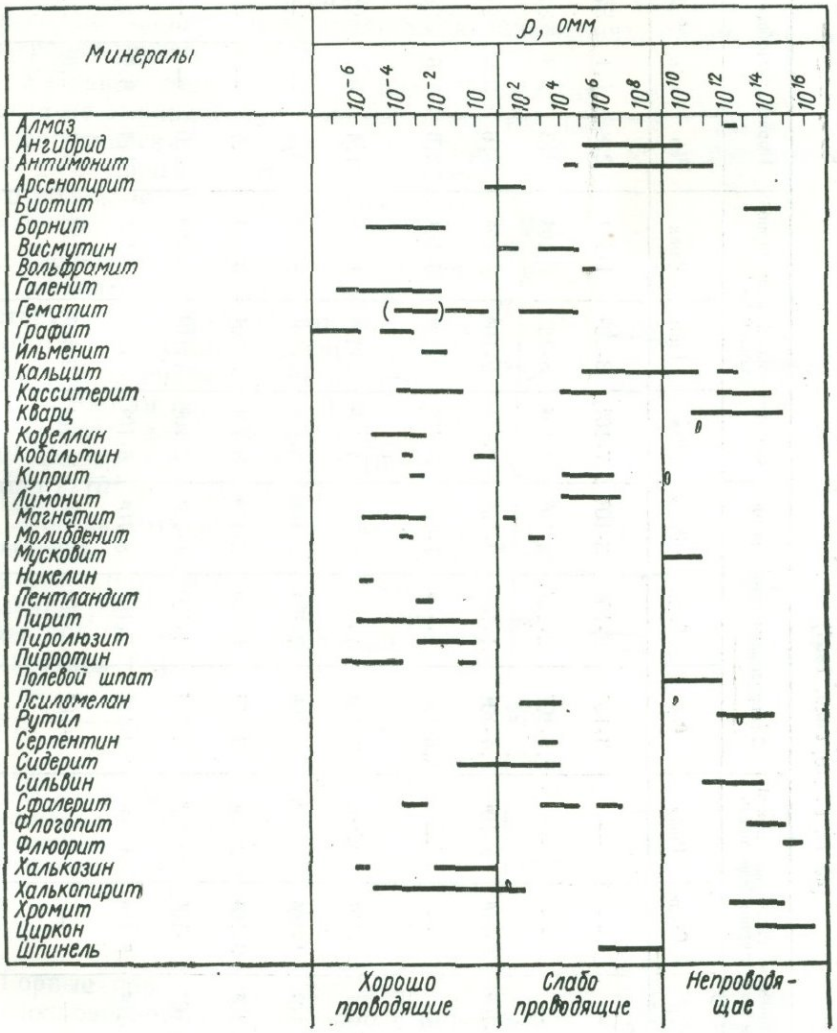


Рис. 167. Удельное электрическое сопротивление минералов (по данным В. И. Васильевой, 1964)

Таблица 54

Влагоемкость изверженных пород (по Н. Б. Дортман, 1964)

Породы	Влагоемкость, %			Количество образцов
	минимальная	максимальная	средняя	
Граниты	0,07	2,90	0,78	29
Сиениты	0,14	1,95	0,69	15
Диориты	0,47	0,66	0,57	3
Диабазы	0,25	0,58	0,45	6
Габбро-нориты	0,08	0,35	0,22	2
Пироксениты	0,02	0,69	0,36	3
Перидотиты	0,08	0,30	0,17	3

Таблица 55

Удельное электрическое сопротивление (в Ом·м) изверженных пород с различной влажностью (по Н. Б. Дортман, 1964)

Породы	Количество образцов	Лишенные гигроскопической и капиллярной влажности			С гигроскопической влагой			С максимальной капиллярной влажностью*			Пористость (общая), %		
		$\rho_{ср}$	ρ_{min}	ρ_{max}	$\rho_{ср}$	ρ_{min}	ρ_{max}	$\rho_{ср}$	ρ_{min}	ρ_{max}	$n_{ср}$	n_{min}	n_{max}
Граниты	4	—	—	—	$3 \cdot 10^7$	$2 \cdot 10^6$	$8 \cdot 10^7$	$7 \cdot 10^3$	$3 \cdot 10^3$	$1 \cdot 10^4$	2,8	1,1	5,2
Диориты кварцевые	2	—	—	—	$2{,}5 \cdot 10^7$	$2 \cdot 10^7$	$3 \cdot 10^7$	$4 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^3$	$7 \cdot 10^4$	3,3	2,8	3,7
Габбро	4	$4 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^6$	$9 \cdot 10^6$	$1{,}4 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^6$	$2 \cdot 10^6$	$7 \cdot 10^4$	$2 \cdot 10^4$	$2 \cdot 10^5$	1,6	0,6	2,5
Габбро-амфиболиты	4	—	—	—	$1{,}5 \cdot 10^6$	$2 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^7$	$3 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^4$	$6 \cdot 10^4$	2,6	1,6	2,9
Перидотиты слабосерпентинизированные	4	$5 \cdot 10^7$	$4 \cdot 10^7$	$7 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^7$	$1 \cdot 10^6$	$2 \cdot 10^7$	$4 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^6$	1,4	0,7	2,0
Кварцевые порфиры	3	$2 \cdot 10^7$	$4 \cdot 10^5$	$6 \cdot 10^7$	$5 \cdot 10^5$	$7 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^6$	$3 \cdot 10^3$	$1 \cdot 10^3$	$5 \cdot 10^3$	3,1	—	—
Порфириты	3	$1 \cdot 10^6$	$9 \cdot 10^4$	$2 \cdot 10^8$	$3 \cdot 10^5$	$6 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^5$	$3 \cdot 10^4$	$3 \cdot 10^4$	$3 \cdot 10^4$	2,7	—	—
Базальты	6	$3 \cdot 10^7$	$2 \cdot 10^5$	$6 \cdot 10^8$	$4 \cdot 10^4$	$4 \cdot 10^3$	$1 \cdot 10^5$	$2 \cdot 10^3$	$1 \cdot 10^3$	$3 \cdot 10^3$	4,0	—	—
Диабазы	6	$1 \cdot 10^7$	$5 \cdot 10^6$	$4 \cdot 10^7$	$2 \cdot 10^6$	$7 \cdot 10^5$	$8 \cdot 10^6$	$6 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^5$	$2 \cdot 10^6$	1,4	0,7	2,2
Гнейсы	4	—	—	—	$1 \cdot 10^7$	$2 \cdot 10^6$	$5 \cdot 10^8$	$1 \cdot 10^4$	$2 \cdot 10^3$	$2 \cdot 10^4$	3,2	2,6	3,6

* Насыщение производилось пресной водой (0,14 г/л NaCl) с удельным электрическим сопротивлением 80 Ом·м под вакуумом в течение 3 час.

В естественном залегании наиболее высокие удельные сопротивления горных пород обнаруживаются в обнажениях, расположенных выше уровня грунтовых вод.

Удельное сопротивление водосодержащих пород рассчитывают иногда по эмпирической формуле Арча: $\rho = a\rho_в \Phi^{-m} S^{-n}$, где $\rho_в$ — электросопротивление содержащейся в породе воды; Φ — поровый объем; S — доля порового объема, заполненного водой; a, m и n — произвольные параметры.

Удельное сопротивление интрузивных магматических пород обычно возрастает при переходе от кислых к основным и ультраосновным разностям, т. е. с уменьшением пористости и влагоемкости пород. По Н. Б. Дортман (1964), для гранита оно равно $7 \cdot 10^3$ Ом·м, для диорита $4 \cdot 10^4$, для габбро $7 \cdot 10^4$ и перидотита $4 \cdot 10^5$ Ом·м.

Для палеотипных эффузивов наблюдается та же закономерность: у кварцевых порфиров удельное сопротивление равно 10^3 Ом·м, у порфиритов 10^4 Ом·м и у диабазов 10^5 Ом·м (табл. 55).

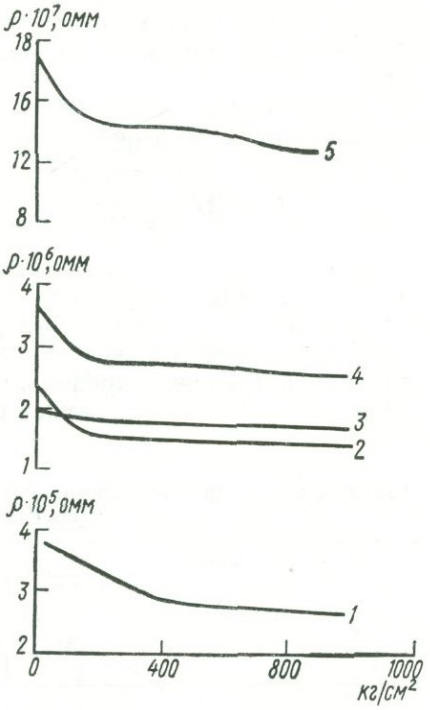


Рис. 168. Характер изменения электросопротивления горных пород в зависимости от всестороннего давления (по данным М. П. Воларовича и А. Т. Бондаренко, 1960):
1 — перидотит; *2*, *4* — базальты; *3*, *5* — диабазы

Горные породы нередко бывают анизотропными в отношении их электропроводности, что связано с ориентировкой зерен минералов, со сланцеватостью или гнейсовидностью, с флюидальностью или микрополосчатостью. Обычно электросопротивления, измеренные вдоль сланцеватости или микрополосчатости, меньше, чем в перпендикулярном направлении. Корень квадратный из отношения этих двух сопротивлений (продольного к поперечному) принято обозначать как коэффициент анизотропии горной породы. У магматических пород анизотропия их электропроводности или не наблюдается или слабо выражена, намного меньше, чем у осадочных и метаморфических пород.

Изменения электропроводности в зависимости от давления и высокой температуры изучены слабо. Известно несколько работ, посвященных этому вопросу. В частности, исследовалось удельное электрическое сопротивление перидотитов, базальтов и диабазов (эксперименты Д. Хьюз 1955 г., М. П. Воларович и А. Т. Бондаренко 1960 г.). Было установлено, что электропроводность этих пород с увеличением давления повышается (рис. 168) и, в частности, для перидотита на 2,3—3,7% на каждые 1000 кг/см² (Хьюз, 1955). Повышение температуры в определенной мере компенсирует увеличение электропроводности пород.

СКОРОСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Для интерпретации данных сейсмологии, глубинного сейсмического зондирования, а также для решения целого ряда геолого-петрологических задач весьма важно знать скорости распространения упругих волн в горных породах. Упругие свойства природных кристаллических образований начали изучаться в начале нашего столетия, и к настоящему времени накопилось много данных, позволяющих перейти от минералов к горным породам и от последних к свойствам и строению земной коры.

Скорости распространения продольных и поперечных волн в горных породах зависят от упругих параметров следующим образом:

$$v_p = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{\gamma(1+\sigma)(1-2\sigma)}} \quad \text{и} \quad v_s = \sqrt{\frac{E}{2\gamma(1+\sigma)}},$$

где v_p — скорость распространения продольных волн; v_s — скорость распространения поперечных волн; E — модуль Юнга; σ — коэффициент Пуассона; γ — плотность породы.

В настоящее время существует много приемов определения скорости распространения продольных волн по годографам и сейсмокаротажу, в результате чего может быть получена интегральная скоростная

Таблица 56

Скорость распространения продольных (ультразвуковых) волн в интрузивных породах (по Н. Б. Дортман, 1964)

Породы	v_p, м/сек			Количество образцов	Районы
	минимальная	максимальная	наиболее вероятная для нетрещиноватых пород		
Микроклиновые граниты	2200	5600	—	10	Кольский полуостров
Микроклиновые граниты	3000	5200	—	3	Карелия
Биотитовые граниты	2900	4700	—	8	Алтай
Биотитовые граниты	3600	5300	—	3	Кольский полуостров
Биотитовые граниты	1700	5100	—	17	Карелия
Аплитовидные граниты	4500	6300	—	6	»
Граниты	—	—	5000—5500		
Плагиограниты	2500	6300	—	96	Кольский полуостров
Плагиограниты (гнейсовидные)	2500	5400	—	9	Алтай
Плагиограниты	—	—	5300—5800		
Гранодиориты	3100	5900	—	9	Кольский полуостров
Гранодиориты	2350	4900	—	7	Карелия
Гранодиориты	—	—	5300—5900		
Нефелиновые сиениты	3300	6000	—	6	Алтай
Диориты	4300	5600	—	7	Кольский полуостров
Габбро	4800	5700	—	3	»
Габбро	4600	6900	—	48	Кольский полуостров
Габбро-нориты	6000	7300	—	9	Карелия
Габбро	—	—	6000—6800		
Габбро амфиболитизированные	4600	6500	—	17	Карелия
Габбро-диабазы	3200	5900	—	4	»
Перидотиты	6600	7700	—	8	»
Перидотиты	—	—	6800—7500		
Пироксениты амфиболизированные	5100	5700	—	2	Алтай
Гарцбургиты серпентинизированные	4400	6600	—	6	Кольский полуостров

характеристика горных пород, которая используется для решения ряда конкретных геофизических задач. За последние годы все шире используется методика определения упругих волн ультразвуковой частоты на образцах с помощью специальных сейсмоскопов.

В табл. 56 сведены некоторые данные по скоростям распространения продольных волн для интрузивных пород, полученные с помощью сейсмоскопа в лаборатории ВСЕГЕИ. Как видно из приведенных данных, наблюдается постепенное увеличение скорости упругих продольных волн при переходе от кислых разностей интрузивных пород к основным и ультраосновным, что, несомненно, связано с их минералогическим составом и плотностью (табл. 57).

Таблица 57

Скорость ультразвуковых волн в плагиогранитах и их плотность (по Н. Б. Дортман, 1964)

Номер образца	v, м/сек	σ, г/см³	Номер образца	v, м/сек	σ, г/см³
1	3500	2,61	6	5200	2,62
2	4600	2,61	7	5300	2,62
3	5000	2,61	8	5400	2,63
4	5100	2,62	9	5500	2,62
5	5150	2,62	10	5700	2,61

В последние годы перед геологами, петрологами и геофизиками поставлен комплекс задач, связанных с глубинным строением земной коры и верхней мантии Земли. Согласно современным представлениям, земная кора состоит из двух слоев, разделенных так называемой поверхностью Конрада и различающихся по скоростям распространения сейсмических волн. Скорость прохождения упругих волн в верхнем слое равна 5,5—6 км/сек, что совпадает со скоростью распространения этих волн в граните. Поэтому верхний слой был назван условно гранитным, а нижний слой — условно базальтовым, так как скорость распространения продольных упругих волн в нем совпадает со скоростью распространения их в базальтах. Ниже базальтового слоя скорость продольных упругих волн резко меняется и становится равной 8 км/сек, что, по представлениям геофизиков, соответствует гипербазитовому слою, входящему в состав верхней мантии Земли.

Для правильной интерпретации геофизических данных необходимо знать поведение упругих констант горных пород в соответствующих условиях. В настоящее время изучение упругих свойств горных пород при высоких давлениях и температурах проводится во многих лабораториях как у нас, так и за рубежом. Благодаря исследованиям Ф. Берча, Д. Хьюза, М. П. Воларовича и других получены данные для большого количества горных пород разного состава.

С увеличением давления скорость как продольных, так и поперечных упругих волн растет и при этом максимальное изменение скорости наблюдается в интервале от 1 до 500 атм со средним градиентом продольных волн (по В. В. Жданову, 1964) в гранитах 1,67, в габбро 1,13 и гипербазите 0,91 м/сек·атм. В интервале от 500 до 1000 атм градиент скорости падает, но неодинаково для пород разной кислотности: в граните в 4,9, в габбро в 6,7 и гипербазите в 4,5 раза. При дальнейшем росте давления вплоть до 40 тыс. атм (максимальное при эксперименте) средний градиент скорости падает более медленно и кривые

зависимости скорости продольных волн от давления постепенно выполаживаются (рис. 169).

По мнению М. П. Воларовича (1959), Ф. Берча (1961) и других, быстрое изменение скорости упругих продольных волн при относительно низком всестороннем давлении связано с закрытием пор и уплотнением пород. Н. Б. Дортман (1964) считает, что при давлении не выше 700 атм резкое падение градиента скорости обусловлено закрытием пор и микротрещин, а при более высоком давлении слабый спад скорости продольных волн связан с перестройкой структуры горной породы, а также кристаллических решеток породообразующих минералов.

Зависимость изменения скорости продольных упругих волн при высоком давлении от температуры принято выражать температурным градиентом скорости, который всегда отрицателен и тем выше, чем выше температура. У кислых магматических пород температурный градиент более высокий, чем у основных.

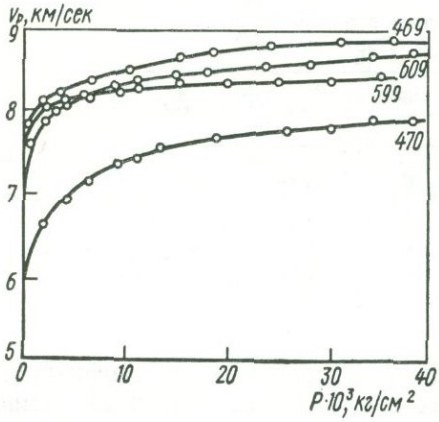


Рис. 169. Кривые зависимости скорости продольных волн от давления для образцов оливинового пироксенита (469), перидотита (609), пироксенита (599) и норита (470) (по данным М. П. Воларовича и А. Н. Левыкина, 1968)

По отношению скоростей продольных волн к скорости поперечных волн можно рассчитать коэффициент Пуассона (модуль поперечного сжатия), который является важным параметром упругих свойств горных пород:

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}},$$

откуда коэффициент Пуассона будет

$$\sigma = \frac{1 - 0{,}5\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2}{1 - \left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2}.$$

Таблица 58

Зависимость упругих свойств интрузивных пород от давления

Давление, атм	Гранит		Габбро		Гипербазит	
	модуль сдвига, 10^{-5} кг/см²	сжимаемость, 10^{-6} см²/кг	модуль сдвига, 10^{-5} кг/см²	сжимаемость, 10^{-6} см²/кг	модуль сдвига, 10^{-5} кг/см²	сжимаемость, 10^{-6} см²/кг
1	1,95	—	3,26	—	5,92	
500	3,25	—	4,06	—	6,55	
1000	3,37	—	4,29	—	6,62	
2000	—	14,2	—	6,4	—	6,2
3000	—	7,00	—	3,4	—	3,7
4000	3,30	2,20	4,40	2,4	6,80	2,4

Зависимость коэффициента Пуассона, модуля сдвига и сжимаемости интрузивных пород от давления (по В. В. Жданову, 1964) показана в табл. 58 и 59. Как видно из приведенных данных, модуль сдвига

Таблица 59

Зависимость коэффициента Пуассона интрузивных и метаморфических пород от давления

Давление, атм	Гранит		Габбро		Гипербазит		Гнейс и сланец	
	v_p/v_s	σ_n	v_p/v_s	σ_n	v_p/v_s	σ_n	v_p/v_s	σ_n
1	1,82	0,28	1,90	0,31	1,68	0,23	1,87	0,28
500	1,80	0,27	1,91	0,31	1,71	0,24	1,81	0,28
1000	1,79	0,27	1,92	0,32	1,72	0,24	1,77	0,26
2000	1,79	0,27	1,92	0,32	1,72	0,24	1,76	0,26
3000	1,79	0,27	1,92	0,32	1,72	0,24	1,75	0,25
4000	—	—	—	—	—	—	1,75	0,25

значительно возрастает при переходе от гранитов к интрузивным породам ультраосновного состава.

ЛИТЕРАТУРА

Аппен А. А. Химия стекла. М., «Химия», 1970.

Барт Т. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956.

Белов Н. В. Строение стекла в свете кристаллохимии силикатов. В кн.: «Стеклообразное состояние». М., Изд-во АН СССР, 1970.

Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород центральной части Кольского полуострова. М., «Наука», 1968.

Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., «Мир», 1974.

Бэрнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии. В сб.: «Геохимия гидротермальных рудных месторождений». М., «Мир», 1970.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 1 и 2. М., «Мир», 1965.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 3 и 4. М., «Мир», 1966.

Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Жариков В. А. Магматическое замещение карбонатных толщ. В сб.: «Проблемы гранитогнейсов». М., Изд-во АН СССР, 1960.

Жариков В. А. Режим компонентов в расплаве и магматическое замещение. В сб.: «Проблемы петрологии и генетической минералогии», т. 1. М., «Наука», 1969.

Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли, Луны и планет. М., «Знание», 1973.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Каула У. Введение в физику планет земной группы. М., «Мир», 1971.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1952, № 2.

Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1955.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., «Наука», 1968.

Маракушев А. А. Кислотно-щелочные свойства минералов и петрохимические расчеты. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1973а, № 5.
Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. Изд-во МГУ, 1973б.
Маракушев А. А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород. «Изв. вузов», геол. и разведка, 1973в, № 8.
Маракушев А. А. Термодинамическая основа образования парагенезисов химических элементов. В сб.: «Очерки физико-химической петрологии», т. 5. М., «Наука», 1974.
Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция метаморфических и трансмагматических флюидов. «Тез. докл. к Междунар. геохим. конгр.», т. 2. М., «Наука», 1971.
Маракушев А. А., Яковлева Е. Б. Генезис кислых лав. «Вестн. Моск. ун-та», сер. геол., 1975, № 1.
Маракушев А. А., Тарарин И. А., Залищак Б. Л. Минеральные фации кислотности-щелочности гранитоидов, бедных калием. В сб.: «Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность». М., «Наука», 1966.
Минералы. Диаграммы состояния систем. М., «Наука», 1974.
Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970.
Перчук Л. Л. Сосуществующие минералы. М., «Недра», 1971а.
Перчук Л. Л. Карбонатиты как возможные продукты карбонатизации базальтоидных магм. В сб.: «Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород». М., «Наука», 1971б.
Перчук Л. Л. Минеральные равновесия и проблемы термо- и барометрии. «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1971в, ч. 100, вып. 1.
Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., «Наука», 1973.
Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М., «Недра», 1975.
Розенбуш Г. Описательная петрография. М., 1934.
Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., «Наука», 1970.
Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М., «Недра», 1964.
Bowen N. L. The reaction principle in petrogenesis. «J. Geol.», 1922, vol. 30.
Burnham C. W., Davis N. F. The role of H_2O in silicate melts. «Amer. J. Sci.», 1971, vol. 270, N 1.
Challis G. A. The $K_2O : Na_2O$ ration of ancient volcanic arcs in New Zealand. «New Zealand J. Geol. and Geophis.», 1968, vol. 11, N 1.
Cross, Iddings, Pirsson, Washington. A quantative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. «J. Geol.», 1902.
Ewart A., Gurn D. C., Carmichael I. C. E., Brown F. H. Voluminous low temperature rhyolisile magmas in New Zealand. «Contr. Miner. and Petrol.», 1971, vol. 31, N 2.
Gancarz A. I., Albee A. L., Chodos A. A. Petrologic and mineralogic investigation of some crystalline rocks returned by the apollo 14 mission. «Earth and planetary science letters», 1971, vol. 12, N 1.
Goldschmidt V. M. Injecktionsmetamorphose in Stavangrgebiete. «Vindensk. Skrifter. Mat. Nat.», 1921, kl. 10.
Hamilton D. L., Burnham C. W., Osborn E. F. The solubility of water and effects oxygen bugacity and water content on cristallisation of mafic magmas. «J. Petrol.», 1964, vol. 5, p. 1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 3
ВВЕДЕНИЕ 5
СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ЗЕМЛИ 11
ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МАГМАХ 21
МИНЕРАЛОГИЯ 35
Главные минералы 35
Полевые шпаты 38
Минералы кремнезема 44
Нефелин и кальсилит 45
Лейцит 48
Слюды 49
Амфиболы 52
Мелилиты 56
Пироксены 59
Оливины 65
Гранаты 67
Акцессорные минералы 70
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ 74
Магматические расплавы, их свойства и строение 74
Кристаллизация магматических расплавов 77
Конденсированные системы с конгруэнтным плавлением без твердых растворов и соединений 78
Конденсированные системы без твердых растворов с соединениями, плавящимися конгруэнтно 83
Конденсированные системы с соединениями, плавящимися инконгруэнтно 85
Конденсированные системы с неограниченной растворимостью в жидком и твердом состоянии 88
Конденсированные системы с ограниченной растворимостью в жидком и твердом состоянии 94
Влияние различных факторов на кристаллизацию расплавов . . . 99
Дифференциация расплавов 107
Отделение летучих от магматических расплавов 111
T—P диаграмма системы соль — летучий (без критических явлений) 111
T—P диаграмма системы силикат—летучий (с критическими явлениями) 114
Более сложные системы и возможные модели отделения летучих от расплава 117
Взаимодействие расплавов с вмещающими породами 118
СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ 121
МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ . . 150
Вулканические породы 151
Особенности строения эффузивных тел 155
Интрузивные породы 164
Несогласные (дискордантные) интрузивные тела 164
Согласные (конкордантные) интрузивные тела 169
Внутреннее строение интрузивных тел 174

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГОРНЫХ ПОРОД И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ . . 176
ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ГРУППЫ ГОРНЫХ ПОРОД 195
Породы щелочноземельного ряда А 196
Ультрамафиты 196
Основные породы 202
Породы среднего состава 206
Кислые породы 207
Щелочные породы без фельдшпатоидов (ряд Б) 218
Щелочные породы с фельдшпатоидами (ряды В и Г) 228
МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ 234
Формации 255
ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИЕ ФЛЮИДЫ И МАГМАТИЧЕСКОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ 269
Развитие идей о гранитизации 269
Гранитизация как магматическое замещение 272
Подвижность калия и натрия при формировании гранитоидов . . . 273
Кислотно-основное взаимодействие компонентов в магмах 277
Повышение щелочности при магматическом замещении основных пород 282
Метамагматизм 283
Заключение о трансмагматических флюидах и магматическом замещении 285
ТЕРМОДИНАМИКА ПЛАВЛЕНИЯ ГРАНИТОВ И БАЗАЛЬТОВ 288
Плавление гранитов 289
Плавление, дифференциация и кристаллизация базальтов 315
Основные результаты эмпирических и экспериментальных исследований по проблеме базальтов 315
Влияние общего давления и состава пород на температуру выплавления базальтов 321
Влияние P_{H_2O} на температуру плавления базальтов 324
Влияние фугитивности кислорода 329
Карбонатиты как возможные продукты карбонатизации базальтоидных магм 334
ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ 339
РАСЧЕТ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ОБЩЕЙ ЩЕЛОЧНОСТИ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ 346
ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД 361
Плотность, удельный вес и пористость 361
Магнитные свойства 366
Электрические свойства 374
Скорость распространения упругих волн в горных породах . . . 378
Литература 381

Петрография, ч. I

Тематический план 1975 г. № 175

Редактор Н. В. Баринова

Переплет художника А. И. Осьминина

Технический редактор В. И. Овчинникова
Корректоры М. И. Эльмус, Н. В. Тютина, И. С. Хлыстова

Сдано в набор 11/VIII 1975 г. Подписано к печати 9/XII 1975 г. Л-23031
Формат 70×108 1/16 Бумага тип. № 1 Физ. печ. л. 24,0 Усл. печ. л. 33,6 Уч.-изд. л. 32,03
Изд. № 2516 Зак. 275 Тираж 8000 Цена в переплете № 5—1 р. 26 к.
Цена в переплете № 7 — 1 р. 45 к.

Издательство Московского университета.
Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.
Типография Изд-ва МГУ.
Москва, Ленинские горы

1454

Цена 1 р. 26 коп.