

Н. Ф. Шинкарев, В. В. Иваников

Физико- химическая петрология

изверженных
пород

ведра

Н. Ф. Шинкарев, В. В. Иваников

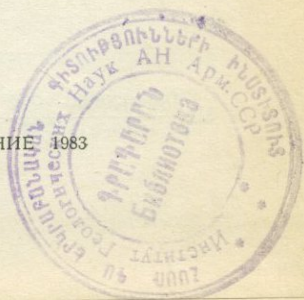
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,
ПЕРЕРАБОТАННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ

4112



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1983



Шинкарев Н. Ф., Иваников В. В. Физико-химическая петрология изверженных пород. 2-е изд., перераб. и доп.— Л.: Недра, 1983.— 271 с.

В книге обобщены результаты интенсивных многоплановых исследований, ведущихся отечественными и зарубежными петрологами по проблемам генезиса магматических образований. Основной акцент сделан на данные экспериментальной петрологии, которые количественно оценивают влияние разнообразных физико-химических параметров, определяющих природные условия магмообразования, эволюции расплавов и их кристаллизации. Во второе издание (1-е изд. — 1970 г.) включены материалы по генезису континентальных и океанических магматических комплексов разнообразного состава. Особое внимание уделено вариациям в количестве летучих компонентов, обуславливающих особый стиль плавления и кристаллизации природных систем, а также использованию геохимических данных, позволяющих вместе с экспериментальным материалом подойти к созданию моделей природного петрогенезиса.

Для геологов, петрологов, минералогов.

Табл. 6, ил. 110, список лит. 98 назв.

Рецензент — чл.-кор. АН СССР *К. О. Кратц*
(Ин-т геологии и геохронологии докембрия)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Со времени выхода в свет первого издания книги прошло более 10 лет. За это время появился обильный материал по результатам полевых, экспериментальных и геохимических петрологических исследований, в значительной степени по-новому освещающий генезис магматических образований. Поэтому при подготовке второго издания авторы, по возможности, учли полученные в последние годы данные, внося коррективы как в построение книги, так и в разработку тем отдельных глав. Как и в первом издании, основное внимание уделено материалам по экспериментальной петрологии — главным и наиболее достоверным источникам наших знаний об условиях зарождения, эволюции и кристаллизации магм.

Для того чтобы облегчить читателю восприятие разнообразных петрогенетических моделей, базирующихся на опытных данных по плавлению — кристаллизации в синтетических и природных системах, во Введении рассмотрены общие физико-химические закономерности анатексиса и фракционной кристаллизации как ведущих факторов магматической эволюции. При этом оттенено большое значение летучих компонентов, определяющих характер плавления, вариации в типах родоначальных магм и направления их дифференциации.

В первую часть книги, посвященную ультраосновным и основным породам, введен материал, который показывает важную роль одноактных и последовательных многократных эпизодов плавления в магматическом источнике, приуроченность составов различных базальтов к моновариантным линиям и характеристическим точкам модельных синтетических систем для различных давлений. Особого упоминания заслуживают впервые обсуждаемые геохимические данные, подтверждающие экспериментальные результаты. Самостоятельной и новой для данного издания является глава, посвященная генезису андезитовых магм.

Вторая часть книги, освещающая происхождение гранитных пород, подверглась весьма существенной переработке, что связано со следующими обстоятельствами. Во-первых, все большее количество экспериментальных данных свидетельствует о незначительном содержании воды в наиболее распространенных гранитных магмах. Вследствие этого потребовалось включить в книгу новые материалы по плавлению и кристаллизации гранитоидных систем в условиях водоненасыщения. Во-вторых, обобщена обширная геохимическая информация по количественному моделированию процессов анатексиса и фракционной кристаллизации на основе коэффициентов разделения редких элементов в системе кристалл—расплав. Это новое направление, возникшее на стыке петрологии и геохимии, представляется весьма многообещающим. Результаты изучения поведения индикаторных редких элементов (редкие земли, литофильные элементы с большими ионными радиусами и др.) и их изотопов поддерживают экспериментальные модели и позволяют более полно и точно реставрировать ход природных процессов породообразования. Общие вопросы и некоторые показательные примеры количественного петролого-геохимического моделирования рассмотрены во Введении.

В самостоятельную главу вынесены результаты геолого-петрологического и геохимического изучения сложных докембрийских комплексов, раскрывающие происхождение чарнокитов, гранитов рапакиви и других пород.

Значительно обновлен материал по щелочным породам, вошедший в третью часть книги. Кроме геохимических данных, указывающих на специфические условия происхождения щелочных магм, подробно рассматриваются результаты экспериментов по плавлению перидотитов при высоких давлениях и в присутствии сложного водно-углекислотного флюида. Особо подчеркнута роль CO_2 в появлении недосыщенных кремнеземом щелочных расплавов. В специальной главе обсуждается происхождение магматических комплексов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, которые представляют собой в петрологическом отношении важнейшее звено в сложном семействе щелочных формаций.

Почти без изменений вошли во второе издание главы, в которых рассматриваются работы, имеющие непреходящее значение. Это относится к исследованиям Н. Боуэна и О. Татла гаплогранитной системы, экспериментам Е. Ф. Осборна, показавшего роль парциального давления кислорода в дифференциации базальтовых

расплавов, изучению Х. С. Йодером и К. Э. Тилли плавления и кристаллизации базальтов и некоторым другим.

Все отмеченные дополнения и изменения направлены лишь на то, чтобы усилить и прояснить основную идею, разделяемую авторами книги, о ведущей роли в процессах образования изверженных пород и их ассоциаций равновесия кристалл—расплав, а на некоторых этапах также равновесия кристалл—расплав—пар. Особенно важными последние реакции могут быть на стадиях магмообразования и отделения рудоносных растворов. Авторы полагают, что эта позиция отражает общее направление петрографической школы Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и А. А. Полканова, созданной в Ленинградском университете.

Авторы выражают искреннюю благодарность члену-корреспонденту АН СССР К. О. Кратцу за ценные замечания при рецензировании рукописи и глубоко признательны всем сотрудникам кафедры петрографии ЛГУ, способствовавшим работе над ней. Особенно большую помощь при подготовке рукописи к печати оказали Р. Н. Кочурова, Т. А. Карпова и Э. Л. Абрамова.

ПРИНЯТЫЕ СИМВОЛЫ МИНЕРАЛОВ
И УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ АГРЕГАТНОГО СОСТОЯНИЯ

Ab — альбит	Mer — мервинит
Ac — акмит	Mf — магнезиоферрит
Ak — акерманит	Mgt — магнетит
Amf — амфибол	MH — магнетит-гематитовый буфер
An — анортит	Mon — монтичеллит
Ank — анортоклаз	Ms — мусковит
AnaI — анальцим	Mul — муллит
Ap — апатит	Mwü — магнезиовюстит
Br — брусит	NaFsp — натриевый полевой шпат
Bt — биотит	NaMel — натриевый мелилит
C — корунд	Ne — нефелин
Carb — карбонат	NNO — никель-бунзенитовый буфер
Cg — карнегиит	Ns — натрия метасиликат
Co — коэсит	OI — оливин
Cpx — клинопироксен	Omp — омфацит
Cr — кристобалит	Orpx — ортопироксен
Ct — кальцит	Or — ортоклаз
Di — диопсид	Pe — периклаз
Dol — доломит	Pen — протоэнстатит
Ds — дисиликат натрия	Phl — флогопит
Ed — эденит	Pig — пижонит
En — энстатит	Pl — плагиоклаз
Fa — фаялит	Px — пироксен
FMQ — фаялит-магнетит- кварцевый буфер	Pu — пироп
Fo — форстерит	Qu — кварц
Fsp — полевой шпат	Ra — ранкиннит
G — газ	San — санидин
Gar — гранат	Sil — силлиманит
Hb — роговая обманка	Sp — шпинель
Hem — гематит	Sph — сфен
Hs — гастингсит	Sr — серпентин
Hyp — гиперстен	ss — твердый раствор
Ilm — ильменит	T — тальк
Jd — жадеит	Tr — тридимит
KFsp — калиевый полевой шпат	Trm — тремолит
K—NaFsp — твердый раствор ше- лочного полевого шпата	Ts — чермакит
Kp — калиофиллит	Usp — ульвошпинель
Ks — кальсилит	V — газ (флюид)
L — расплав	WM — вюстит-магнетитовый буфер
La — ларнит	Wol — волластонит
Lc — лейцит	Wü — вюстит
Mag — магнезит	Zr — циркон
Mel — мелилит	

ФАКТОРЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Проникновение идей эволюции в магматическую петрологию связано с именем Нормана Боуэна, который настойчиво развивал представления об образовании изверженных пород из одного источника. Прошло более 50 лет после появления его книги «Эволюция изверженных пород». Бесспорно, за это время сильно изменились наши представления о процессах и закономерностях, управляющих образованием магматических продуктов, но основные идеи Н. Боуэна по-прежнему остаются в центре теории магматизма.

Общий взгляд на геологическую историю показывает, что изверженные породы являются главным материалом при формировании континентальной и океанической коры, и в этом смысле они имеют единый источник — мантийные горизонты. Возникновение силикатных расплавов — магм — на этих глубинах обусловлено частичным плавлением. Дальнейшее их развитие по мере продвижения к поверхности тесно связано с кристаллизацией и процессами фракционирования в широком диапазоне физико-химических условий.

Рождение «вторичных» магматических расплавов за счет материала континентальной и океанической коры при возбуждающем влиянии мантийных тепловых источников знаменует собой продолжение эволюции ранее созданных пород. В свете новых динамических моделей развития Земли роль подобных процессов становится особенно очевидной.

Ниже рассмотрены физико-химические механизмы действия основных факторов магматической эволюции и приведены материалы, позволяющие оценить их результаты.

Частичное плавление. Одной из отличительных черт современной петрологии магматических пород является резкое усиление внимания исследователей к частичному плавлению в мантии Земли как к важнейшему процессу, контролирующему составы магм. Это объясняется в первую очередь бурным развитием новых геотектонических концепций (тектоники плит).

В приложении к процессам генерации магм рассматриваются обычно два типа плавления: частичное в равновесных условиях, или равновесное, и фракционное*.

При равновесном плавлении расплав постоянно находится в равновесии с кристаллическим остатком. Этот процесс является обратным равновесной кристаллизации.

При фракционном плавлении, которое протекает в неравновесных условиях, расплав по мере образования тотчас же удаляется из системы и, следовательно, его взаимодействие с реститом не происходит. Фракционное плавление можно представить в виде бесконечно большого числа бесконечно малых актов равновесного плавления.

* В литературе обсуждаются и другие типы плавления (зонная плавка [Harris P., 1957 г.; Виноградов А. П., Ярошевский А. А., 1965 г.; Харрис П., 1976 г., и др.], так называемое неравновесное плавление, когда предполагается, что разложение минералов исходной породы происходит с разной скоростью [O'Nions R. K., Pankhurst R. J., 1974 г.]), но, как показал Х. Йодер [12], эти процессы играют второстепенную роль в магмообразовании.

Частичное плавление, или анатексис, определяется как плавление определенных порций твердого вещества, меньших, чем целое. Оно может быть как равновесным, так и фракционным или может соответствовать каким-то промежуточным условиям.

Физико-химические закономерности плавления были недавно проиллюстрированы Х. Йодером на примере системы форстерит—диопсид—пироп, приближающейся по составу к гранатовому перидотиту мантии [12, с. 112]. Однако плавление в этой системе, близкое к эвтектическому типу, — слишком упрощенная модель для природных процессов, протекающих в многокомпонентных системах с их реакционными точками и твердыми растворами.

Более строгий физико-химический анализ процессов плавления с детальным рассмотрением геометрических соотношений на диаграммах плавкости дан Д. Преснеллом [82 и др.], взявшим за основу систему MgO — окисел железа — SiO_2 (рис. 1, а).

Еще Н. Боуэн указывал, что при фракционном плавлении в эвтектической или реакционной точке образуются большие количества химически однородного расплава. Действительно, плавление исходной смеси v (рис. 1, а, б), лежащей внутри треугольника фаз пироксен+оливин+шпинель (треугольник bgh), даст расплав состава перитектики P , который не зависит от степени плавления, но количество расплава не превышает 28%. Это значение может быть определено по правилу рычага на прямой, проведенной через точки P и v до пересечения с соединительной линией bg , которая отделяет треугольник фаз bgh от субсолидусной двухфазовой ассоциации оливин+пироксен. Как только состав кристаллического остатка при фракционном плавлении достигнет линии bg , что означает полное разложение шпинели, плавление в реакционной точке прекратится.

Д. Преснелл особо подчеркивает, что в природных условиях плавление в невариантной точке может оказаться редким случаем, поскольку в реальных породах число компонентов обычно превышает число фаз. Этот вопрос требует специального рассмотрения. Ведь можно предположить, что сложные фазовые соотношения в многокомпонентных системах снивелируют различия между фракционной кристаллизацией и фракционным плавлением настолько, что оба процесса окажутся нераспознаваемыми в природе.

Моделью такой ситуации может служить фракционное плавление состава w (рис. 1, б), представленного ассоциацией оливин+пироксен. Плавление начнется не в точке P , а в точке f_1 , которая находится на пересечении пограничной кривой iP между полями первичной кристаллизации оливина и пироксена и касательной в точке w (не показана) к линии солидусного фракционирования, т. е. к линии изменения состава твердофазовой части системы при совершенной фракционной кристаллизации. В процессе фракционного плавления состав расплава будет изменяться вдоль пограничной кривой в направлении точки i и достигнет точки f_2 в тот момент, когда состав кристаллического остатка окажется в точке d . Точка f_2 определяется с помощью касательной в точке d к той же линии солидусного фракционирования (штриховая кривая на рис. 1, б).

Таким образом, когда фракционное плавление контролируется монвариантной пограничной кривой, действительно возможно образование серии расплавов различного состава. Однако нужно сразу же подчеркнуть, что общее количество расплава в рассмотренном случае должно быть небольшим (оно может быть определено по соотношению отрезков на прямой, проведенной через точки d и w до пересечения с пограничной кривой).

Большое количество расплава при фракционном плавлении на пограничной кривой может быть получено для исходного материала z_1 , сложенного на 70% из оливина состава m и на 30% из пироксена состава n . По мере того как кристаллический остаток смещается из z_1 в e , состав расплава изменяется от s_1 до s_2 , т. е. очень незначительно. При этом степень плавления к моменту исчезновения пироксена из кристаллического остатка составит 33%. Полученный результат вполне сопоставим с эффектом фракционного плавления в невариантной точке.

После достижения кристаллическим остатком состава d плавление должно прекратиться. Только в результате очень сильного повышения температуры

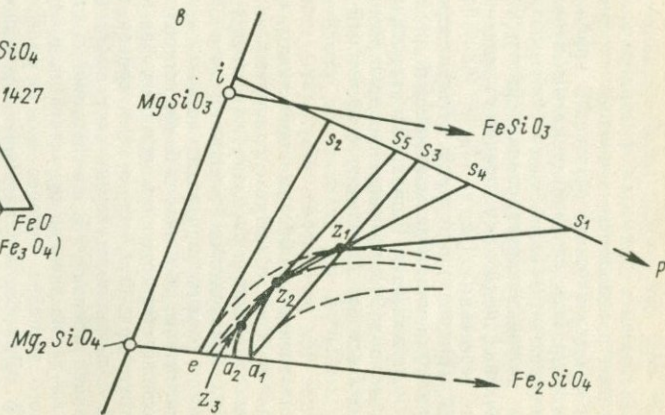
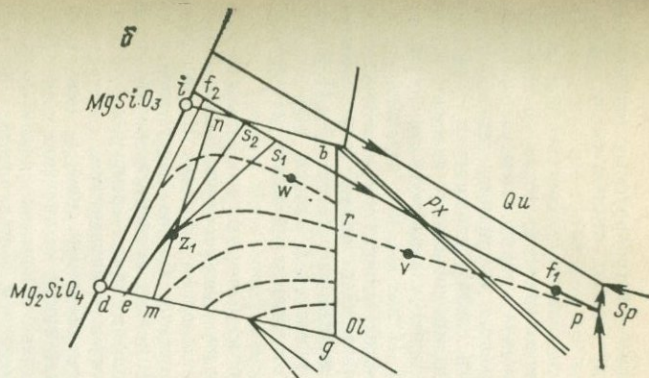
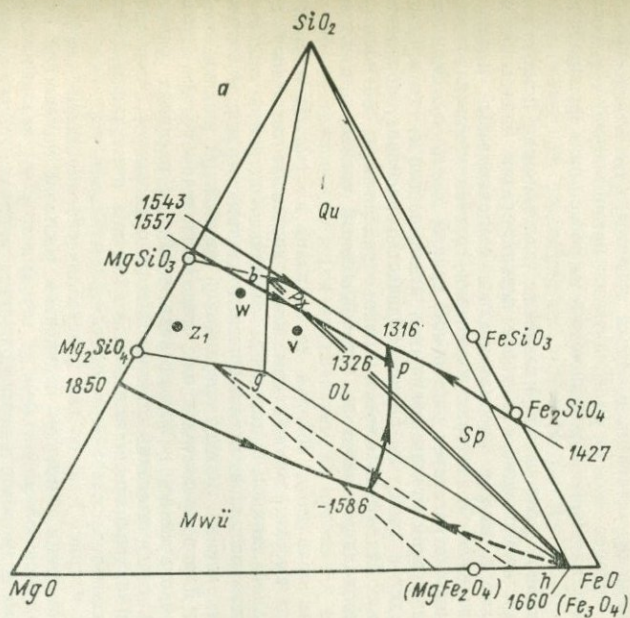


Рис. 1. Частичное плавление в системе MgO—окисел железа—SiO₂. По Д. Преснеллу [82].

a — диаграмма плавления системы при фугитивности кислорода, контролируемой реакцией диссоциации CO₂; *б* — увеличенная часть диаграммы с кривыми (штриховые линии) солидусного фракционирования; *в* — схематизированная диаграмма части системы, показывающая ход стадийного плавления. Тонкими линиями показаны составы фаз, находящиеся в равновесии при температурах солидуса; цифры на диаграмме — температура, °C.

может быть получена вторая серия расплавов, контролируемых оливиновой соединительной линией. Они, естественно, будут резко отличаться от предыдущих.

В разобранных примерах фракционного плавления в соответствии с его определением предполагалось полное непрерывное удаление образующейся жидкости из кристаллического остатка. В приближении к природным условиям это могло бы означать сепарацию магмы небольшими порциями, составляющими первые проценты. В своей книге «Образование базальтовой магмы» Х. Йодер приводит исчерпывающую сводку физических механизмов и явлений, благоприятствующих подобному процессу, еще недавно казавшемуся геологам совершенно нереальным [12, с. 113, с. 163—184]. И все же, как справедливо отмечает Д. Преснелл, в природе более вероятно такое частичное плавление, когда при удалении отдельных порций расплава часть его до определенного момента удерживается остаточным кристаллическим агрегатом. Д. Преснелл считает, что подобное течение процесса равнозначно, в сущности, многостадийному равновесному плавлению с неполным отделением расплава на каждой стадии.

Прежде чем рассмотреть результаты этого наиболее общего варианта частичного плавления, необходимо представить более простые случаи равновесного плавления: простое с полным однократным отделением расплава и стадийное с полным отделением расплава на каждой стадии. Состав кристаллического остатка при равновесном плавлении уже не может смещаться вдоль линий солидусного фракционирования, поскольку твердые фазы непрерывно реагируют с расплавом, обогащаясь более легкоплавкими компонентами.

Изменение общего состава твердых фаз при плавлении смеси z_1 (рис. 1, *в*) соответствует кривой $z_1-z_2-a_1$. Эта кривая, как видно из рисунка, может быть получена, если провести через точку z_1 пучок касательных к линиям солидусного фракционирования. В соответствии с изменением состава рестила по траектории $z_1-z_2-a_1$ расплав переместится из точки s_1 в точку s_3 . Количество образованного расплава, которое можно определить на прямой $a_1-z_1-s_3$, составит 33%. Это близко к значению, полученному ранее при фракционном плавлении смеси z_1 .

Геометрически стадийное равновесное плавление также можно показать на рис. 1, *в*. Если расплав, отделяющийся в конце первой стадии плавления, соответствует s_4 , то состав z_2 может рассматриваться как стартовый материал для второй стадии плавления. Траектория изменения состава кристаллического остатка для этой стадии соответствует уже новой кривой $z_2-z_3-a_2$. Если расплав, отделяющийся на второй стадии плавления, имеет состав s_5 , то кристаллический остаток попадет в точку z_3 . Общее количество расплава, образовавшегося в результате двух стадий плавления, можно определить по соотношению отрезков на прямой, проходящей через z_3 , первоначальный состав z_1 и до пересечения с кривой iP .

Для третьей стадии плавления, которая не показана на рис. 1, *в*, можно предположить настолько высокие температуры, когда состав рестила достигает оливиновой соединительной линии и будет затем смещаться по ней в направлении к форстериту. Состав расплава, отделяющегося на этой стадии, находится в поле кристаллизации оливина, между пограничной кривой iP и оливиновой соединительной линией. Для всех последующих стадий плавления рестит состоит только из оливина, следовательно, и состав отделяющегося расплава должен лежать на оливиновой соединительной линии. Важно подчеркнуть, что лишь первый и единственный из расплавов, которые равновесны с оливином, будет иметь промежуточный состав.

Как можно видеть на рис. 1, *в*, состав кристаллического остатка при равновесном стадийном плавлении с полным отделением расплава на каждой стадии будет достигать оливиновой линии между точками e и a_1 , независимо от числа стадий. Предельно возможные вариации состава расплава, образованного на моновариантной кривой, ограничены точками s_1 и s_2 . Такой же интервал колебаний состава жидкости определен ранее для фракционного плавления в моновариантных условиях. Следовательно, общее максимальное количество расплава, которое может быть получено при равновесном стадийном плавлении, тоже должно примерно равняться 33%.

Интересно, что расплавы, образованные при равновесном плавлении на моновариантной кривой, должны быть еще более однородными по составу, чем полученные при фракционном плавлении. Легко видеть, что при увеличении числа стадий плавления это различие сокращается.

Для многостадийного равновесного плавления с неполным отделением расплава на каждой стадии также выбран стартовый состав z_1 (рис. 1, в). Как и в предыдущем случае, расплав, образованный на первой стадии, имеет состав s_4 , а кристаллический остаток — состав z_2 . Так как по принятым условиям какая-то часть расплава удерживается кристаллическим остатком, общий состав системы в области плавления окажется на прямой линии между z_1 и z_2 .

На нескольких первых стадиях плавление будет проходить на пограничной кривой с изменением состава расплавов, пределы которого ограничены точками s_1 и s_2 . Состав остаточного продукта (в данном случае смеси кристаллов и расплава) будет смещаться к оливиновой соединительной линии. Очевидно, что расплавы, как и в случае стадийного плавления с полным отделением жидкости, должны быть менее изменчивыми по составу, чем расплавы, образующиеся при фракционном плавлении.

После отделения последнего расплава из числа образованных на пограничной кривой, дальнейшее повышение температуры приведет к появлению жидкостей, составы которых будут находиться между пограничной кривой и оливиновой соединительной линией. Поскольку в системе всегда должно оставаться какое-то количество жидкости, составы отделяющихся на этих стадиях плавления расплавов никогда не смогут достигнуть оливиновой соединительной линии. При этом, однако, они окажутся настолько близкими к этой линии, что если построить гистограмму составов полученных жидкостей, то в области составов между s_1 — s_2 и оливиновой линией будет резко выраженный минимум [82, с. 72]. Остается добавить, что для образования расплавов с составами вблизи оливиновой соединительной линии необходимы очень высокие температуры, маловероятные в недрах Земли.

Геометрический анализ плавления, проведенный Д. Преснеллом и другими исследователями, подтверждает вывод Н. Боуэна. Частичное плавление глубинных пород приводит к появлению больших масс химически однородных магм независимо от того, протекает ли оно изотермически или при повышении температуры, в моновариантных или каких-то других термодинамических условиях. Оно не может иметь своим результатом магматические серии с непрерывным изменением состава пород. При интенсивном ходе процесса в течение одного цикла могут образовываться контрастные по составу магмы, но число их типов должно быть ограничено. Особенностью подобных ассоциаций является антидромный характер изменения химизма пород. Появление расплавов промежуточного состава, возможное при частичном плавлении в многокомпонентных системах, должно считаться исключением из правила и в природе, скорее всего, не реализуется.

Какие же магмы удовлетворяют приведенным выше критериям? В первую очередь, конечно, базальтовые, огромные объемы которых периодически изливались на земную поверхность в течение всей геологической истории.

Изучение вулканизма в зоне перехода от континента к океану и в островных районах показало, что андезиты очень широко распространены в этих геоструктурах. Есть данные о том, что магмы среднего состава преобладали на самых ранних этапах геологического развития Земли. Многие известные петрологи считают, что андезиты, по крайней мере отдельные разновидности их, — продукты частичного плавления глубинных пород в нижней коре и верхней мантии.

Крупным открытием последних лет явилось обнаружение на докембрийских щитах ультраосновных лав — коматитов. Не приходится сомневаться в том, что они возникли при частичном плавлении в мантии, поскольку их отщепление от базальтовой магмы при кристаллизационном фракционировании невозможно.

Можно считать доказанным и анатектическое происхождение коровых гранитов, образующихся на кульминационной стадии регионального метаморфизма.

Но и этими примерами не исчерпывается число магм, образование которых контролировалось частичным плавлением. Можно добавить, что среди базальтов выделяется несколько петрохимических типов. Несомненно, первичную природу имеют некоторые щелочные магмы.

Разнообразие первичных магм, признаваемое сегодня всеми ведущими школами петрологов, обусловлено многими причинами. Среди них нужно в первую очередь отметить вертикальную и латеральную зональность коры и верхней мантии, претерпевших глубокую дифференциацию в течение геологической истории. Широкий спектр составов глубинных пород может испытывать воздействие различных по интенсивности тепловых потоков.

Огромную роль играет уровень зарождения магматического очага, поскольку фазовые соотношения в глубинном веществе сильно зависят от давления. Давление, кроме того, существенно влияет на положение характеристических поверхностей, кривых и точек природной глубинной системы, контролирующей составы магм при частичном плавлении.

Очень большое значение имеет флюидный режим в области магомгенерации, так как температуры плавления горных пород и составы образующихся расплавов особенно чутко реагируют на состав сосуществующей газовой фазы.

Примеры влияния перечисленных и других факторов на химические составы магм широко обсуждаются на страницах этой книги.

Фракционная кристаллизация. Основоположник экспериментальной петрологии Н. Боуэн считал, что только базальтовая магма является первичной и образуется в результате частичного плавления глубинного перидотита, а другие изверженные породы возникают при ее дифференциации. В своей книге [3] Н. Боуэн представил стройную теорию магматической дифференциации, остающуюся непревзойденной по глубине синтеза полевых, петрографических и экспериментальных данных. В качестве главнейшего фактора магматической эволюции он рассматривал фракционную кристаллизацию.

Идеи Н. Боуэна сразу же завоевали огромную популярность и со временем настолько прочно вошли в сознание петрографов, что нередко стали восприниматься как нечто само собой разумеющееся. При объяснении происхождения магматических комплексов допускалось механистическое толкование кристаллизационной дифференциации, без четкого понимания физико-химической сущности процесса. Тем легче выводы приверженцев теории могли быть подвергнуты сомнению, особенно в тех случаях, когда геолого-петрографические данные вступали в противоречие с некоторыми ее положениями, базирующимися на экспериментах более чем полувекковой давности.

Физико-химический смысл фракционной кристаллизации и ее принципиальное отличие от кристаллизации, протекающей в равновесных условиях, можно показать на примере двух важнейших в петрологии систем: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ и Mg_2SiO_4 — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — SiO_2 . Данные по этим системам и их крайним разрезам альбит—анортит и форстерит—кремнезем были положены в основу развитых Н. Боуэном представлений.

Первая система (гапобазальтовая) характеризуется образованием непрерывной серии твердых растворов плагноклазов, во второй системе кроме сложных твердых растворов пироксенов имеется соединение, плавящееся инконгруэнтно, — магнезиальный пироксен.

Ход кристаллизации для состава x в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ дан на рис. 2. На диаграмме (рис. 2, б) показано положение кривых ликвидусного фракционирования, называемых также путями кристаллизации [11] или просто фракционными кривыми. Эти кривые представляют собой линии изменения состава расплава в условиях фракционной кристаллизации, т. е. при немедленном и непрерывном удалении из расплава выделяющихся кристаллов плагноклаза, предотвращающем любую реакцию между твердой и жидкой фазами. Кривые фракционирования выводятся из экспериментально определяемых коннод (рис. 2, а) и строятся таким образом, что касательные к ним в любой точке при пересечении с линией альбит—анортит дают составы сосуществующих кристаллов и расплава.

Используя кривые фракционирования (или конноды), несложно проследить ход кристаллизации в системе. Когда температура ликвидуса будет достигнута, из расплава состава x будет кристаллизоваться плагноклаз x' , отве-

чающий по составу битовиниту. В условиях полного фракционирования при дальнейшей понижении температуры состав расплава будет изменяться вдоль кривой $x-a$ (рис. 2, б). Характер кривых фракционирования свидетельствует о том, что расплав обогащается альбитовой составляющей. Состав плагноклаза для этого температурного интервала фракционной кристаллизации изменяется от x' до a' , т. е. также обогащается альбитом. После достижения расплавом пограничной кривой к плагноклазу присоединяется диопсид, и дальнейшее изменение состава фаз контролируется котектикой. В благоприятных условиях состав расплава может достичь точки b , при его кристаллизации образуется кристаллическая смесь из небольшого количества диопсида и альбита*.

Первые кристаллы плагноклаза при равновесной кристаллизации в системе также будут иметь состав, аналогичный составу в точке x' , однако дальнейший ход кристаллизации существенно иной. Равновесная кристаллизация протекает при постоянно возобновляющемся термодинамическом равновесии, что достигается за счет непрерывной реакции между выделяющимися кристаллами и жидкостью. Общий состав системы остается неизменным, следовательно, конноды, показывающие составы сосуществующих жидкой и твердой фаз последовательных этапов кристаллизации в поле плагноклаза, должны проходить через точку x .

Состав расплава при равновесной кристаллизации в поле плагноклаза будет изменяться вдоль кривой $x-c$, смещенной по сравнению с кривой $x-a$ вправо (рис. 2, в). Точную траекторию изменения состава расплава можно установить при помощи тонких геометрических построений, используя кривые фракционирования. Состав равновесных расплава и плагноклаза в момент достижения котектики определить нетрудно, если провести через точку x касательную к кривой фракционирования (в точке пересечения ее с котектикой) до линии альбит—анортит.

Еще проще составы твердой и жидкой фазы можно получить, используя экспериментальные конноды. Для этого путем экстраполяции достаточно через точку x провести конноду. Такой прием соответствует построению так называемых фазовых треугольников (рис. 2, в). Треугольник фаз $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-c-c'$ показывает соотношения и составы фаз в момент достижения котектики, другой треугольник фаз $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-d-d'$ отвечает концу равновесной кристаллизации в системе; поскольку точка исходного состава оказывается на твердофазовой стороне этого треугольника. На промежуточных стадиях моновариантной кристаллизации, в интервале $c-d$, область исходного состава x будет лежать внутри фазовых треугольников.

Как видно из диаграммы (рис. 2), составы жидкостей при равновесной кристаллизации изменяются в значительно более узких пределах, чем при фракционной кристаллизации. Фракционирование в гаглобазальтовой системе приводит к появлению лейкократовых остаточных расплавов, сильно обогащенных кремнеземом и щелочью и обедненных магнием и кальцием. Плагноклазы ранних стадий фракционной кристаллизации резко обогащены анортитом в сравнении с поздними стадиями.

Со времени изучения системы $\text{Mg}_2\text{SiO}_4-\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{SiO}_2$ Н. Боуэном [1915 г.] ее диаграмма плавкости претерпела значительные изменения, связанные прежде всего с установлением разрыва смесимости твердых растворов пироксенов в разрезе $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{MgSiO}_3$. Наличие трех серий твердых растворов пироксенов (диопсидового, пижонитового и протознстатитового) осложняет строго количественное рассмотрение фазовых соотношений в системе. Поэтому ниже будут даны только принципиальные схемы равновесной и фракционной кристаллизации, недавно рассмотренные А. Муаном и Э. Осборном [82].

Важной особенностью этой системы является наличие инконгруэнтно плавящегося магnezияльного пироксена, что обуславливает реакционный характер пограничной кривой между полями первичной кристаллизации форстерита и пироксенов. Лишь для составов, тесно примыкающих к стороне Mg_2SiO_4-

* В самом деле, чистый альбит не может кристаллизироваться в системе из-за наличия ограниченных твердых растворов. Чистый альбит не кристаллизуется в любой системе, содержащей кальций. Это впервые было установлено Н. Боуэном [37].

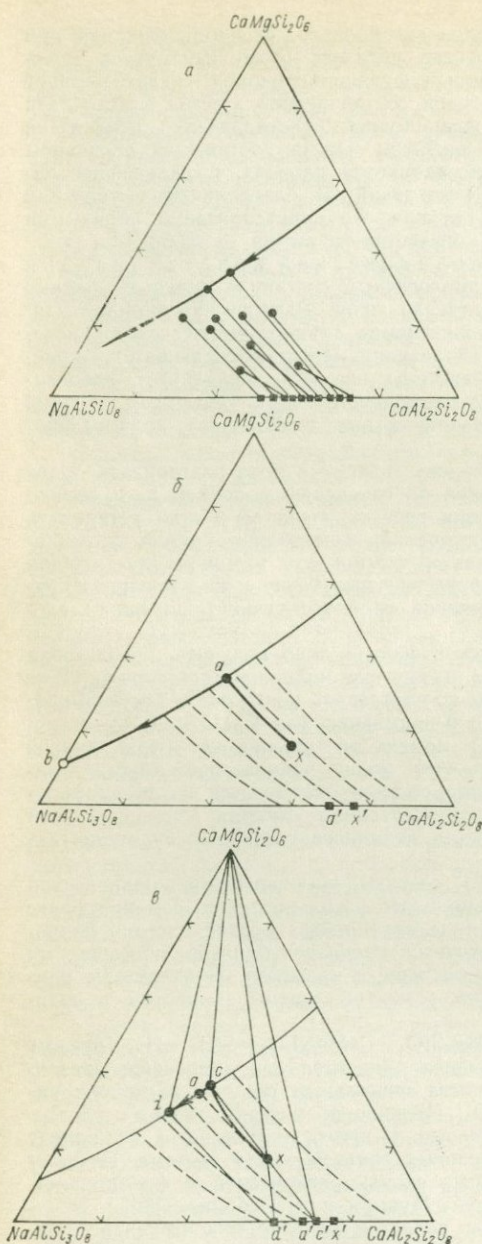


Рис. 2. Равновесная и фракционная кристаллизация в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$. По А. Муану [82], с некоторыми изменениями.

На рис. 2, *a* дана серия конноид, показывающих составы равновесных плагиоклазов и жидкостей; штриховые линии на рис. 2, *б* и *в* — кривые ликвидусного фракционирования.

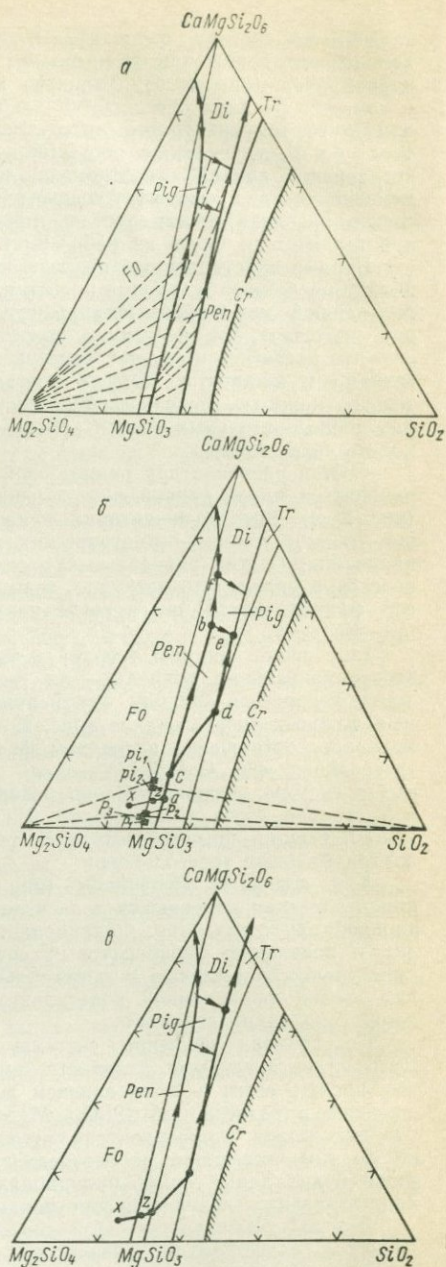


Рис. 3. Равновесная и фракционная кристаллизация в системе Mg_2SiO_4 — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — SiO_2 . По А. Муану [82], с некоторыми изменениями.

Штриховые линии на рис. 3, *a* — кривые ликвидусного фракционирования.

$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, реакция кристаллизующегося форстерита с расплавом не имеет места.

При кристаллизации из исходной смеси x (рис. 3, б) начинает выделяться форстерит, состав расплава будет изменяться по прямой от точки x до точки a , в которой начнется реакция форстерита с жидкостью с образованием протоэнстатита состава p_1 . По мере разложения форстерита на реакционной пограничной кривой состав расплава будет изменяться от точки a до точки b , а состав пироксена — от p_1 до p_2 . Составы твердых фаз можно определить, проводя касательные к кривым пироксенового фракционирования (рис. 3, а). В перитектической точке b (рис. 3, б) кристаллизация закончится с образованием агрегата из кристаллов форстерита, протоэнстатита p_2 и пижонита pi_1 . В данном случае расплав израсходуется до исчезновения форстерита, так как точка x оказывается внутри треугольника $\text{Mg}_2\text{SiO}_4-p_2-pi_1$, демонстрирующего составы твердых фаз в точке b .

Из смеси в точке z также первым выделяется форстерит, но заканчивается равновесная кристаллизация этого состава уже в точке e , поскольку исходный состав находится внутри треугольника $p_3-pi_2-SiO_2$. Следовательно, форстерит должен быть полностью израсходован еще на реакционной кривой, после чего кристаллизация переходит в поле ортопироксена и идет по кривой cd . (Положение точек c и d и составы пироксенов могут быть установлены с использованием соответствующих коннод или кривых фракционирования, как это было рассмотрено в предыдущем примере.) В точке d к протоэнстатиту присоединится кристобалит, и дальнейшая кристаллизация связана с пограничной кривой протоэнстатит — фаза кремнезема. Состав расплава изменится от точки d к точке e , а состав ортопироксена достигает точки p_3 . В точке e к протоэнстатиту и тридимиту присоединяется пижонит pi_2 , кристаллизация заканчивается образованием кристаллической смеси, состоящей из этих фаз.

Для исходных составов, более богатых кальцием, равновесная кристаллизация может закончиться в реакционной точке f , где пижонит, достигший разрыва смесимости в ряду твердых растворов $\text{MgSiO}_3-\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, вступит в реакцию с расплавом, что приведет к образованию диопсидового твердого раствора.

Фракционная кристаллизация, осуществляемая при удалении из системы кристаллов форстерита, а затем и пироксена, контролируется, как это показано на рис. 3, а, кривыми фракционирования. В результате для различных температурных интервалов может быть получена прерывистая серия кристаллических агрегатов, состоящих из форстерита, протоэнстатита, протоэнстатита и кристобалита (тридимита), пижонита и тридимита и, наконец, диопсида и тридимита. Составы остаточных расплавов, как это видно на примере исходной смеси x , изменяются от недосыщенных до насыщенных и даже пересыщенных кремнеземом.

Если на примере системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8-\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ становится ясной роль твердых растворов, то система $\text{Mg}_2\text{SiO}_4-\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{SiO}_2$ иллюстрирует значение второго важнейшего для понимания сущности фракционной кристаллизации явления — инконгруэнтного плавления силикатов.

Данные по кристаллизации в рассмотренных системах можно представить в виде двух серий последовательно образующихся твердых растворов (с учетом изоморфизма $\text{Fe} \rightarrow \text{Mg}$): непрерывной Ca -плаггиоклаз \rightarrow Ca - Na -плаггиоклаз \rightarrow Na -плаггиоклаз и прерывистой Mg -оливин \rightarrow Mg - Fe -пироксен \rightarrow Ca - Mg - Fe -пироксен. Это и есть знаменитые реакционные ряды Н. Боуэна, записанные в сокращенной и несколько модифицированной форме. Ряд твердого раствора плаггиоклазов отражает их свойство во всем температурном интервале кристаллизации постоянно изменять свой состав за счет непрерывной реакции с расплавом. В прерывистом ряду, дискретность которого обусловлена наличием фаз, плавящихся инконгруэнтно, каждые два соседних минерала составляют реакционную пару. Начальный минерал ряда, например Mg -оливин, по достижении некоторой температуры вступает в реакцию с расплавом, что ведет к образованию следующего за ним минерала (Mg - Fe -пироксена) и т. д. При этом в определенных температурных интервалах помимо разложения ранних фаз или одновременно с ним происходит непрерывная реакция, приводящая к изменению состава твердых растворов Mg - Fe - и Ca - Mg - Fe -силикатов.

Чем больше ход кристаллизации отличается от равновесного и соответственно чем слабее протекают реакции, непрерывные или прерывистые, тем шире температурный интервал кристаллизации и тем полнее в продуктах кристаллизации будут представлены поздние, низкотемпературные, члены рядов. Остаточные расплавы, соответствующие этим поздним стадиям неравновесной кристаллизации, будут сильно обеднены компонентами, входящими преимущественно в ранние, высокотемпературные, твердые фазы. Ничего подобного не наблюдается в эвтектических системах, в которых продукты равновесной и фракционной кристаллизации не различаются: и в том и в другом случае они контролируются эвтектикой.

На основании экспериментальных данных Н. Боуэн сделал вывод о том, что в силикатных системах реакционные соотношения между расплавом и кристаллами — типичные явления. Поняв исключительное значение этого обобщения для петрогенезиса, Н. Боуэн сформулировал его как реакционный принцип.

Практически все породообразующие минералы являются сложными твердыми растворами, многие из них, например такие важные, как магнезиальные пироксены, щелочные полевые шпаты, в большом диапазоне p — T -условий плавятся инконгруэнтно. Это и определяет в первую очередь физико-химические предпосылки для широкого проявления в природных магмах кристаллизационного фракционирования.

Рассмотренный выше предельный вариант совершенной фракционной кристаллизации, очевидно, редко происходит в природе, но чем полнее будет удаление из магмы ранее сформированных минералов, тем более «длинными» в химическом отношении окажутся пути эволюции родоначального расплава. Данные по силикатным системам, взятые в совокупности, позволяют наметить самые общие петрохимические тенденции кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы: в эволюционном ряду пород происходит постепенное снижение содержания тугоплавких компонентов — MgO , Al_2O_3 , CaO — при синхронном увеличении содержания кремнезема, щелочей и относительной железистости. Это так называемый гомодромный тип дифференциации изверженных пород.

Любой, даже начинающий, петрограф может привести примеры проявления кристаллизационного фракционирования в изверженных породах. Он видит их на уровне петрографического шлифа, когда изучает зональные кристаллы; на уровне обнажения, когда наблюдает осаждение темноцветных минералов в нижние части магматических тел; на уровне магматического комплекса, когда в результате картирования получает геологически документированную возрастную последовательность пород с закономерным изменением состава от меланократовых к более лейкократовым.

Хорошо известны типовые ассоциации минералов: магнезиальный оливин встречается с энстатитом, диопсидом и основным плагиоклазом, фаялит — с другими высокожелезистыми силикатами и кварцем, олигоклаз — с биотитом, щелочным полевым шпатом и кварцем и т. п. Это — также следствие фракционной кристаллизации.

Многообразны причины, приводящие к удалению из магмы минералов ранних стадий кристаллизации, что является обязательным условием фракционирования. Изоляция ранних кристаллических фаз может быть связана с формированием в результате реакции с расплавом твердых оболочек другого состава, препятствующих ионной диффузии и установлению равновесия (зональные кристаллы, келифитовые структуры и т. п.). Однако наиболее универсальной причиной является гравитационная неустойчивость системы кристалл — расплав из-за большей (или меньшей) плотности твердой фазы. Это обуславливает вертикальное перемещение кристаллизующихся минералов, скапливающихся на дне магматической камеры или, наоборот, всплывающих к ее поверхности. Гравитационная дифференциация — процесс, проявленный в природе чрезвычайно широко и хорошо известный геологам с давних времен. Она приводит к появлению двух комплементарных серий пород, представляющих собой различные продукты кристаллизационного фракционирования: сегрегационные (или кумулятивные) образования и остаточные расплавы.

Перемещение кристаллов в магме может быть связано также с гидродина-

мической дифференциацией, т. е. со стремлением взвешенных твердых частиц концентрироваться в осевых частях магматических потоков, характеризующихся более высокими скоростями течения. Авторы наблюдали очень эффективные проявления этого процесса в дайках щелочных лампрофиров Кандалакского побережья Белого моря.

На поздних стадиях кристаллизации остаточные расплавы, заполняющие поровое пространство в кристаллическом агрегате, могут быть отжаты в результате фильтр-прессинга. Кроме того, вязкая полукристаллизованная магма может реагировать на механические напряжения уже не как истинная жидкость, а как твердое тело. Формирующиеся при этом «горячие трещины» будут немедленно заполняться остаточным расплавом. Очевидно, многие аплит-пегматитовые жилы, широко развитые в пределах гранитных массивов, образуются этим способом. Итак, общие геологические и физические предпосылки для проявления в природе фракционной кристаллизации также очень широки.

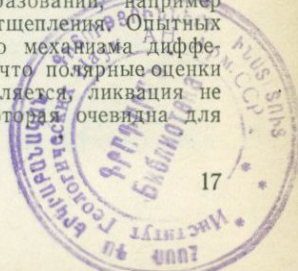
Теория фракционной кристаллизации прошла проверку временем. Некоторые ее положения, сформулированные Н. Боуэном на основе экспериментального изучения силикатных систем в атмосферных условиях, естественно, устарели и пересмотрены. Принципиально новым достижением петрологии магматических пород стало, как уже отмечалось, установление нескольких типов родоначальных магм, образующихся при частичном плавлении в мантии Земли. Составы этих магм, их «генетические коды» определяют основные направления магматической эволюции. Новые экспериментальные данные показывают, что последовательность кристаллизации минералов зависит не только от температуры, но и от давления; ликвидусные фазы и их ассоциации, устойчивые в одном интервале p - T -условий, становятся нестабильными и сменяются другими парагенезисами при изменении термодинамических условий, например с возрастанием или, наоборот, уменьшением глубины кристаллизации магмы; очень большое влияние на устойчивость минералов и последовательность их кристаллизации оказывают летучие компоненты, их состав и количественные соотношения.

4112
Таким образом, та или иная исходная магма может дать при фракционной кристаллизации, протекающей в различных физико-химических условиях, несколько ассоциаций изверженных пород. Реакционные ряды минералов, по Н. Боуэну, могут рассматриваться сегодня лишь как приблизительная схема или, точнее, как частный случай, реализующийся в определенных условиях для определенного типа родоначальной магмы. При этом, однако, сам реакционный принцип, составляющий ядро боуэновской концепции, ни в коей мере не может быть поставлен под сомнение. Не будет ошибкой утверждение, что в настоящее время огромное значение реакционного принципа в петрогенезисе стало еще более очевидным.

Фракционная кристаллизация — ведущий фактор магматической эволюции. Этот вывод объективно вытекает из совокупности геологических, петрографических, экспериментальных и геохимических данных. Хотя Н. Боуэн, по мнению авторов, лишь незначительно недооценил роль других механизмов магматической дифференциации, было бы ошибкой считать их несущественными для петрогенезиса.

Различные контаминационные явления сопровождают любой магматический процесс. В то же время можно констатировать, что еще недавно широко распространенные представления об ассимиляции как об одном из ведущих факторов магматической эволюции сменялись гораздо более скромными оценками ее значения в происхождении изверженных пород. Решающую роль при этом сыграли экспериментальные исследования.

В современной литературе вновь оживленно обсуждается ликвидация, проявление которой доказаны для многих магматических формаций. В отношении некоторых резко специализированных магматических образований, например карбонатитов, это, по всей вероятности, главный способ отщепления. Опытных данных для решения вопроса о значимости ликвидационного механизма дифференциации пока еще недостаточно. Можно лишь отметить, что полярные оценки вряд ли окажутся справедливыми, хотя, как нам представляется, ликвидация не может играть в петрогенезисе той универсальной роли, которая очевидна для фракционной кристаллизации.



То же самое можно сказать о гипотезе гибридности (смешения магм), признаки которого установлены в ряде магматических комплексов. Положенное в основу гипотезы сосуществование в природе магм контрастного состава свидетельствует одновременно об их способности достаточно долгое время сохранять свою специфику. Проблема смешимости расплавов экспериментально разработана пока недостаточно. Непрерывные серии горных пород еще не доказывают широкой распространенности гибридности, но, несомненно, отражают всеместное проявление кристаллизационного фракционирования.

Особо следует остановиться на летучих компонентах. Мало кто сомневается в широком проявлении эманационных процессов в магмах, особенно на заключительных стадиях их эволюции, когда именно летучие обуславливают автотермоморфические преобразования пород и развитие рудоносных магматогенных гидротермально-метасоматических систем. Количество и состав флюида определяют важнейшие параметры равновесия расплав—кристалл при генерации и последующей дифференциации некоторых типов глубинных магм. В то же время данные современной науки указывают на водоненасыщенные условия при формировании наиболее распространенных базальтов и гранитоидов. Это ставит серьезное препятствие перед гипотезами, трактующими роль летучих чрезвычайно широко (сквозьмагматическая дифференциация, флюидно-магматическое взаимодействие, метамагматизм и т. п.). Работы этого направления, распространенные в отечественной литературе, базируются на оригинальных идеях и глубоких теоретических разработках термодинамики природных открытых систем в трудах акад. Д. С. Коржинского и его учеников. Приходится, к сожалению, признавать, что достижения этой крупнейшей научной школы применяются в подобных работах не вполне критически, априорно. В них магма выступает нередко как некая косная субстанция, а всепроникающие флюиды совершают в ней самые разные превращения, давая чуть ли не весь спектр горных пород. Еще больше, чем полвека назад, справедливы в отношении таких работ слова Н. Боуэна о том, что флюиды в них кажутся демоном Максвелла, «они делают именно то, что им приказывают» [3, с. 278].

Геохимические критерии. Магмы, возникающие в результате рассмотренных петрогенетических процессов—факторов магматической эволюции,—находятся между собой в сложных генетических соотношениях, которые в современной литературе определяются несколькими терминами. Магмы однородного состава, в больших объемах поступающие из глубинного источника без заметного изменения состава, называют первичными. Первичная магма в свою очередь может оказаться родоначальной (материнской) по отношению к серии магм, возникающих при ее дифференциации и называемых производными (дочерними, остаточными)*.

Концепция родоначальной магмы и магматической серии составляет основное содержание теории Н. Боуэна. Родоначальная магма и магматическая серия в целом должны соответствовать ряду признаков, которые вытекают из теоретических положений фракционной кристаллизации. Родоначальной магме отвечают породы, которые появляются первыми в составе ассоциации.

Фракционная кристаллизация определяет некоторые общие химические критерии выделения родоначальных магм и магматических серий. Родоначальная магма должна иметь максимальную температуру ликвидуса, признаком чего может служить наиболее высокое содержание в породах, ее представляющих, таких тугоплавких компонентов, как MgO , CaO , Al_2O_3 . Наиболее объективным признаком, подтвержденным экспериментально, является высокая магнезиальность пород [12, с. 25].

Последовательное закономерное изменение химизма пород традиционно привлекается в качестве доказательства кристаллизационного фракционирования. Широко применяются графические построения разного рода вариационных петрохимических диаграмм, на которых фигуративные точки составов пород должны описываться плавными кривыми.

* Критическое рассмотрение понятий первичные, родоначальные, примитивные магмы и соотношений между ними дано в книге И. Кармайкла, Ф. Тернера и Дж. Ферхугена [39].

Внедрение в последние годы в петрографические исследования экспрессных методов микроанализа минералов и электронно-вычислительной техники позволило широко использовать балансовые расчеты, которые значительно повысили достоверность петрогенетических моделей. Смысл их сводится к количественному воспроизведению наблюдающихся различий между родоначальной магмой и ее дериватом путем вычитания из первичного состава определенного количества кристаллизующихся минералов. Расчеты проводят обычно в несколько стадий, что позволяет учесть изменение минерального парагенезиса и эволюцию состава минералов. В основе компьютерной программы расчета пропорций минералов в кристаллизате («петрографической смеси», «осадке») лежит линейное приближение между содержаниями петрогенных окислов в сравниваемых породах по методу наименьших квадратов [Bryan W. B. e. a., 1969 г.].

Однородный состав и большие объемы изверженных пород могут указывать на их происхождение при частичном плавлении в верхней мантии, нижней коре или на уровне гранитного слоя. В пределах того же магматического цикла прогрессивное плавление в магматическом источнике может привести к появлению нового типа магмы, химически контрастного по отношению к первому. Как было показано, его возникновение связано с истощением той или иной твердой фазы в плавящейся глубинной породе. Так возникают контрастные, бимодальные, магматические серии.

Геологические и химические критерии в совокупности с минерало-петрографическими данными могут оказаться достаточными для решения различных генетических вопросов. Обязательным при этом должно быть соответствие полученных эмпирических данных как общим физико-химическим закономерностям процессов генерации и эволюции магм, так и результатам экспериментального петрологического изучения модельных систем.

Существует, однако, круг вопросов, при рассмотрении которых перечисленных методов оказывается недостаточно. К современным петрологическим исследованиям предъявляются высокие требования. В условиях интенсивного развития новых геотектонических представлений от петрологии ждут данных, крайне важных для смежных геологических дисциплин: геотектоники, геофизики и др. Сегодня установление генезиса магматической породы или ассоциации магматических пород включает в себя выяснение природы магматического источника, его минералогии и химического состава, глубины залегания. Часто необходимой оказывается, кроме того, расшифровка истории исходной глубинной породы до плавления. Очень важна и оценка степени плавления в области магмогенерации.

Раскрытие дальнейшей эволюции магмы также часто представляет собой очень непростую задачу. Из-за целого ряда причин отдельные члены магматической серии могут быть редуцированы, так что возникает необходимость выбора между частичным плавлением и фракционной кристаллизацией. Так, отнюдь не общепринятой является точка зрения о двустадийном анатексисе при формировании бимодальных магматических ассоциаций типа базальт—трахит. Есть серьезные работы, в которых отстаивается представление об их образовании при фракционной кристаллизации.

Мантийные магмы, проникая в кору, могут ассимилировать ее вещество с конвергенцией соответствующих признаков, испытывать расслоение или, наоборот, смешение. Постмагматические процессы могут значительно изменить первичный состав закристаллизованных пород. Преобладающие в коре граниты при близком составе могут быть как продуктами глубокой дифференциации базальта или андезита, так и образованиями корового анатексиса и т. п.

Наряду с огромными успехами экспериментальной петрологии, благодаря которым стала возможной уже сама постановка перечисленных выше вопросов, значительные перспективы в их решении открываются на пути нового направления, возникшего на стыке петрологии и геохимии.

Широко распространено определение первичных изотопных отношений в магматических горных породах, позволяющее в ряде случаев уверенно различать источники магм, но особенно интенсивно в последние годы развивается количественное геохимическое моделирование магматических процессов.

Поведение редких элементов в системах расплав — кристалл в большинстве случаев не подчиняется тем закономерностям, которые установлены для глав-

ных, петрогенных, компонентов. Например, изменение количественного соотношения твердых фаз в магматическом источнике, как было показано, почти никак не скажется на составе образующегося при частичном плавлении расплава. Не будет иметь большого значения в известных пределах и доля расплава по отношению к твердому остатку. На это указывает, в частности, выдержанность химических составов базальтов разных регионов и разных геологических эпох. Петрохимические методы часто оказываются малоэффективными для их различения. В то же время с помощью геохимических методов удается обнаружить, что по распределению микроэлементов базальты разных вулканов заметно различаются даже в пределах одной провинции.

Эти данные нашли свое объяснение при помощи коэффициентов разделения K_p микроэлементов между твердой и жидкой фазами в магме. Эти коэффициенты определяются обычно эмпирически как отношение концентраций микроэлемента во вкрапленниках и в основной массе вулканитов. К настоящему времени они получены для многих породообразующих минералов в магмах различного состава. Было установлено, что для значительной части литофильных элементов коэффициенты разделения меньше 1. Следовательно, при частичном плавлении такие элементы должны обогащать жидкую фазу, а их концентрация в расплаве должна находиться в первом приближении в обратной зависимости от степени плавления. Точно так же при фракционной кристаллизации последовательно образующиеся остаточные расплавы должны прогрессивно обогащаться элементами, коэффициенты разделения которых меньше 1. Такие элементы были названы «несовместимыми» или «остаточными». Их называют также «магматофильными», иногда особо выделяя группу «гипермагматофильных», у которых $K_p \ll 1$, т. е. близок к 0 [Allegre C. J., Minster J. F., 1978 г.].

Изучение коэффициентов разделения показало, кроме того, высокую избирательную способность некоторых минералов к удерживанию тех или иных микроэлементов. Это определило индикаторные возможности последних в отношении кристаллизующихся из расплава или присутствующих в остатке при частичном плавлении фаз. Вскоре вслед за этим были разработаны и апробированы количественные модели поведения микроэлементов в двух ведущих магматических процессах — частичном плавлении и фракционной кристаллизации*.

Уравнение для модели равновесного частичного плавления, выведенное Д. Шоу [1970 г.],

$$C_L/C_0 = 1/[D(1-F) + F].$$

Вторая модель базируется на известном из физики законе фракционирования Рэлея

$$C_L/C_0 = F^{(D-1)},$$

где C_0 — концентрация элемента в исходной породе (при частичном плавлении), в родоначальной магме (при фракционной кристаллизации); C_L — то же, в образующемся (или остаточном) расплаве; D — валовый коэффициент разделения микроэлемента между рститом (или кристаллизатом) и расплавом в момент их сепарации ($D = \sum_i^n x_i K_{pi}$, где x_i — весовая доля минерала i в твердофазовом агрегате; K_{pi} — коэффициент разделения между минералом i и расплавом); F — весовая доля расплава по отношению к исходной породе при частичном плавлении или остаточного расплава по отношению к родоначальному при фракционной кристаллизации.

* Обсуждение различных теоретических аспектов метода с разнообразными примерами можно найти в работах П. Гаста [1968 г., 1973 г.], основателя этого нового направления, Д. Шоу [1970 г.] и во многих других [34, 52, 30; Shilling J. C., Winchester J. W., 1967 г.; Allegre C. J., Minster J. F., 1978 г.; Arth J. G., 1976 г.; Hanson G. N., 1977 г.; Вуд Б., Фрейзер Д., 1981 г.; Харрис П., 1976 г.; Бородин Л. С., 1981 г., и др.].

Графики математических функций, связывающих концентрацию элемента в расплаве со степенью частичного плавления (или фракционирования) и валовыми коэффициентами разделения представлены на рис. 4 [52].

Как видно из уравнений и графиков (рис. 4), при $D \approx 0$ (уравнения принимают вид $C_L/C_0 = 1/F$) оба процесса приводят к одному и тому же результату, если в исходной породе и родоначальном расплаве концентрации микроэлемента были одинаковыми. Однако если $D = 0,1$, то уже максимально возможное обогащение анатектического расплава только в 10 раз больше исходной концентрации, что гораздо меньше возможного накопления микроэлемента при фракционной кристаллизации.

Особенно сильно различаются эти процессы для микроэлементов с $D > 1$. Вариации микроэлементов в породах, возникших при кристаллизационном фракционировании, будут значительными. И наоборот, расплавы, возникающие при разной интенсивности частичного плавления, будут мало различаться, т. е. сравнительно постоянное содержание подобных микроэлементов в магматической ассоциации — признак ее образования при частичном плавлении. Валовый коэффициент D зависит от соотношения фаз в твердом остатке, что также необходимо учитывать при использовании рассмотренных моделей.

Чаще всего в количественных геохимических моделях используются три группы элементов: литофильные с крупными ионными радиусами (LIL-элементы), редкоземельные (РЗЭ) и переходные металлы группы железа.

Коэффициенты разделения некоторых LIL-элементов, определенные для кислых вулканитов, приведены в табл. 1.

Таблица 1

Коэффициенты разделения калия, рубидия, стронция и бария для дацито-риолитовых расплавов. По Г. Хансону [52]

Минералы	K_p элементов			
	K	Rb	Sr	Ba
Срх	0,037	0,032	0,516	0,131
Орх	0,0023	0,0027	0,0085	0,0029
Gar	0,020	0,0085	0,015	0,017
Amf	0,065—0,081	0,0077—0,014	0,094—0,22	0,044—0,054
Bt	5,63*	3,26	0,120	6,36
Pl	0,076—0,263	0,016—0,048	1,45—4,4	0,30—0,36
KFsp	1,49*	0,659	3,87	6,12
Ank	—	0,45	5,57	5,04

* Эти значения фактически не являются коэффициентами разделения, так как калий — существенный структурный компонент в биотите и полевошпате.

Как видно из таблицы, для большинства темноцветных минералов коэффициенты разделения значительно меньше 1, за исключением биотита, который удерживает рубидий и стронций. Кроме того, барий сильно обогащает калиевый полевошпат, а стронций удерживается всеми полевыми шпатами. Все это определяет повышенную информативность LIL-элементов и их отношений.

На рис. 5 представлены результаты количественного моделирования анатектического выплавления гранитов из пород разного минерального, но одинакового химического состава. Этот пример заимствован нами из работы Г. Хансона [52], который использовал при расчетах данные табл. 1.

Минеральный состав, %: первой исходной породы — кварца 20, калиевого полевого шпата 10, плагиоклаза 50, роговой обманки 20; второй — кварца 20, биотита 20, плагиоклаза 50 и роговой обманки 10.

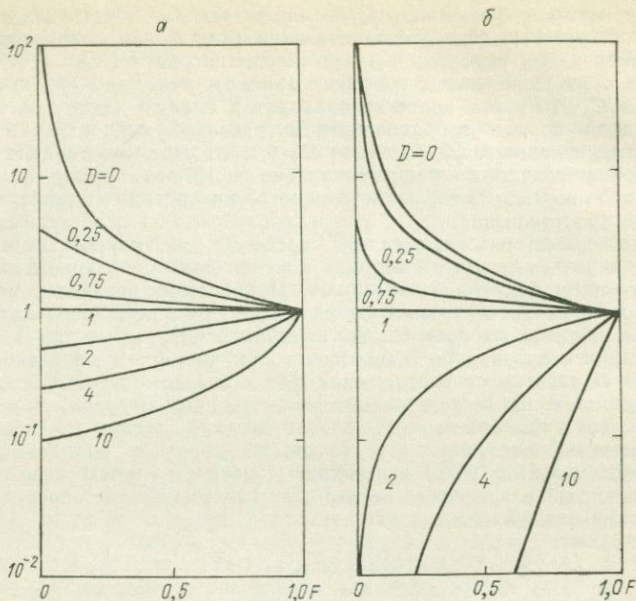


Рис. 4. Изменение отношений концентраций редких элементов в анатектическом расплаве и исходной породе в зависимости от степени частичного плавления (α), а также в остаточном и исходном расплавах в зависимости от степени кристаллизационного фракционирования (β) для разных значений валового коэффициента разделения. По Г. Хансону [52].

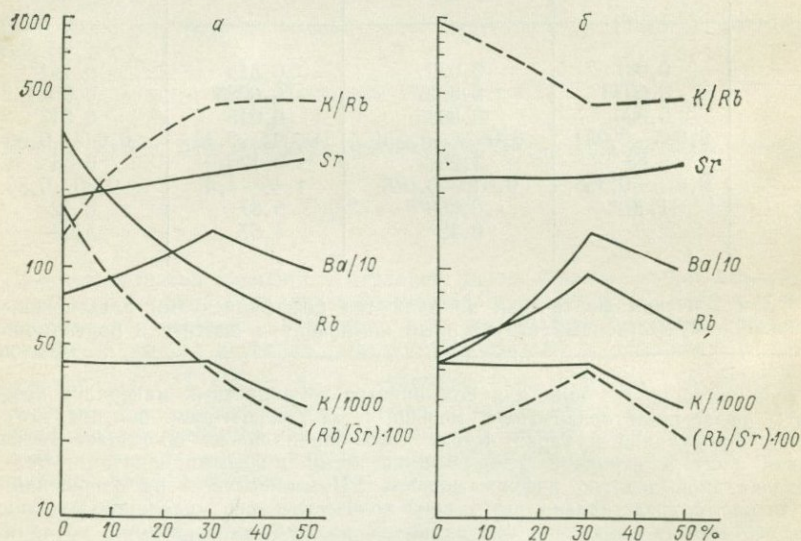


Рис. 5. Изменение концентраций LIL-элементов, г/г, и отношений K/Rb , Rb/Sr в гранитах в зависимости от интенсивности плавления калиево-полевошпатового (α) и биотитового (β) исходных субстратов одинакового химического состава. По Г. Хансону [52].

Содержания элементов в выплавках и их отношения рассчитаны по уравнению Д. Шоу при условии конгруэнтного плавления биотита и отсутствия твердых растворов щелочного полевого шпата. Нормативный состав расплава-минимум по 33,3 % кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. При степени плавления 0—30 % в присутствии калиевой фазы содержание калия буферизовано расплавом-минимум и составляет 4,2 %. Полное истощение калиевой фазы в магматическом источнике наступает при 30 %-ном плавлении. Исходные породы в обоих случаях содержат 1,5 % K, 30, 500, 600 г/т Rb, Sr и Ba соответственно. Принятые содержания калия в минералах (в присутствии калиевой фазы), %: кварц 0, биотит 6,3, калиевый полевой шпат 12,2, плагиоклаз 0,42, роговая обманка 0,34.

Как видно из графика (рис. 5), поведение калия и стронция в обоих случаях одинаково, но для рубидия и бария при степени плавления 0—30 % устанавливаются весьма значительные различия, что сказывается на характере изменения соотношений K/Rb и Rb/Sr. Этот пример показывает, как на основе рассматриваемого метода может быть установлен состав исходной породы. Обращает на себя внимание практически постоянное содержание стронция в обоих случаях. Вряд ли можно сомневаться, что значительные вариации в содержаниях стронция, которые устанавливаются во многих гранитных массивах, обусловлены процессами фракционной кристаллизации.

Исключительно информативную «индикаторную шкалу» представляют собой РЗЭ, изучение распределения и поведения которых в природных объектах составили целое направление в геохимии [Хэскин Л. и др., 1968 г.; Гаст П., 1973 г.; Балашов Ю. А., 1976 г., и др.].

Близость химических свойств РЗЭ, образующих теснейшую геохимическую ассоциацию, объясняется электронным строением их атомов. В ряду лантаноидов начиная с церия электронами заполняются не внешние, удаленные от ядра оболочки, а внутренний 4f-уровень. Сходные по строению внешние оболочки экранируют валентные подоболочки 4f и в значительной степени нивелируют различия в химических свойствах РЗЭ.

Этот же эффект последовательного заполнения электронами внутренней подоболочки, названный лантаноидным сжатием, определяет аддитивное изменение химических свойств в ряду РЗЭ от лантана к лютецию. При увеличении числа электронов на 4f-уровне притяжение между ядром и электронами возрастает и атомный радиус с увеличением порядкового номера элемента в Периодической системе элементов Д. И. Менделеева уменьшается. Одновременно с уменьшением ионного радиуса происходит изменение физических и химических свойств лантаноидов. Для соседних РЗЭ эти различия малы, но для крайних элементов ряда они могут быть уже значительными (так, ионный радиус лантана на 35 % больше ионного радиуса лютеция). Этим, в общем, определяется вторая фундаментальная геохимическая особенность лантаноидов: их способность к разделению (фракционированию), т. е. к изменению соотношения между содержаниями отдельных элементов в геологических объектах разного генезиса.

По своим физико-химическим свойствам лантаноиды близки к щелочноземельным элементам (Ca, Ba, Sr). Низкая электроотрицательность (1,01—1,14 эВ) элементов определяет их ясно выраженные основность и литофильность. Являясь сильными восстановителями, РЗЭ легко реагируют с кислородом и характеризуются окисленным состоянием 3+.

Многозарядные ионы РЗЭ обладают поляризующим свойством и вследствие этого способны образовывать устойчивые комплексные соединения с различными анионами (F^- , CO_3^{2-} , PO_4^{3-} и др.), во много раз более растворимые, чем простые соли. Устойчивость и растворимость комплексов возрастает при переходе от легких к тяжелым РЗЭ. Нужно отметить, наконец, способность некоторых РЗЭ изменять свою валентность в зависимости от окислительно-восстановительной обстановки во внешней среде. В магматических системах это особенно характерно для европия, который, легко восстанавливаясь до двухвалентного состояния, практически сравнивается по ионному радиусу со стронцием. Вслед за стронцием он входит преимущественно в решетку полевых шпатов.

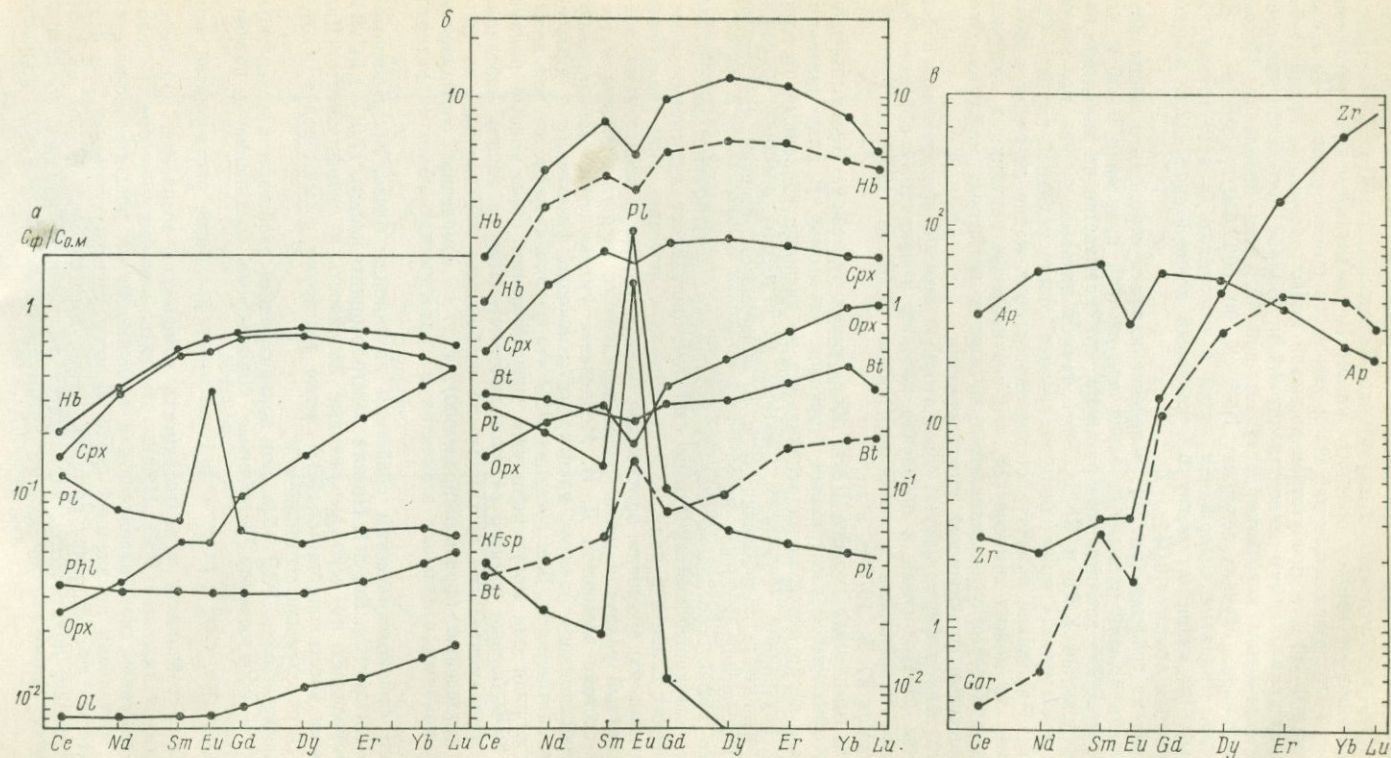


Рис. 6. Коэффициенты разделения РЗЭ между фенокристаллами и основной массой вулканитов разного состава.
По Дж. Аргу [34].

a — базальты и андезиты; *б* — дациты (штриховые линии) и риолиты; *в* — акцессорные минералы в дацитах и риолитах.

На рис. 6 показаны коэффициенты разделения лантаноидов для главных породообразующих и некоторых второстепенных минералов. Их исключительная информативность очевидна. Обращают на себя внимание сильные вариации типов распределения РЗЭ в разных минералах. Хотя наблюдается заметное изменение K_D в зависимости от кремнекислотности расплава, очень важно, что общий характер профиля РЗЭ сохраняется. Таким образом, появляется возможность идентифицировать минерал как остаточную фазу при частичном плавлении и фракционной кристаллизации.

Можно следующим образом кратко суммировать данные по коэффициентам разделения: тяжелые РЗЭ удерживаются клинопироксеном, но в гораздо большей степени амфиболом, гранатом и цирконом. РЗЭ середины ряда концентрируются в роговой обманке, клинопироксене и апатите. Легкие РЗЭ цериевой группы — типичные гипермагматофильные элементы и только апатит (и другие акцессории — монацит, сфен) могут обусловить обеднение расплава этими элементами. Отрицательная европиевая аномалия — безусловный признак полевошпатового контроля. Положительная европиевая аномалия может появиться в результате присутствия в области анатексиса (или при фракционировании) амфиболов, а также, возможно, клинопироксена, граната и апатита [52].

По мнению Г. Хансона [52], главную роль при формировании щелочной вулканической серии о. Роса (Антарктида) играла фракционная кристаллизация. На это указывают химическая эволюция пород и поведение микроэлементов, соответствующие порядку выделения минералов во вкрапленниках. Балансовые расчеты петрогенных элементов на основе пяти минералов, представленных во вкрапленниках, показали, что на первой стадии фракционирования (родоначальный щелочной базальт — трахибазальт) было закристаллизовано 40 % массы расплава ($F=0,6$ %). Пропорции минералов в кристаллизате, %: 23 клинопироксена, 15 оливина + рудного минерала и 2 плагиоклаза. На второй стадии (трахибазальт — трахит) закристаллизовано 65 % расплава ($F=0,21$ %), причем выделилось 25 клинопироксена, 12 оливина + рудного минерала, 18 плагиоклаза, 7 анортклаза и 3 апатита.

Распределение РЗЭ в породах подтверждает достоверность петрогенетической схемы. Более выраженное обогащение трахибазальта (1) легкими РЗЭ в сравнении с элементами середины ряда (рис. 7, а) свидетельствует о преимущественно клинопироксеновом контроле на первой стадии фракционирования. Резкое обеднение средними РЗЭ и европиевая аномалия в трахитах (2) указывают на апатит и полевые шпаты как на главные фазы, контролировавшие поведение РЗЭ на второй стадии фракционирования. На рис. 7, б показаны смоделированные концентрации РЗЭ в трахибазальте и трахите, которые были получены при использовании приведенных выше данных балансовых расчетов. Как можно видеть, рассчитанные профили РЗЭ очень близки к фактическим.

Следует заметить, что при балансовых расчетах петрогенных элементов часто получаются неопределенные результаты, допускающие участие в процессе

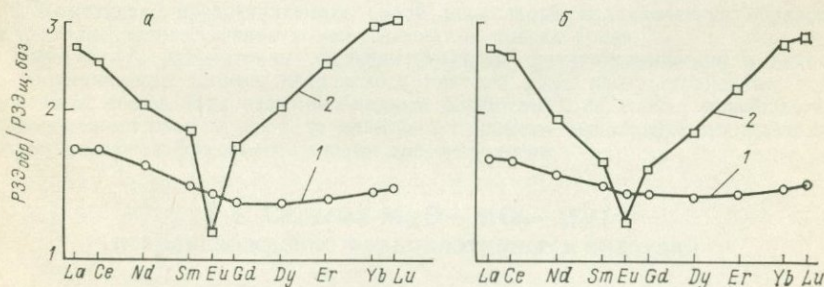


Рис. 7. Фактические (а) и рассчитанные (б) содержания РЗЭ в породах щелочной вулканической серии о. Роса (Антарктида). По Г. Хансону [52].

Концентрации РЗЭ нормализованы по отношению к щелочному оливинному базальту этой серии.

фракционирования различных минералов и в разных пропорциях. Микроэлементы позволяют сделать выбор между той или иной ассоциацией минералов в кристаллизате, т. е. остановиться на наиболее достоверной количественной модели процесса.

Переходные металлы, или элементы группы железа, занимающие в Периодической системе места с 21-го по 30-е, особенно информативны в отношении фракционирования мафических и рудных минералов, в частности магнетита. Коэффициент разделения переходных элементов для этих минералов нередко значительно больше 1. Трассерами являются: оливина—никель, ортопироксена—скандий и кобальт, клинопироксена—хром (при отсутствии шпинелидов), магнетита—ванадий [Allegre C. J., Minster J. F., 1978 г.]. Сильная зависимость коэффициента разделения элементов группы железа от температуры несколько ограничивает возможности их применения.

В настоящее время интенсивно разрабатываются модели поведения микроэлементов в более сложных магматических процессах (плавление в неравновесных условиях, различного вида контаминационные явления, совместное действие нескольких механизмов дифференциации магмы и т. п.). На очереди их применение к магматическим комплексам, для которых рассмотренные модели петрогенезиса оказываются недостаточными.

Таким образом, петрологи получают в свои руки мощный и тонкий метод, значительно расширивший возможности решения петрогенетических вопросов. В заключение необходимо отметить, что его применение может быть успешным только в том случае, если оно предваряется тщательным изучением изверженных горных пород в поле и под микроскопом. Кроме того, все исследователи—сторонники этого нового направления—начиная с П. Гаста особенно внимательно следят за развитием экспериментальной петрологии. Синтез традиционных методов петрографии, физико-химического анализа и эксперимента, а также количественных геохимических моделей уже сейчас выводит петрологию на новый уровень, в число точных наук.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О КРИСТАЛЛИЗАЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД

ГЛАВА I

СИНТЕТИЧЕСКИЕ И ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ. ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА УЛЬТРАБАЗИТОВ

Среди многочисленных изверженных пород ультраосновные занимают особое место, что объясняется их близостью по составу и свойствам к образованиям, слагающим верхнюю мантию. Необходимо вместе с тем подчеркнуть, что прямая корреляция интрузивных пород с мантийным веществом практически невозможна вследствие сложности физико-химических процессов рождения магм, их изменения при транспортировке к поверхности, а также в результате кристаллизации и вторичных преобразований. С осторожностью следует относиться также к широко распространенному мнению о том, что нодулы гранатовых и шпинелевых лерцолитов близки по составу к мантийному веществу — источнику магмы. Наблюдаемые различия в составе нодул могут объясняться не только гетерогенностью мантии и аккумулятивным их характером, но и неоднократностью плавления мантийного субстрата.

В настоящее время можно считать установленным, что ультраосновные породы, формирующиеся в океанических и континентальных условиях, являются полигенными образованиями и с геологической, и с физико-химической точек зрения. Главными геологическими объектами, в которых они участвуют, являются следующие.

1. Крупные массивы альпинотипных гипербазитов, в составе которых встречаются дуниты, гардбургиты и лерцолиты. Последние могут содержать в качестве второстепенных минералов плагноклаз и шпинель.

2. Дуниты, гардбургиты и лерцолиты, слагающие основание офиолитовых комплексов (ниже вулканической серии пород), относимых к океаническому типу разрезов земной коры.

3. Концентрически-зональные ультрамафические комплексы.

4. Ультраосновные породы кумулятивного происхождения, с которыми тесно ассоциируют основные или щелочные породы.

5. Ксенолиты ультраосновного состава в кимберлитах и щелочных базальтах.

6. Коматиты, представляющие собой уникальные вулканические образования ультраосновного состава в зеленокаменных поясах архея.

Ниже будут рассмотрены экспериментальные физико-химические и некоторые геохимические данные, касающиеся генезиса ряда распространенных ультраосновных пород. При этом необходимо рассмотреть не только новейшие экспериментальные работы, но и те далекие по времени выполнения исследования, которые являются фундаментальными для петрологии.

§ 1. Система $MgO-SiO_2-H_2O$ и происхождение «альпинотипных» интрузий

Экспериментальными работами Р. Горансона в конце 30-х годов, посвященными изучению равновесия минералов, кристаллизующихся из водосодержащих «кислых» магм, и фундаментальными исследованиями Н. Боуэна и О. Татла системы $MgO-SiO_2-H_2O$

в 40-е годы начат новый период в экспериментальной петрологии, который знаменуется участием летучих компонентов при изучении фазовых отношений.

Известно, что два компонента, входящие в указанную систему, являются основными окислами ультраосновных пород, слагающими две главные минеральные фазы: форстерит и энстатит. Именно высокая температура плавления форстерита (1890°C) и клиноэнстатита (1550°C) служит причиной несоответствия между экспериментальными данными и полевыми наблюдениями над экзоконтактами гипербазитов, которые, как правило, имеют низкую степень контактового метаморфизма. В свое время это дало основание Н. Боуэну [1914 г.] высказать предположение об аккумулятивной природе ультраосновных пород.

Одни исследователи не согласились с такой оценкой генезиса названных образований на основании геологических данных, другие пытались объяснить незначительное термальное воздействие ультраосновных интрузий влиянием добавок к главным окислам, понижающих температуру кристаллизации породобразующих минералов. В частности, П. Фогт указывал, что добавка фаялита к форстериту снижает температуру кристаллизации. Однако изучение системы MgO—FeO—SiO_2 [Bowen N., Schairer J., 1935 г.] показывает, что состав, отвечающий 80 % форстерита и 20 % фаялита, плавится при температуре 1800°C , т. е. еще очень высокой. Добавка CaO и Al_2O_3 незначительно понижает температуру плавления жидкостей, из которых кристаллизуется оливин. Так, в системе диопсид—анортит—форстерит при температуре эвтектики, хотя и относительно низкой (1270°C), выплавляется очень незначительное количество жидкости, из которой мог бы образоваться форстерит.

Ряд петрологов, в том числе А. Харкер, Х. Хесс и В. Н. Лодочников, полагали, что ультраосновная магма, богатая водой, имеет более низкую температуру кристаллизации. Эти аргументы и послужили основанием для экспериментальной оценки влияния добавки воды на процесс кристаллизации в системе, приближающейся к перидотитам.

На диаграммах (рис. 8), полученных Н. Боуэном и О. Татлом [4], равновесия и поля устойчивости фаз относятся к типу кристалл—газовая фаза (пар), поскольку в опытах отсутствовала жидкая фаза, наличие которой означало бы достижение плавления при высокой температуре или гидротермальный обмен при температуре ниже 300°C . Другими словами, эффект влияния давления воды на плавление ультраосновных составов не был достоверно установлен, но тем не менее полученные экспериментальным путем парагенетические ассоциации многих породобразующих минералов чрезвычайно важны для петрологии.

При изучении системы $\text{MgO—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ опыты проводились при температуре от 300 до 1000°C и давлении примерно до 3 кбар. На рис. 8 в координатах $T—p$ проведено пять моновариантных кривых, каждая из которых отвечает равновесию трех кристалли-

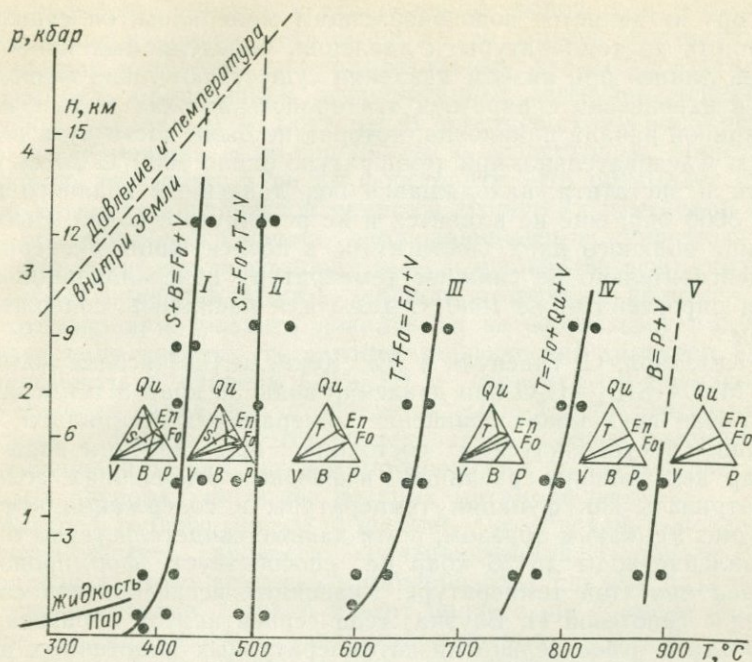


Рис. 8. Моновариантные кривые и парагенетические треугольники в системе $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. По Н. Боуэну и О. Татлу [4].

В — брусит; Р — периклаз; S — серпентин.

ческих фаз и газа. Расположение кривых показывает, что равновесие слабо чувствительно к давлению.

С точки зрения правила фаз моновариантные кривые отделяют поля дивариантные; таким образом, в пределах каждого поля в равновесии должны существовать только три фазы, включая газ. На этом основании диаграммы системы $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ в пределах полей представлены в виде серий дополнительных треугольников, которые соответствуют заданной температуре, давлению и определенному валовому составу.

Диаграмма хорошо читается без дополнительного подробного описания. Отметим лишь следующее. В первом треугольнике есть линия, соединяющая брусит и серпентин и отделяющая форстерит от пара. Это означает, что при температуре ниже 400°C форстерит не равновесен с водяным паром. Вправо от моновариантной кривой I линия серпентин — брусит отсутствует. При температуре выше моновариантной кривой II в условиях опытов отсутствовал магнезиальный серпентин, который сменяется равновесием тальк + форстерит + пар. Кривая III обозначает устойчивое равновесие энстатита и пара и отсутствие вправо от их совместного существования форстерита и талька. Последний минерал вообще был устойчив лишь до моновариантной кривой IV. Вправо от нее один

лишь брусит является водосодержащим минералом, он существовал вплоть до температуры и давления, определяемых кривой V. За этой линией при низком давлении существуют лишь безводные фазы в равновесии с паром, и эта область должна быть ограничена кривой начала плавления, которая не была достигнута в этих опытах. Следовательно, при температуре около 1000 °С смесь форстерита и энстатита, находящаяся под давлением водяного пара около 3000 бар, еще не плавится и не реагирует с водой. Высокое давление водяного пара, достигнутое в последующих экспериментах, действительно не снижает температуру кристаллизации оливина и пироксена ниже 1000 °С даже для расплавов, содержащих щелочи.

С. Китахара, С. Такенучи и Дж. Кеннеди [56] исследовали систему $MgO-SiO_2-H_2O$ при давлении воды 30 кбар и температуре 900 °С. Как показывает сравнение минеральных ассоциаций, возникающих в субсолидусном состоянии, при давлении воды 5 и 30 кбар нет больших различий в фазовых отношениях, если их рассматривать как функции температуры и содержания кремнезема (рис. 9). Таким образом, и эти данные свидетельствуют о том, что давление воды до 30 кбар не способствует формированию расплава при этой температуре. Указанные исследователи соглашались с гипотезой Н. Боуэна: тела серпентинитов образовались в результате относительно низкотемпературных пластичных внедрений.

Полученные экспериментальные данные — это дополнительная аргументация к более ранним заключениям Н. Боуэна об аккумулятивной природе некоторых ультраосновных пород. Более того, Н. Боуэн и О. Татл на основе этих данных разработали новую гипотезу о внедрении пород оливинитового и перидотитового состава в твердом «кашеобразном» состоянии.

Наряду с ранее установленными признаками, характеризую-

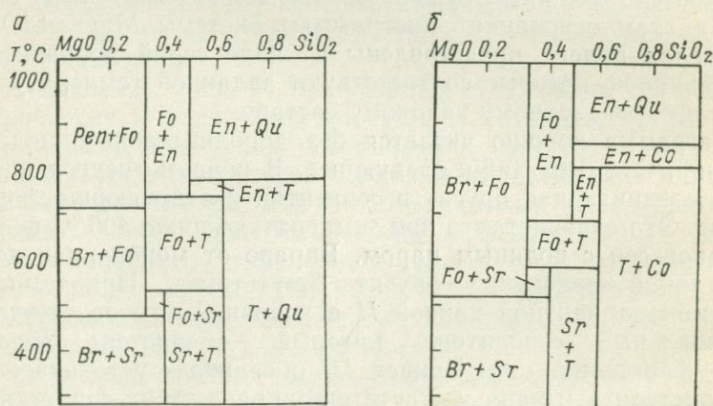


Рис. 9. Фазовые отношения минералов в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ при давлении 5 (а) и 30 кбар (б).

щими подобную природу ультраосновных пород, т. е. отсутствием высокотемпературного метаморфизма во многих контактах альпинотипных интрузий, экспериментальные данные подтверждают возможность образования альпинотипных интрузий перидотитов способом, указанным Н. Боуэном. В процессе охлаждения установлено более раннее, если сравнивать с серпентином, образование талька по энстатиту, а не по форстериту. Это обязывает сторонников автотематоморфической природы вторичных изменений объяснить обратные соотношения, наблюдающиеся в природных условиях. Изучение альпинотипных тел ультрабазитов ясно указывает, что серпентинизация здесь — ведущий вторичный процесс, тогда как оталькование развито локально и не соответствует опытным данным, если принять его автотематоморфический характер. Однако эксперименты Х. Йодера [1966 г.] с серпентином показали, что этот минерал сохраняет устойчивость выше кривой своего распада на тальк и форстерит. Этот исследователь склонен рассматривать серпентинизацию как автотематоморфический процесс и лишь в некоторых случаях как более поздний метаморфический.

Многие геолого-минералогические исследования показывают многостадийность процесса серпентинизации. Наиболее ранним проявлением этого процесса в гипербазитах служит лизардитизация первой стадии. Однако и этот процесс, по времени формирования сопоставимый с автотематоморфизмом, В. Р. Артемов [1967 г.] называет «фреатической серпентинизацией», обусловленной воздействием воды, заимствованной из вмещающих пород. Лизардитизация второй стадии, хризотилизация и антигоритизация, по его мнению, — процессы аллотематоморфические.

Большой геологический материал, подтверждающий гипотезу Н. Боуэна о внедрении определенной группы гипербазитов в «кашеобразном» состоянии, приводит Т. Тейер [1963 г.], изучивший ультраосновные породы США, Филиппин и Новой Зеландии. Вот его аргументация: 1) границы распространения различных по составу пород (перидотитов, пироксенитов и др.) являются поперечно секущими по отношению к полосчатости и линейности; 2) линзообразная форма рудных хромитовых тел может быть согласной и несогласной с полосчатостью; 3) структура хромита свидетельствует о существенном изменении первично-аккумулятивных форм кристаллов и приобретении ими нодулевидных (веретеноподобных) очертаний; 4) поднятие огромных твердых рудных масс, для формирования которых необходима высокая температура, возможно лишь в относительно твердом силикатном окружении. Кроме того, чешуйчатое расположение ультраосновных интрузий в геосинклинальных, преимущественно сланцевых породах и сорванные контакты при согласном залегании также подтверждают гипотезу Н. Боуэна.

Приведенные данные, по-видимому, свидетельствуют о том, что кристаллизация и дифференциация ультраосновной магмы начинаются на значительной глубине, почти всегда превышающей уровень окончательной консолидации массивов. Выведенные из

первоначального положения частично псевдостратифицированные массы резко нарушают первичные текстурно-структурные признаки пород и руд. Достигнув горизонтов земной коры с изотермой 500—400 °С, породы в благоприятном (водном) окружении подвергаются процессу серпентинизации. Ниже на основании других физико-химических данных будут обсуждены и другие аспекты происхождения гипербазитов.

Чрезвычайно важным результатом изучения системы $MgO-SiO_2-H_2O$ является физико-химическое объяснение противоречивых возрастных взаимоотношений пород в комплексах гипербазитов. Геологические наблюдения нередко устанавливают в пределах одного массива взаимные пересечения оливинитов и пироксенитов, которые обычно считали последовательными внедрениями то одной, то другой порций магмы.

Результаты экспериментов свидетельствуют о высокой летучести кремнезема в присутствии водяного пара, что приводит к появлению неожиданных продуктов в навесках. Так, в исходном материале, точно соответствующем по составу энстатиту (стехиометрические отношения), находилось некоторое количество форстерита. Н. Боуэн и О. Татл полагают, что в породе, состоящей из пироксена, циркулирующий по трещине пар, не насыщенный кремнеземом, будет переводить пироксенит в оливинит, а насыщенный им и атакующий породу оливинитового состава пар может создать «трубку» пироксенита. При изменении состава растворов могут быть многократные пересечения исходных пород массива жиллоподобными метасоматическими телами различного состава.

Этот вывод из эксперимента был, к сожалению, чрезвычайно утрирован Н. М. Успенским [1952 г.] и С. В. Москалевой [1968 г.], которые считали метасоматическими ряд массивов Урала. Эти представления не соответствовали экспериментальным данным и были решительно опровергнуты геологическим материалом.

Эксперименты по изучению систем $Mg_2SiO_4-H_2O$, $Mg_2SiO_4-SiO_2-H_2O$ [65], $MgO-SiO_2-H_2O$ [44] показали высокую растворимость воды в расплавах форстеритового и диопсидового составов. Так, в системе $Mg_2SiO_4-H_2O$ при давлении 30 кбар водонасыщенный солидус имеет температуру 1375 ± 10 °С, а количество воды, насыщающей форстеритовый расплав, составляет $27,0 \pm 1,0$ вес. % или 74,3 мол. % (рис. 10). Для диопсидового расплава положение водонасыщенного солидуса определено при температуре 1265 ± 10 °С, а содержание воды в расплаве составляет $21,5 \pm 1,0$ вес. % (74,4 мол. %).

Еще один интересный факт был установлен при изучении системы $Mg_2SiO_4-SiO_2-H_2O$ [65] при давлении 15 кбар, подтверждающей ранние выводы Н. Боуэна и О. Татла: очень высокое содержание кремнезема в газовой фазе. Количество его в паре, находящемся в равновесии с форстеритом и энстатитом при температуре 1280 °С, составляет 18 вес. %, увеличиваясь до 22 вес. % при температуре 1310 °С (рис. 11). Газовая фаза, со-

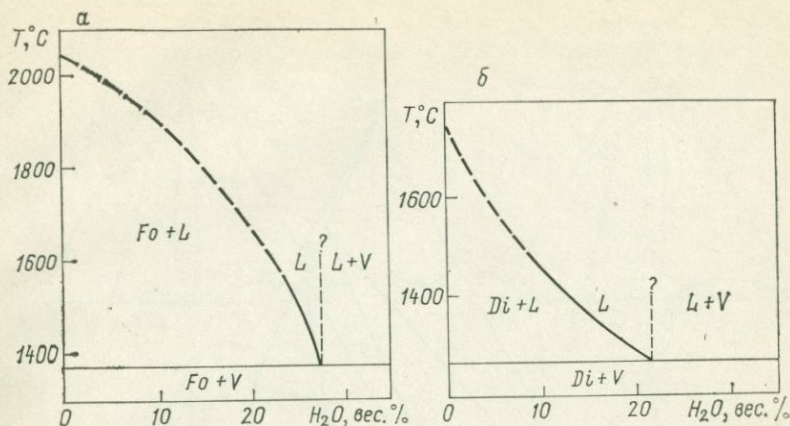


Рис. 10. Растворимость воды в расплаве форстерита (а) и диопсида (б) при давлении 30 кбар [65].

существующая только с энстатитом, может содержать около 40 вес. % кремнезема. И. Накамура и И. Куширо [65] на этом основании высказали предположение, что богатые кремнеземом пары, которые сосуществуют с форстеритом, способны переносить кремнезем в верхние горизонты, создавая механизм, посредством которого осуществляется дифференциация в мантии. Однако результаты изучения системы $\text{MgO—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ Д. Эллисом и П. Уайли [44] ограничивают давление и глубины, на которых может осуществляться этот процесс.

Внимание исследователей к изучению фазовых отношений в системе $\text{MgO—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ вполне понятно, поскольку она является частью более сложной системы $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O—CO}_2$, моделирующей мантийные составы. При изучении частей этой системы при давлении до 100 кбар, Д. Эллис и П. Уайли отмечают, что установленное Ф. Бойдом [31] конгруэнтное плавление энстатита при давлении 5 кбар и выше имеет место лишь для сухих условий. В присутствии же воды энстатит плавится инконгруэнтно до давления 90 кбар, в результате чего образуются форстерит и насыщенная кремнеземом и паром жидкость. Реализуется ли такая возможность в природе — пока еще не известно, во всяком случае, она сомнительна из-за отсутствия доказательства избытка воды для глубинных мантийных условий.

Было установлено также, что начиная с давления 55 кбар на ликвидусе становится устойчивым брусит (рис. 12) и его поле расширяется с ростом давления, что приводит при давлении 90 кбар к полному осуществлению реакции гидратации $\text{Fo} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{En} + \text{Br}$ и невозможности сосуществования форстерита и воды. Таким образом, при значительном содержании воды и ее присутствии в фазе пара реакции бруситообразования при давлении 95 кбар

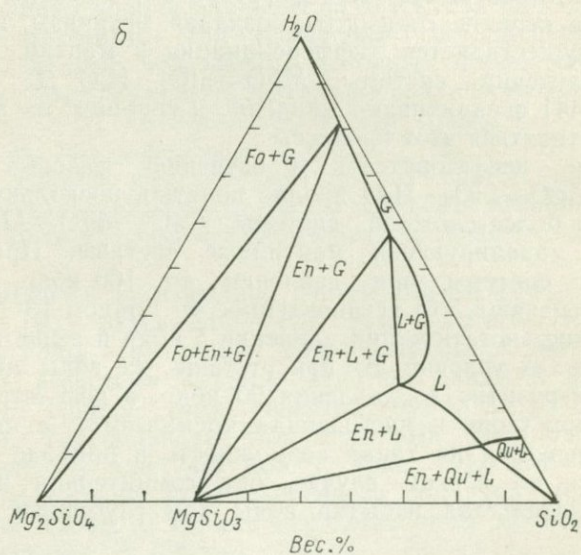
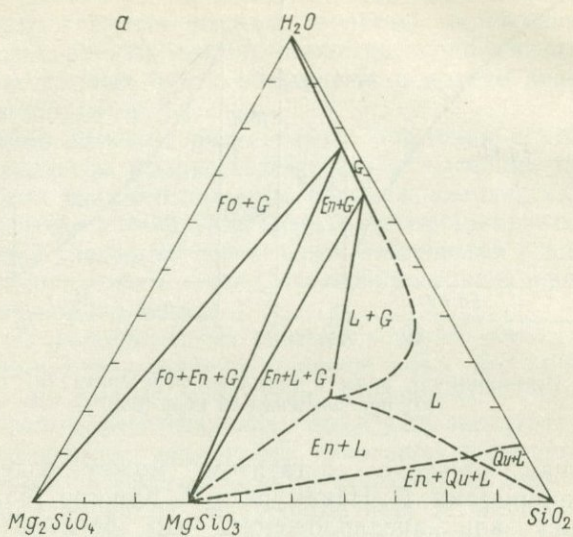


Рис. 11. Изотермические сечения системы $Mg_2SiO_4-SiO_2-H_2O$ при давлении 15 кбар и температуре 1310 (а) и 1280 °С (б) [65].

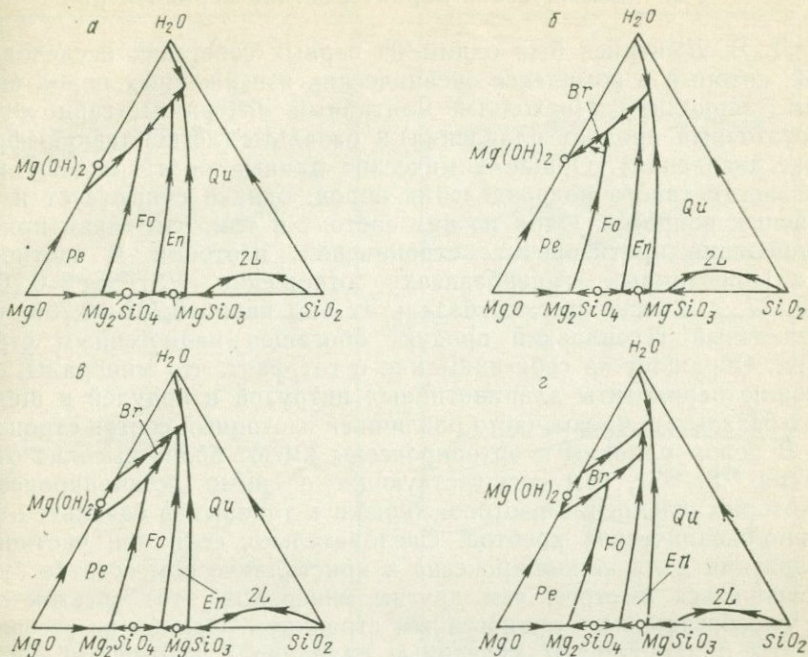
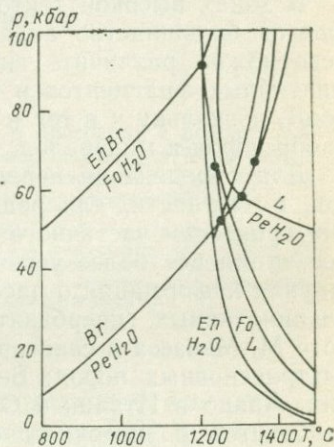


Рис. 12. Изобарические диаграммы плавления в системе $MgO-SiO_2-H_2O$. По Д. Эллису и П. Уайли [44].

Давление, кбар: а — 20; б — 55; в — 70; г — 95.

Рис. 13. $p-T$ -диаграммы фазового состояния системы $MgO-SiO_2-H_2O$. По Д. Эллису и П. Уайли [44] с небольшими изменениями.



будут не только разрушать форстерит, и ограничивать верхний предел давления для существования свободной воды в мантии, но и образовывать при плавлении насыщенную кремнеземом, но недосыщенную водой жидкость (рис. 13). В сухих условиях в ряде рассматриваемых давлений и составов должна образоваться форстерит-нормативная жидкость.

§ 2. Геохимическая характеристика перидотитов

Л. В. Дмитриев был одним из первых советских исследователей, который в комплексе океанических изверженных пород выделил лерцолиты (исходный мантийный материал), гарцбургиты (остаточный продукт плавления) и базальты (легкоплавкую фракцию плавления). Общие химические данные подтверждают правильность такого подразделения пород, однако существует и ряд неясных вопросов. Один из них состоит в том, что такая прямая корреляция противоречит стронциевой изотопии. В частности, в альпинотипных гипербазитах отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,707 \div \div 0,727$, а в океанических базальтах оно равно $0,702 - 0,706$, т. е. остаточный тугоплавкий продукт обогащен радиогенным стронцием. Обращает на себя внимание и тот факт, что минералы, слагающие перидотиты альпинотипных интрузий и нодулей в щелочных базальтах, имеют часто различный изотопный состав стронция.

В целом оливины и ортопироксены имеют более высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем сосуществующие с ними клинопироксены, в которых отношения изотопов близки к таковым в базальтах срединно-океанических хребтов. Следовательно, если при частичном плавлении доля клинопироксена в кристаллическом остатке будет уменьшаться быстрее, чем других минералов, этот остаток окажется обогащенным радиогенным стронцием. Однако не все перидотиты обнаруживают указанные различия в изотопном составе минералов.

В зонах высокой тектонической активности, в которых размещается большинство альпинотипных гипербазитов, геологически невозможно различить гипербазиты предполагаемых исходных мантийных фрагментов и тела остаточной или кумулятивной природы, поскольку и в тех и в других может находиться одинаковый набор пород и минералов.

Для определения первичной генетической природы гипербазитов, в частности, для решения вопросов о том, подвергались ли они процессам частичного плавления и в какой степени, в последнее время все более успешно привлекаются данные по РЗЭ. Обширная информация о распределении РЗЭ в породах и минералах альпинотипных гипербазитов Средиземноморья содержится в работе М. Мензеса с соавторами [62]. Ими изучены четыре массива ультраосновных пород: Бени Бушера в Марокко, Ронда в Испании, Ланцо в Италии и Отрис в Греции, а также ксенолиты гипербазитов в щелочных базальтах Центрального Французского массива (рис. 14).

Как видно на графиках нормированных относительно хондрита концентраций РЗЭ (рис. 14, а), диопсиды во всех изученных породах имеют одинаковый характер распределений лантаноидов с некоторым обеднением легкими и тяжелыми элементами. Их профили на графиках носят платообразный инверсионный характер. Диопсиды содержат от 2 до 12 хондритовых кларков РЗЭ. Близкие значения установлены в ксенолитах (от 0,9 до 12,0 кларков).

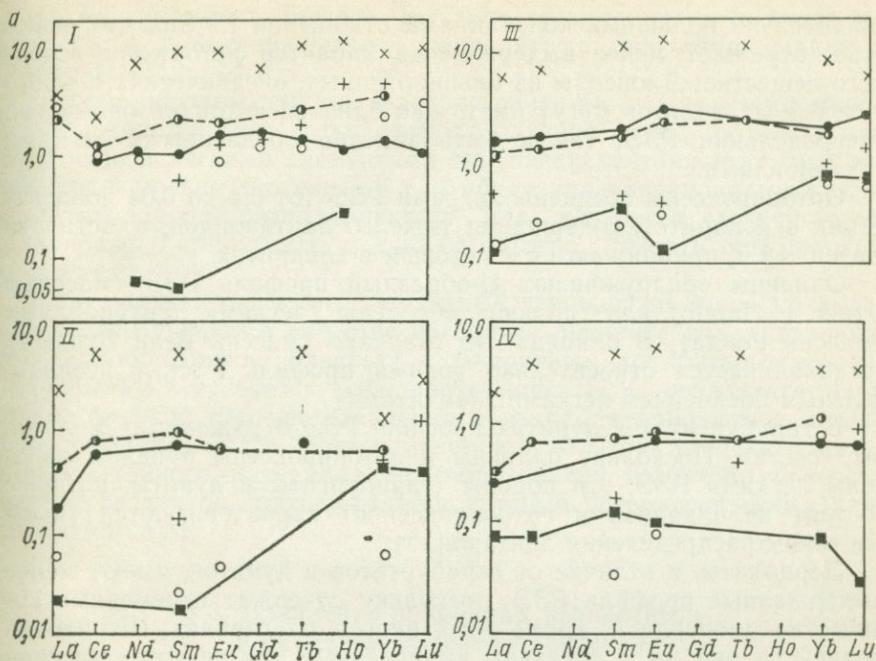


Рис. 14. Профили РЗЭ в минералах и породах ультраосновного состава Средиземноморья (а) и результаты модельных расчетов поведения РЗЭ при частичном плавлении лерцолитов (б) [62].

I-IV — массивы лерцолитов: I-II — плагиоклазовых (I — Отрис, II — Ланцо), III-IV — шпинелевых (III — Бени Бущера, IV — Ронда); 1 — клинопироксены; 2 — ортопироксены; 3 — оливины; 4 — лерцолиты; 5 — пересчитанные лерцолиты; 6 — гарцбургиты и дуниты.

Как показывают геохимические данные различных исследователей, суммированные М. Мензесом с соавторами [62], в клинопироксенах присутствует основная доля РЗЭ от общего содержания их в гипербазитах. Вариации в содержании РЗЭ в клинопироксенах и тип их распределения находят отражение в изменчивости этих параметров в гипербазитах. Таким образом, клинопироксены являются той минеральной фазой, которая позволяет диагностировать генетические типы лерцолитов. В частности, при сравнении диопсидов из альпинотипных лерцолитов и нодулей в щелочных базальтах устанавливаются существенные различия в распределении РЗЭ. Диопсиды из ксенолитов характеризуются

значительно большими колебаниями отношения La/Sm, что, вероятно, отражает менее выдержанный характер истощения исходного вещества. Диопсиды из альпинотипных, океанических и офиолитовых лерцолитов могут иметь как близкий к хондритовому тип распределения PЗЭ, так и быть заметно обедненными легкими лантаноидами.

Ортопироксены обеднены легкими PЗЭ (от 0,4 до 0,04 концентраций в хондрите), содержания тяжелых лантаноидов, в частности лютеция Lu, приближаются к таковым в хондритах.

Оливины обнаруживают U-образный профиль PЗЭ (массивы Отрис и Ланцо) или сильно обеднены легкими лантаноидами (массив Ронда). В оливинах из Марокко (массив Бени Бушера) устанавливается относительно ровный профиль PЗЭ, с незначительным обеднением легкими элементами.

В гарцбургитах и дунитах профили PЗЭ отражают их модальный состав. Поскольку оливины и ортопироксены в целом обеднены легкими PЗЭ, эти породы (гарцбургиты и дуниты, которые состоят из оливинов и ортопироксенов) характеризуются таким же типом распределения лантаноидов.

Лерцолиты, в отличие от гарцбургитов и дунитов, имеют менее выдержанные профили PЗЭ, поскольку содержат переменные количества диопсида и, кроме того, иногда плагиоклаз. Штриховой линией на рис. 14, а показаны вычисленные для каждого массива редкоземельные составы «идеального» лерцолита (15 % диопсида, 25 ортопироксена и 60 оливина). Для лерцолитов массивов Ланцо, Бени Бушера и Ронда устанавливаются лишь небольшие различия между наблюдаемым и рассчитанным составами PЗЭ. Более значительные расхождения отмечаются для массива Отрис, что обусловлено присутствием в лерцолитах этого массива плагиоклаза. Наиболее высокие содержания PЗЭ (2—2,5 хондритовых) имеет лерцолит из массива Бени Бушера, который можно считать наименее истощенной породой.

Для проверки предположения о том, что лерцолиты могут служить источником образования базальтовых магм, а гарцбургиты и дуниты являются остаточными продуктами частичного плавления, были выполнены модельные расчеты изменения содержания PЗЭ в остаточном продукте и выплавке при степени частичного плавления от 10 до 30 %. Результаты расчетов представлены на рис. 14, б, где редкоземельные составы исходных пород, рассчитанных расплавов и остатков суммированы в виде полей. Устанавливается несомненное сходство между вычисленным остатком и гарцбургитами массивов, хотя вычисленные составы несколько заметнее обеднены легкими PЗЭ. Жидкости, полученные в расчетах при плавлении анализированных альпинотипных лерцолитов, имеют тип распределения PЗЭ, близкий к таковому океанических толеитов, хотя уровень обогащения пикритоподобных расплавов, рассчитанных для большой степени плавления, может быть несколько ниже. Наблюдается несомненное сходство между остатком при низкой степени плавления наименее истощенного лерцо-

лита массива Бени Бушера (верхняя граница поля остатков на рис. 14, б) и неплавленными лерцолитами массивов Ланцо и Ронда (см. рис. 14, а).

Таким образом, широко распространенные в Средиземноморье альпинотипные лерцолиты имеют близкий к хондритовому или обедненный легкими элементами тип распределения РЗЭ. Все вариации в уровне обогащения или обеднения лантаноидами в лерцолитах должны рассматриваться как результат частичного их плавления. Гарцбургиты и дуниты можно считать остаточными продуктами.

Если принять наименее истощенный лерцолит из Марокко (массив Бени Бушера) в качестве исходного продукта для плавления, то для образования базальта с 10-кратным хондритовым содержанием РЗЭ требуется расплавить лишь 17 % перидотита. При более высокой степени плавления образуются жидкости с иными соотношениями РЗЭ. Тезис о менее чем 20 %-ной степени плавления мантийного материала при образовании толеитовых океанических базальтов подтверждается другими петрологическими данными (см. § 3).

§ 3. Плавление природных перидотитов и варианты моделей плавления

В опытах по плавлению природного перидотита при давлении 25 кбар в сухих и водных условиях Б. Майсен и И. Куширо [1977 г.] подтвердили общие теоретические соображения о процессах частичного плавления (см. Введение). Одним из главных было заключение исследователей об изобарическом невариантном характере плавления, близком к тому, что ранее было установлено в модельной перидотитовой системе $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$. Б. Майсен и И. Куширо показали также, что состав жидкостей становится более ультраосновным при увеличении степени плавления.

Продолжением этих работ явилось изучение влияния вариаций общего состава и минералогии в двух нодулях перидотита на режим плавления [81]. Один из нодулей представлял собой шпинелевый перидотит (обр. 66PAL-3, см. табл. 2) из щелочной вулканической серии Гавай, который по химизму относительно слабо обеднен базальтовым компонентом. Второй относится к гранатовым перидотитам (обр. GP-11858) из кимберлитовой трубки в Южной Африке и имеет геохимически «обедненный» характер.

На рис. 15 показано плавление этих образцов в зависимости от температуры и степени плавления. При давлении 20 кбар шпинелевый перидотит начинает плавиться при температуре около 1420 °С, первичная жидкость соответствует по составу оливину до 23 %-ной степени плавления. При 1440 °С клинопироксен и шпинель плавятся полностью. Между 1440 и 1580 °С остаточные фазы — оливин и ортопироксен — сосуществуют

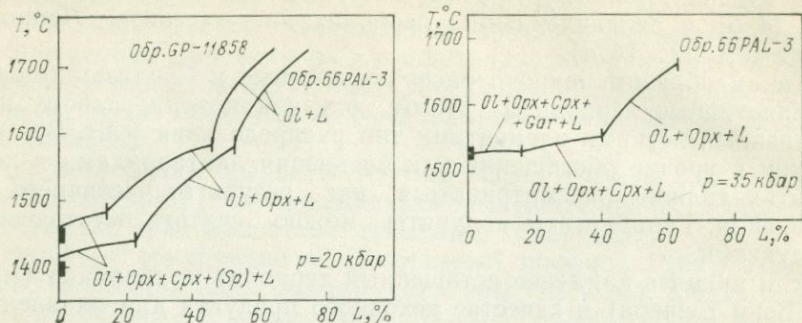


Рис. 15. Кривые плавления шпинелевого (обр. 66PAL-3) и гранатового (обр. GP-11858) перидотитов при давлении 20 и 35 кбар [81].

Залитый прямоугольник — отсутствие жидкости.

с расплавом толеитового пикрита. Выше 1580°C жидкость имеет состав перидотитового коматита и сосуществует с оливином.

Сходный характер плавления наблюдается и для гранатового перидотита, но при более высоких температурах, а образующиеся расплавы характеризовались более высоким содержанием нормативного оливина.

При давлении 35 кбар шпинелевый перидотит начинает плавиться при температуре около 1525°C , и первичная жидкость находится в равновесии с оливином, клинопироксеном, ортопироксеном и гранатом, а по составу является щелочным пикритом. При 1535°C исчезает гранат, в жидкости увеличивается содержание нормативного оливина, при 1550°C достигается 40 %-ное плавление.

Таким образом, на начальных этапах плавления шпинелевого перидотита появляется жидкость, соответствующая по составу оливиновому толеиту при давлении 30 кбар и щелочному пикриту при 35 кбар. Вследствие химической истощенности и вторичной природы гранатового перидотита он начинает плавиться при давлении 20 кбар и при более высокой температуре, количество образующегося расплава меньше, а его состав богаче оливиновым компонентом.

Характер наклона кривых плавления и почти постоянный состав жидкостей и твердых фаз в изученном интервале температур позволяет предполагать, что тип плавления близок к изобарическому невариантному. При давлении 20 кбар в поле устойчивости шпинели такой характер плавления наблюдается до исчезновения клинопироксена и шпинели. При давлении 35 кбар в поле устойчивости граната невариантное плавление наблюдается до исчезновения граната. После этого намечается резкое изменение наклона кривых плавления. Эти результаты указывают на то, что при плавлении мантийного вещества образуются значительные объемы базальтовых магм (при 20 кбар) или пикритовых распла-

вов (при 35 кбар), а их состав не зависит от пропорций твердых фаз в первичном лерцолите. Данные экспериментов подтверждают уже обсуждавшийся ранее тезис о том, что для получения тугоплавких ультраосновных расплавов необходима высокая степень плавления.

Судя по оценкам главных и второстепенных химических компонентов, состав мантийных перидотитов напоминает наиболее магнезиальные коматиты. Отсюда следует вывод, что для образования последних из источника, незначительно более тугоплавкого, требуется высокая степень частичного плавления. Таким образом, и экспериментальные работы, и геохимические данные, обнаружившие уменьшение концентрации несовместимых элементов при увеличении степени плавления, подтверждают такой способ образования коматитовых магм. Вместе с тем существуют и ограничения к проявлению этого процесса в природных условиях. Одним из главных препятствий для получения коматитовых составов является быстрая дезинтеграция вещества при достижении уже сравнительно небольшой степени плавления. Увеличение количества расплава может привести к его отделению, отсадке кристаллических фаз, что затрудняет одноактное образование ультраосновных расплавов.

Экспериментальные данные по плавлению природных лерцолитов с широким диапазоном значений $Mg/(Mg+Fe)$, $Ca/(Ca+Na+K)$, Al_2O_3 и щелочей приведены в работе Б. Майсена и А. Бётчера [20]. В осуществленных этими исследователями опытах были определены парагенезисы солидусного состояния перидотитов при давлении до 30 кбар, положение солидусов и частично ликвидусов при различном соотношении H_2O и CO_2 во флюиде и контролируемом режиме водорода. Кроме того, ими изучен состав фаз в зависимости от температуры, давления и общего химизма пород.

Состав исходных материалов приведен в табл. 2, а на рис. 16 показаны водные перидотитовые солидусы и ликвидусы ряда пород, а также положение континентальной и океанической геотермы. Как можно видеть на рис. 16, температура солидуса повышается по мере увеличения в исходном веществе отношения $Mg/(Mg+Fe)$. Сходный эффект наблюдается и при увеличении отношения CaO/Al_2O_3 при постоянном отношении $Mg/(Mg+Fe)$ (ср. составы *C* и *B*). Одним из важных установленных результатов является довольно низкая температура водных перидотитовых солидусов и их значительное различие между крайними по магнезиальности породами. Это свидетельствует о возможности анатектического плавления перидотитов в условиях подходящего геотермического градиента и его дифференцированном проявлении в «неистощенных» и «истощенных» базальтовым материалом образованиях мантии.

Кроме того, водные перидотитовые солидусы обнаруживают температурные минимумы, которые смещаются в область более высокого давления при повышении отношения $Mg/(Mg+Fe)$ в исходном материале. По мнению Б. Майсена и А. Бётчера, это

Таблица 2

Состав исходных материалов [20]

Компоненты	A	B	C	D
SiO ₂	45,7	43,7	45,10	44,82
TiO ₂	0,05	0,20	0,13	0,52
Al ₂ O ₃	1,6	4,0	3,92	8,21
Fe ₂ O ₃	0,77	0,89	1,00	2,07
FeO	5,21	8,09	7,29	7,91
MgO	42,8	37,4	38,81	26,53
CaO	0,70	3,50	2,66	8,12
Na ₂ O	0,09	0,38	0,27	0,89
K ₂ O	0,04	0,01	0,02	0,03
H ₂ O ⁺	1,28	0,14	0,07	0,11
H ₂ O ⁻	0,28	0,10	0,12	0,15
P ₂ O ₅	0,01	<0,01	0,01	0,04
MnO	0,092	0,123	0,14	0,19
CO ₂	—	—	0,01	0,01
C	—	—	0,00	0,00
F	—	—	0,01	0,01
S	—	—	0,02	0,04
Cr ₂ O ₃	0,41	0,40	0,31	0,20
NiO	0,26	0,24	0,25	0,20
Предварительная сумма	99,29	99,17	100,14	100,05
Поправка	—	—	-0,01	-0,02
Сумма	99,29	99,17	100,13	100,03
MgO/(MgO + FeO + + 0,9Fe ₂ O ₃)	0,93	0,88	0,89	0,83
CaO/Al ₂ O ₃	0,44	0,88	0,68	0,99

Примечание. A — обр. ga-p(1), гранатовый лерцолит, Весселтон-Майн, Южная Африка; B — обр. 618-138в, шпинелевый лерцолит, Гавайские острова; C — обр. 66PAL-3, шпинелевый лерцолит, Гавайские острова; D — обр. 66PAL-1, гранатовый лерцолит, Гавайские острова.

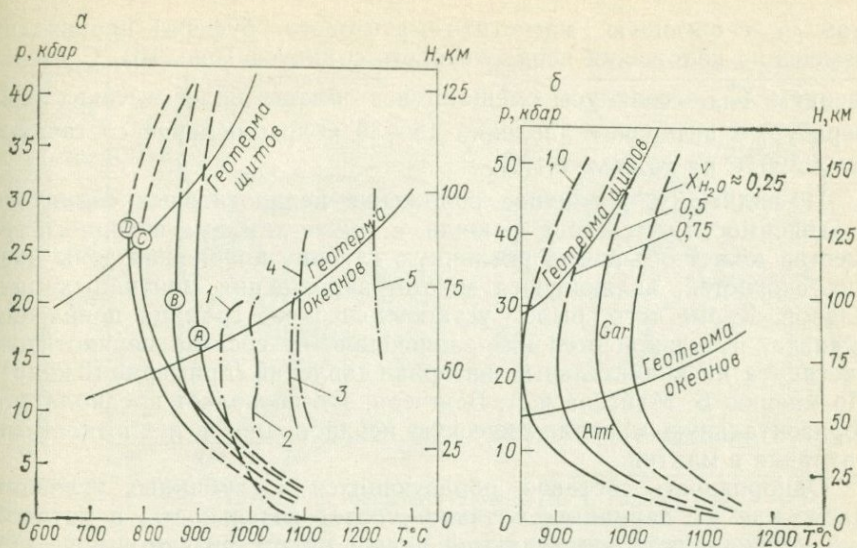


Рис. 16. Перidotитовые водонасыщенные солидусы пород А, В, С и D (а) и солидус перidotита В как функция $X_{H_2O}^v$ (б). По Б. Майсену и А. Бёттчеру [20].

Ликвидусы: 1 — андезита; 2 — кварцевого толеита; 3 — оливнивого толеита; 4 — щелочного базальта; 5 — перidotита С.

обусловлено разложением амфибола и глиноземистого пироксена и образованием более плотной гранатовой фазы, раннее появление которой определяется более низким отношением $Mg/(Mg+Fe)$. В то же время повышение последнего значения увеличивает предел устойчивости амфибола. На рис. 16 нанесены ликвидусы андезита, базальтов различного состава и перidotита С. Характерно, что ликвидус водосодержащего андезита располагается очень близко к перidotитовому солидусу, и такое соотношение, возможно, подтверждает предположение об анатектонидном образовании андезитовых расплавов из водосодержащего вещества мантии. Базальтовые ликвидусы, особенно с нормативным оливином, располагаются в области более высоких температур и ближе к перidotитовому ликвидусу.

Экспериментальные данные Б. Майсена и А. Бёттчера свидетельствуют о значительно более низких температурах образования ультраосновных водонасыщенных расплавов, чем это предполагалось ранее. Эти температуры — около 1300°C , — вероятно, при высоком геотермическом градиенте и высоких содержаниях H_2O в слабодифференцированной мантии на ранних стадиях развития Земли были вполне достижимы при генерации ультраосновных магм, служивших источниками коматиитовых лав. В этой связи следует напомнить, что содержание H_2O в некоторых коматиитах достигает 10 вес. %. При добавлении CO_2 в систему перidotит—вода и снижении вследствие этого $X_{H_2O}^v$ и f_{H_2O} (при контролируе-

мом f_{H_2} с помощью магнетит-гематитового буфера) происходит изменение положения перидотитового солидуса (рис. 16). С уменьшением $X_{\text{H}_2\text{O}}^v$ солидусы смещаются в область более высоких температур, в интервале давлений 15—30 кбар смещение составляет около 20 °С на каждые 0,1 $X_{\text{H}_2\text{O}}^v$.

По-видимому, различное положение перидотитовых солидусов в зависимости от состава флюида, а также химизма исходного вещества может объяснить различную глубину положения зоны низких скоростей, являющуюся местом зарождения мантийных расплавов. Кроме того, было установлено, что граница появления граната, в сильной степени зависящая от состава перидотитов, растянута на значительный интервал давлений (примерно 10 кбар). По мнению Б. Майсена и А. Бётчера, это позволяет предполагать горизонтальную минералогическую неоднородность и плотностные различия в мантии.

Однородность составов образующихся в глубинных условиях магм или их вариации, а также последовательность, в которой они интродуцируют, определяются целым рядом физико-химических и геологических ограничений. Эти ограничения прежде всего связаны с составом эвтектических точек, котектических и моновариантных линий, геометрией кривых фазовых равновесий (плато на кривых ликвидус — солидус и «ямками» на ликвидусе), с проявлением ликвационных процессов, со временем взаимодействия магм с породами верхних горизонтов земной коры. Согласно данным Х. Йодера [99], существует регламентация однородности и последовательности изменений составов магматических расплавов, обусловленная способом образования магм. Этот исследователь полуколичественно оценил две модели генерации магм: по типу горячей пластины и вследствие диапирического процесса.

В первой модели (рис. 17, а) тепловой источник располагается непосредственно ниже «необедненного базальтовой составляющей перидотита» с ассоциацией $\text{Ol} + \text{Orx} + \text{Crx} + \text{Gaг}$ при первоначальной температуре 1100 °С, соответствующей континентальной геотерме. Силл или диапир кристаллического перидотита, лишённого базальтовой составной части на глубине 130 км ($p \approx 40$ кбар), имеет в верхней части температуру 1800 °С и большие энергетические запасы ($\Delta H = 135$ кал/°С).

В этой модели в перекрывающих пластину «необедненных» перидотитах образуется зона плавления при температуре начала плавления безводного гранатового перидотита 1500 °С (T_{bm}). Как показывает изучение системы форстерит—диопсид—пироп и плавления природных гранатовых перидотитов при давлении 35 кбар, процесс плавления является существенно невариантным. Все главные минеральные фазы устойчивы с расплавом при постоянной температуре или внутри небольшого температурного интервала до тех пор, пока не будет достигнуто образование 30 % расплава на верхней кромке плавления. Количество жидкости будет возрастать в направлении места пересечения с «обедненным» перидотитом, где

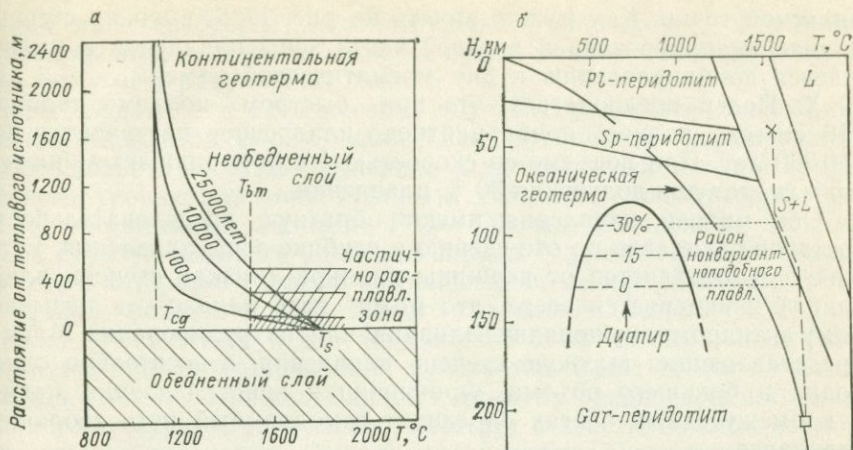


Рис. 17. Модели генерации магмы. По Х. Йодеру [99].

а — типа горячей пластины; б — диапирическая.

T_{cg} — температура, соответствующая континентальной геотерме; T_{bm} — температура начала плавления гранатового перидотита; T_s — температура в тепловом источнике.

оно будет достигать 50 %. За 1000 лет возможно создание зоны плавления 100 м, в течение 10 000 лет эта зона достигнет 300, а в течение 25 000 лет — 500 м. В зоне плавления будет существовать температурный градиент, и вследствие этого состав расплава в верхней зоне определяется невариантными условиями, а внизу зоны он обусловлен наивысшими температурами, которые предполагаются постоянными. Таким образом, создаются значительный объем расплава и его гетерогенность по вертикали зоны плавления.

Вторая модель плавления определяется диапирическим процессом внедрения «необедненного» гранатового перидотита в «обедненный» перидотит к глубинам, где достигается температура солидуса и происходит выплавление невариантноподобного расплава из «необедненного» гранатового перидотита (рис. 17, б). Если предположить, что первоначальный диапир располагался на океанической геотерме на глубине 210 км, то при его перемещении по адиабате на уровне 130 км под влиянием внутренней теплоты начнется плавление. Количество создаваемого расплава прямо зависит от поднятия диапира и потерь тепла в горячий перидотит.

Невариантное плавление охватывает около 30 % массы пород, и диапир будет подниматься на 35 км в течение интервала плавления при отсутствии кондуктивной потери тепла. Разница температур между частично расплавленным диапиром и его окружением составляет на этой стадии около 375 °С. В случае потери тепла во вмещающие образования пропорционально снижается и количество расплава. Концентрация главных компонентов в жидкости будет примерно одинаковой во всем интервале плавления, если жидкость движется вдоль моновариантной кривой, с небольшими вариациями, зависящими от влияния давления на состав и температуру нева-

риантной точки. Как можно видеть на рис. 17, б, высокая степень плавления приурочена к верхней части зоны плавления и уменьшается по направлению к дну магматической камеры.

Х. Йодер предполагает, что при быстром подъеме диапира (10 км/год) полное невариантное плавление наступает через 350 000 лет. При подъеме со скоростью 1 см/год пройдет минимум 3,5 млн. лет для получения 30 % плавления.

Обе модели плавления имеют обратную последовательность составов расплавов по отношению к глубине зоны плавления. Если жидкость отделяется от вершины диапира (низкая степень плавления) и внедряется вверх, это может дать начало так называемому антидромному порядку излияния или интродуирования. Магма, представляющая высокую степень плавления, относительно однородна и большего объема. Фракционная кристаллизация магмы в промежуточных очагах определит гомодромный путь эволюции расплавов.

При рассмотрении моделей магмообразования нельзя обойти вопрос о минимальном и максимальном количестве расплава, отделяющегося от первичного мантийного источника. В частности, в литературе отмечается, что при образовании щелочных базальтов, обогащенных редкими элементами, степень плавления составляла менее чем 5 %, тогда как при образовании ультраосновных расплавов она превышает 60 %.

Н. Арндт [33] на основании экспериментальных работ по плавлению природных перидотитов вывел зависимость степени отделения жидкости от ее источника от различной степени плавления. Для ультраосновных составов было установлено, что лишь по достижении степени плавления около 40 % образующаяся жидкость может отделяться от кристаллических фаз. Гомогенизация и отделение жидкости обусловлены осаждением минеральных зерен через жидкость. Н. Арндтом было показано также, что плавление 30—40 % вещества недостаточно, для того чтобы генерировать ультраосновные магмы одним актом плавления, поскольку 40 % жидкости, образующейся при плавлении и еще не достигшей коматитового состава, стремится удалиться из источника. Следовательно, для образования ультраосновной магмы необходимо предполагать вторую или третью стадию плавления одного и того же вещества, формирование расплава и тугоплавкого оливинового остатка. Это заключение подтверждается не только экспериментами, но и наблюдаемым в природе резким обеднением легкими РЗЭ перидотитовых коматитов.

Эксперименты по плавлению шпинелевого лерцолита из нодулей в щелочном базальте показали, что критический уровень удаления жидкости превышает 5 % и что этот уровень зависит от размера зерен и вязкости расплава. Следовательно, такие магмы, как щелочные базальты, которые имеют высокую концентрацию несовместимых малых элементов и для которых предполагается очень низкая степень плавления, не в состоянии отделяться от своего источника лишь под влиянием плавучести. Для отделения

таких магм требуется дополнительное напряжение, создающее расширяющуюся зону, в которую будет втекать расплав, используя сетку межгранулярных пленок.

Наблюдаемое в океанических толеитах различное содержание редких элементов можно объяснить этапностью формирования магм сходного состава. На первом этапе после достижения критического уровня удаления жидкости создается базальтовый расплав, обогащенный легкими РЗЭ. Магмы, обедненные легкими РЗЭ, образуются после удаления порции базальтов раннего этапа, вместе с которыми удалены несовместимые легкие элементы.

Такой механизм двухэтапного плавления одного источника можно предполагать и для образования коматиитовых магм [33]. Если эта модель соответствует действительности, то состав коматиитов, как бы он ни был близок к химизму предполагаемого мантийного субстрата, мало свидетельствует о действительном составе мантийного источника. Содержания главных и редких элементов в коматиитах отражают химизм остатка после экстракции магмы первого этапа, но не исходной мантии.

Различия в составах коматиитов, в частности с высоким и низким отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, могут свидетельствовать об отделении магмы определенного состава на раннем этапе плавления. Например, коматииты нагорья Барбертон (ЮАР) имеют высокое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, тогда как в относительно бедных окисью магния коматиитах Мунро из провинции Онтарио (Канада) это отношение около 1. Предположим, что магма первого этапа плавления формировалась при давлении около 35 кбар в равновесии с оливином, клинопироксеном, ортопироксеном, при преимущественном вхождении граната в расплав. Это должно привести к обогащению магмы Al_2O_3 относительно CaO и среднему уровню содержания легких РЗЭ. Кристаллический остаток будет иметь относительно высокое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и слабое обеднение легкими РЗЭ. Дальнейшее плавление этого источника (второй этап) даст расплав, сходный по составу с коматиитами провинции Барбертон (с высоким значением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и относительно ровным профилем РЗЭ).

Другой вариант плавления может произойти, если первая магма формируется в равновесии с оливином, пироксенами и гранатом. В этом случае при 20 %-ном плавлении, когда почти весь клинопироксен переходит в расплав, состав последнего должен быть менее основным. При дальнейшем подъеме диапира и его плавлении гранат как устойчивая и плотная фаза может оседать в жидкости, последняя будет иметь низкое содержание CaO и обеднена легкими РЗЭ.

§ 4. Система $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ при давлении 5 и 10 кбар

Изучение фазовых отношений главных породообразующих минералов при температурах плавления — кристаллизации, высоких общем давлении и давлении воды имеет большое значение для

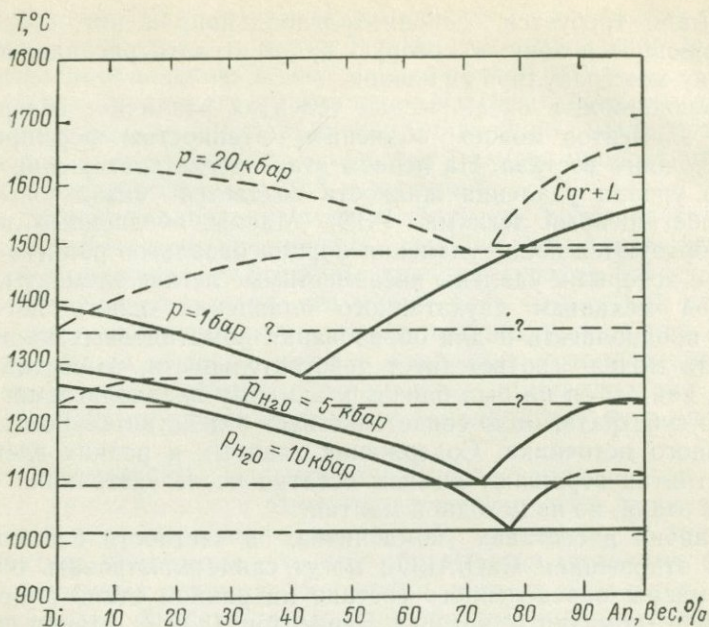


Рис. 18. Диаграмма системы диопсид—анортит при давлении атмосферном, общем 20 кбар и давлении воды 5 и 10 кбар. По Х. Йодеру [31].

оценки условий образования магматических резервуаров ниже уровня земной коры и эволюции расплавов.

Двойная система диопсид—анортит при давлении воды 5 и 10 кбар была изучена Х. Йодером [31]. Он установил, что положение точки эвтектики с увеличением давления воды изменяется, она приближается к анортиту (от 42 до 73 % анортита при 5 кбар). Температура плавления эвтектических составов снижается с 1274 до 1095 °С (рис. 18). Петрологическое значение перемещения эвтектики можно оценить, если учесть, что в пределах одного массива возможно пульсационное колебание давления воды и при определенном составе это вызовет кристаллизацию то пироксена, то анортита; возникающая в этом случае ритмичная полосчатость может быть очень тонкой и для своего объяснения не требует тех допущений, которые высказываются сторонниками гравитационно-кинетической отсадки минералов.

Эмпирический материал, подтверждающий приведенную схему образования интрузий псевдостратифицированного строения, приводят и советские исследователи [Волохов И. М., Иванов В. М., 1961 г.]. Выводы Х. Йодера могут иметь геологическое применение и при изучении магматических формаций основных пород, имеющих в своем составе гипабиссальные и эффузивные разновидности. Так, в пределах западного склона Среднего Урала

Н. А. Румянцевой [1965 г.] описаны комагматические породы основного состава со сходными чертами химизма. Эффузивные разновидности отличаются типом кристаллизации от своих гипабиссальных аналогов. В первых отсутствуют порфиновые выделения пироксена, тогда как в дайковых образованиях вкрапленники его обычны. Можно полагать, что появление выделений пироксена обусловлено расширением его поля кристаллизации в условиях повышенного давления воды. В эффузивных породах низкое давление воды и перемещение котектических линий от состава анортита приводит к одновременной кристаллизации пироксена и полевого шпата.

При давлении 10 кбар в системе диопсид—анортит—вода эвтектическая точка имеет состав 77 % анортита и 23 диопсида при температуре, несколько превышающей 1000 °С. Максимальное количество воды, содержащейся при указанных температуре и давлении, составляет $9,5 \pm 0,5$ вес. % ($60,2 \pm 1,4$ мол. %). Обращает на себя внимание изменение температуры плавления диопсида и анортита с ростом давления.

Экспериментальные данные показывают, что состав первичной жидкости, сформированной при частичном плавлении, будет всегда насыщен по отношению к воде даже при незначительном ее содержании в первичном кристаллическом веществе. Из рассмотрения изотермического, изобарического сечения системы диопсид—анортит—вода (рис. 19) следует, что если подвергшиеся плавлению первичные минералы содержат 1 % H_2O , образующийся при частичном плавлении расплав имеет около 9 % ее, если же в минералах присутствует 5 % H_2O , то в первичной жидкости будет тоже 9 % воды. Лишь по мере поднятия температуры относительное содержание водной составляющей уменьшается (рис. 20). Так, если первоначальное количество воды в расплаве при общем давлении 10 кбар 1 %, оно будет непрерывно уменьшаться с увеличением температуры от точки *A* к *B* и *C*, вплоть до точки *D*, где наступит полное плавление.

Х. Йодером показано различное поведение магматических масс с растворенной в них водой при снятии давления. На основе проведенных экспериментов установлено, что количество воды в первично плавящемся веществе и давление в этом процессе регулируют способность к перемещению в верхние горизонты магматических расплавов. Так, если в магме *A* (рис. 20), образованной при $p_{H_2O} = 10$ кбар при частичном плавлении пород с 1 % H_2O , давление изотермически уменьшается до 5 кбар, магма должна полностью кристаллизироваться, не успев сколько-нибудь значительно переместиться. Уменьшение давления до 5 кбар на магму *B*, образованную при более высокой температуре, приводит к ее «вскипанию», поскольку давление газа превышает общее давление. Такая магма уже способна к передвижению вследствие ее гравитационной неустойчивости. При падении давления в магме *C*, также образованной при частичном плавлении, но при еще более высокой температуре, расплав будет оставаться ненасыщенным

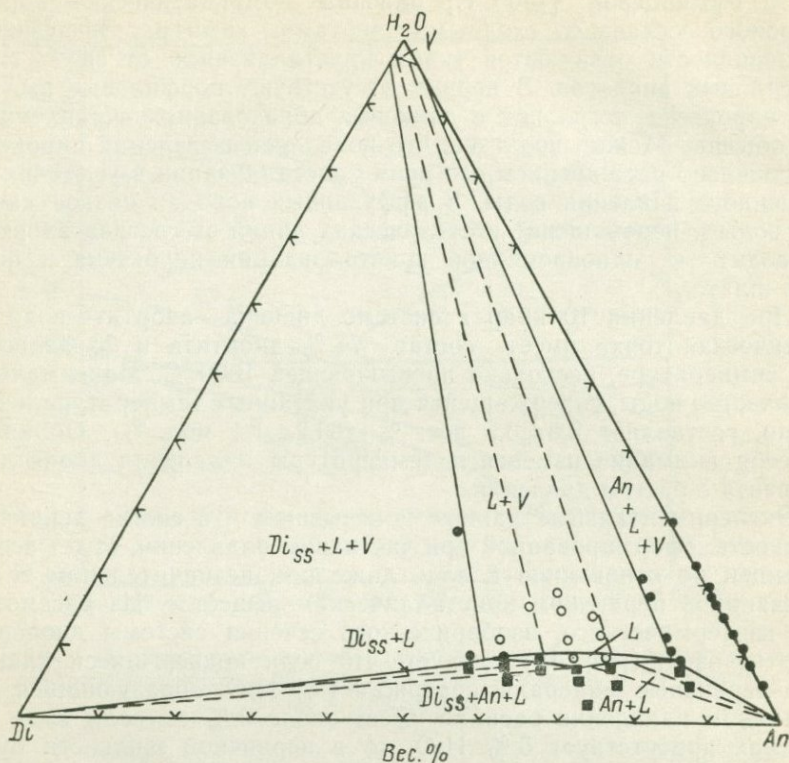


Рис. 19. Фазовые отношения в системе диопсид—анортит—вода при давлении 10 кбар и температуре 1100 °С. По Х. Йодеру [31].

водой и слегка перегретым относительно новой поверхности плавления — кристаллизации.

Два последних примера могут служить своеобразными моделями типов вулканических извержений. Магма *B* отражает поведение глубинных расплавов с уменьшением внешнего давления, при котором происходит резкое возрастание внутреннего, создаваемого газом давления, приводящее к взрыву. В природных условиях это может иметь место и на относительно больших глубинах при деформации магматических камер, и в близповерхностных горизонтах земной коры при продвижении магмы в области низкого давления. Магма состава *D* должна иметь спокойный тип извержения.

Х. Йодер [31] указывает, что взрывной характер извержения может проявляться в магмах с различным количеством интрателлурических вкрапленников. Присутствие кристаллов может лишь ускорять вспенивающий процесс. Однако более решающее значение имеет состав магм. Поскольку гранитные расплавы способны растворять до 17 вес. % H_2O при давлении 10 кбар [84], они обладают большими потенциальными способностями к эксплозии и созданию пепловых отложений.

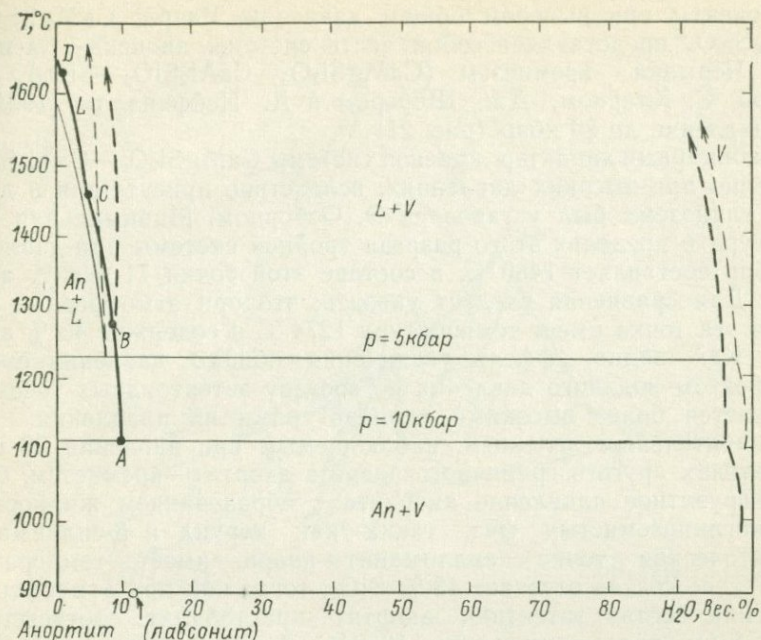
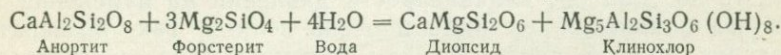


Рис. 20. Схематическая диаграмма анортит—вода с кривыми плавления при давлении 5 и 10 кбар. По Х. Йодеру [31].

Исследования системы $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—Mg}_2\text{SiO}_4$ при соотношениях 1 : 1 и добавлении воды позволили Х. Йодеру [1966 г.] сделать попытку оценить генетические особенности некоторых парагенезисов спилитов. Изучение было проведено в широком интервале температур и давлений. В «сухих» условиях составы $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{Mg}_2\text{SiO}_4$ в мольных отношениях 1 : 1 и 2 : 3 были закристаллизованы в анортит + форстерит. В присутствии воды ниже кривых солидуса развиваются другие ассоциации минералов, при этом реакция может быть записана следующим образом:



Анортит Форстерит Вода Диопсид Клинохлор

На основе этой реакции можно сделать заключение об автометаморфической, но не первично-магматической природе спилитового парагенезиса.

§ 5. Система $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—CaAl}_2\text{SiO}_6\text{—SiO}_2$ при низком атмосферном и высоком общем (20 кбар) давлении. Вопросы генезиса анортозитов

Рассмотренные выше фазовые отношения анортита и диопсида при высоком давлении воды определяют целый ряд петрологических особенностей горных пород. Не менее важным является изучение фазовых взаимоотношений в системе, содержащей эти

компоненты при высоком общем давлении. Разрез $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ представляет собой часть системы диопсид—Са-молекула Чермака—кремнезем ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ — SiO_2), изученной С. Кларком, Дж. Шерером и Д. Нейфвиллом [1962 г.] при давлении до 20 кбар (рис. 21).

Небинарный характер краевой системы $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, особенно при высоких давлениях, вследствие присутствия в диопсиде глинозема был установлен Э. Осборном. Минимальная температура в пределах этого разреза тройной системы при давлении 20 кбар составляет 1480 °С, в составе этой точки 71 вес. % анортита. Для сравнения следует указать, что при атмосферном давлении эта точка имеет температуру 1274 °С и содержит 43 % анортита. Как видно, эффект увеличения общего давления сходен с эффектом водяного давления по составу эвтектоидных точек, но отличается более высокими температурами их плавления.

Значительным явлением, наблюдаемым при давлении 20 кбар в пределах другого граничного разреза анортит—кремнезем, было инконгруэнтное плавление анортита с образованием жидкости и высокоглиноземистых фаз, таких как корунд и β -силлиманит. Эвтектическая точка силлиманит—кварц имеет температуру 1540 °С, ее состав отвечает 48 % SiO_2 , тогда как при атмосферном давлении состав эвтектики анортит—кristобалит соответствует 59 % SiO_2 при температуре 1368 °С (отсчет процентной доли кремнезема выполнен от Са-молекулы Чермака).

С. Кларком, Дж. Шерером и Д. Нейфвиллом приведены диаграммы плавления для тройной системы диопсид—Са-молекула Чермака—кремнезем при атмосферном и общем давлении 20 кбар. В первом случае эвтектическая точка имеет температуру 1222 ± 30 °С. Небольшой температурный интервал плавления трех кристаллических фаз и рентгеновские данные, указывающие на чисто диопсидовый состав пироксена, свидетельствуют о близком к истинно тройному, эвтектическому характеру системы при низком давлении. Несмотря на то что в условиях высокого давления точность измерения температуры была относительно небольшой (от ± 10 до ± 20 °С), влияние роста давления на изменение температуры плавления очевидно и очень велико. Так, температура плавления чистого диопсида, как и температура эвтектической точки диопсид—кварц, повышается более чем на 200 °С. В поле кремнезема устойчивой кристаллической фазой является кварц.

В тройной точке диаграммы $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ — SiO_2 при давлении 20 кбар сосуществуют пироксен, анортит и кварц. Эта точка содержит примерно на 10 % больше анортита, чем ее эквивалент при атмосферном давлении, а температура возрастает на 125 °С. Существенным является присутствие в диопсиде при высоком давлении глинозема.

Одно из наиболее важных для петрологов следствий из данных изучения системы диопсид—Са-молекула Чермака—кремнезем — это возможность образования сильно перегретых расплавов (ср. температуры тройных точек при атмосферном и общем давлении

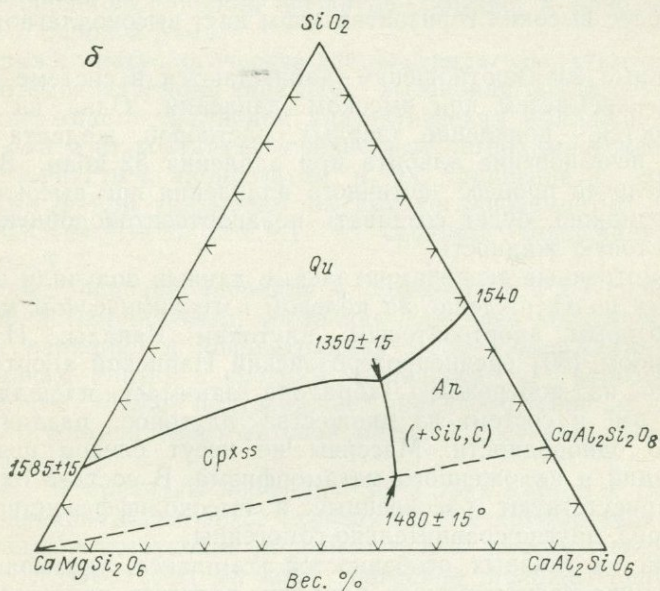
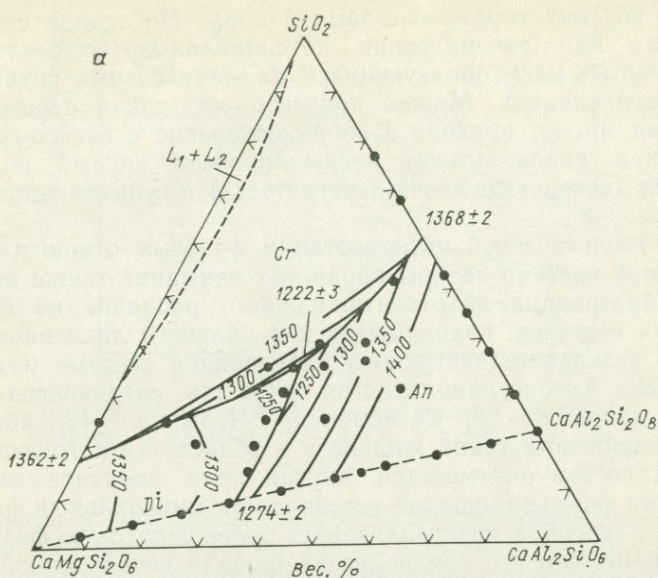


Рис. 21. Система диопсид—Са-молекула Чермака—SiO₂ при атмосферном (а) и общем давлении 20 кбар (б). По С. Кларку, Дж. Шереру и Д. Нейфвиллу [1962 г.].

Температура — градусы Цельсия.

20 кбар). Это определяет их высокую реакционную способность в верхних горизонтах земной коры. Последнее необходимо учитывать при рассмотрении потенциальных ассимиляционных возможностей магм, образующихся на значительных глубинах при больших давлениях. Можно полагать, что такая перегретая базальтовая магма, приходя в соприкосновение с гнейсо-гранитным основанием сиала, может ассимилировать кислый по составу материал (вследствие своей перегретости) и существенно изменять состав.

При геологической интерпретации фазовых отношений в рассмотренной системе авторы обращают внимание также на вероятность образования анортзитоподобного расплава из некоторых исходных составов, находящихся под большим давлением на глубине. В результате частичного плавления в системе может быть образована высокоглиноземистая жидкость следующего состава, вес. %: диоксид — 22, Са-молекула Чермака — 42, кварц — 36. При продвижении такой жидкости в область низкого давления ее валовый состав оказывается внутри поля анортита вследствие изменения формы площадей устойчивости минеральных фаз. Такая жидкость способна кристаллизовать полевошпатовую фазу в большем объеме, чем это предполагает тройная точка данной системы при атмосферном давлении. Следовательно, жидкость, образованная при частичном плавлении на глубине, при ее раскристаллизации в более высоких горизонтах коры даст высокоплагиоклазовые породы.

Сложные взаимоотношения наблюдаются в системе альбит—диоксид—кремнезем при высоком давлении. Одна из главных особенностей — появление твердых растворов жадеита в пироксене и исчезновение альбита при давлении 32 кбар. В присутствии щелочей процесс частичного плавления при высоких давлениях, возможно, будет создавать не анортзитоподобную, а плагиоклазитовую жидкость.

Рассмотренные экспериментальные данные получили в последнее время подтверждение на полевом и геохимическом материале по некоторым анортзитовым плутонам Канады. Изученный Р. А. Уйбом [89] среднепротерозойский Найнский анортзитовый комплекс на побережье Лабрадора занимает площадь около 15 тыс. км² и состоит из множества плутонов, различающихся степенью однородности. Массивы не несут следов позднейших деформаций и наложенного метаморфизма. В составе одних плутонов присутствуют расслоенные и высокодифференцированные типы пород, другие сравнительно гомогенны.

Одной из главных особенностей комплекса, указывающей на его первично-магматическую природу, является присутствие мелкозернистых закаленных фаций пород в эндоконтакте массивов. При этом размер зерен минералов уменьшается от 3 см (в 5 см от контакта) до 2 мм (в зоне соприкосновения с вмещающими породами). По составу мелкозернистые анортзиты не отличаются от крупнозернистых: и те и другие сложены слабозональным

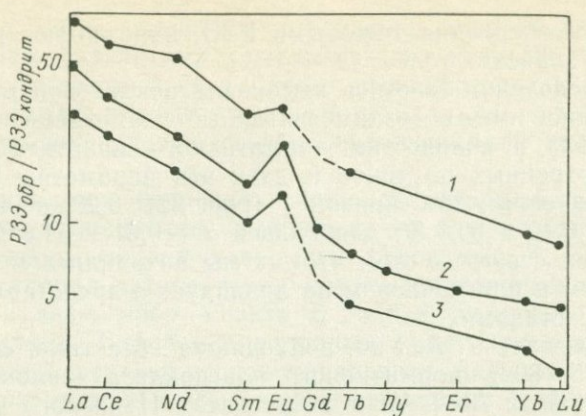


Рис. 22. Профили РЗЭ в анортозитовых массивах Найнского комплекса (1) и (3) и дайках (2). По Р. А. Уйбу [89].

плагноклазом и небольшим количеством ортопироксена с признаками инверсии его в пижонит. Аксессуары представлены ильменитом, магнетитом и апатитом. Другая важная особенность Найнского анортозитового комплекса заключается в присутствии даек анортозитоподобных пород, развитых обычно в зоне контакта массивов с породой рамы.

Минералого-петрологические данные свидетельствуют о «сухом» и высокотемпературном характере высокоплагноклазовых магм, что подтверждается наличием анатектических выделок из гнейсов в 10—20 м от контакта. Усредненные петрохимические данные по грубозернистым анортозитам и их сравнение с составами закаленных фаций указывают на высокоглиноземистый характер магм ($Al_2O_3 = 21 \div 25$ вес. %) со средним содержанием SiO_2 53—56 вес. %.

Наиболее широкие вариации в содержании РЗЭ свойственны крупнозернистым породам, тогда как для даек установлен узкий диапазон вариаций в концентрациях РЗЭ. Содержания последних в дайках близки к средним значениям по грубозернистым породам, что также подтверждает предположение о сходстве первичного состава анортозитовой магмы с составом даек и закаленных фаций.

На рис. 22 показаны профили РЗЭ в двух плутонах (кривые 1 и 3) и в дайковом комплексе (кривая 2). Все кривые имеют общие черты, свидетельствующие об относительно высоком содержании легких РЗЭ. Обращает на себя внимание положительная европиевая аномалия. Р. А. Уйб подчеркивает, что в сравнении с другими анортозитовыми провинциями избыток европия в анортозитах Найнского комплекса невелик. Установлена обратная корреляция между содержаниями нормативного анортита и легких лантаноидов (ср. кривую 3 с 54,8 мол. % Ап и кривую 1 с 42,7 мол. % Ап). Профили РЗЭ в анортозитовых породах, за

исключением обеднения тяжелыми РЗЭ, напоминают распределение РЗЭ в гавайских толеитах.

При определении генезиса высокоплагиоклазовой магмы большое значение имеют взаимосвязанные изменения отношения $Mg/(Mg + Fe)$ и количества нормативного анортита в породах. Для рассмотренных плутонов и даек эти параметры имеют следующие значения: для кривой 1 (рис. 22) 0,28 и 42,7 %; для кривой 2 — 0,40 и 50,0 %; для кривой 3 — 0,61 и 54,8 %. Эти данные свидетельствуют о том, что магмы находились в равновесии с пироксеном и плагиоклазом на ликвидусе и представлены котектическими составами.

Как указывает Р. А. Уиб, подходящая котектика, содержащая не менее 75—80 % нормативного плагиоклаза (таково содержание нормативных $Ab + An$ в анортозитах Найнского комплекса), установлена экспериментально при давлении 15—22 кбар в безоливиновых толеитах. Частичное плавление подобных составов на соответствующих глубинах может, по его мнению, привести к появлению анортозитоподобных магм. Высокоплагиоклазовый их характер, обогащение легкими РЗЭ и особенно положительная европиевая аномалия заставляют предполагать наличие в магматическом источнике свободного плагиоклаза и высокую пропорцию его разложения при плавлении. Следует отметить, что в указанном интервале давлений составам базальтов отвечает минеральная ассоциация гранатовых гранулитов — эклогитов, причем с ростом давления поле устойчивости граната расширяется за счет плагиоклаза (см. гл. III, § 1). При давлении 20—22 кбар присутствие незначительного количества плагиоклаза можно допустить лишь для высокоглиноземистых базальтов [8]. Эти экспериментальные данные находятся в некотором противоречии с гипотезой Р. А. Уиба.

Корреляция между параметром $Mg/(Mg + Fe)$ и содержанием нормативного анортита в породах не позволяет принять вариант плавления чисто плагиоклазового источника — более древних архейских анортозитов. Низкое значение отношения $Mg/(Mg + Fe)$, по мнению Р. А. Уиба, не допускает также предположить частичное плавление мантийного перидотита. Здесь автор не совсем прав. В опытах Б. Майсена и А. Бёттчера с гранатовым перидотитом D (табл. 2) в водонасыщенных условиях при давлении 15 кбар и температуре 1050 и 1100 °С были получены селективные выплавки со сравнительно низкими (0,50—0,60) значениями параметра $Mg/(Mg + Fe)$, близкие к таковым для анортозитов [20, табл. 12, с. 82]. Однако заметный избыток европия в анортозитах Найнского комплекса не находит объяснения при принятии подобной модели их образования.

Р. А. Уиб рассматривает также альтернативный вариант возникновения анортозитовых магм при фракционировании клинопироксена. Сопоставление коэффициентов разделения РЗЭ между клинопироксеном и базальтовым расплавом (см. рис. 6) допускает такую возможность. Фракционирование клинопироксена позво-

ляет, кроме того, объяснить истощение анортозитовой магмы в сравнении с базальтами тяжелыми лантаноидами. Слабовыраженная европиевая аномалия в некоторых анортозитах (см. рис. 22, кривая 1) может указывать на плагиоклаз как на другую, но подчиненную ликвидусную фазу в промежуточной магматической камере.

Исследованиями последних лет действительно установлена ведущая роль кальциевого клинопироксена в кристаллизационной дифференциации толеитовых магм [Thompson R. N., 1975 г.]. Однако апелляция автора к нодулям высокоглиноземистого ортопироксена и лейкогаббро-норита в дайках Найнского комплекса вряд ли удачна. Отделение подобных кристаллизатов не будет способствовать эволюции родоначальных магм в направлении высокоглиноземистых и высокоплагиоклазовых дифференциатов.

Т. Х. Грин на основе экспериментальных данных [22] рассматривает две наиболее распространенные гипотезы магматического происхождения анортозитов, базирующиеся на габбро-анортозитовом и кварц-диоритовом (андезитовом) составе родоначальной магмы. В своих генетических построениях он основывается на данных по плавлению и кристаллизации в сухих условиях и в широком интервале давлений (0—36 кбар) высокоглиноземистого базальта, габбро-анортозита и кварцевого диорита. Он указывает, что изучение фракционирования расплавов высокоглиноземистого базальта в интервале давлений 0—36 кбар не обнаружило какой-либо тенденции к образованию более глиноземистых жидкостей типа габбро-анортозитовой магмы. Плагиоклаз кристаллизовался до достижения давления 7 кбар, в интервале 7—18 кбар вместе с плагиоклазом выделялся глиноземистый ортопироксен, а при более высоком давлении кристаллизовались гранат и омфациит.

При плавлении и кристаллизации габбро-анортозитовой магмы до давления 22,5 кбар преобладал плагиоклаз, а легкоплавкая фракция соответствовала щелочному габбро. При давлении 27—36 кбар установлено широкое поле устойчивого натрового глиноземистого клинопироксена, так же как в высокоглиноземистом базальте. Существование большого поля омфациита противоречит предположению Ф. Тернера и Дж. Ферхугена [1961 г.] об образовании анортозитовой магмы на больших глубинах (до 200 км).

Гипотеза кварцево-диоритового (андезитового) состава родоначальной магмы анортозитов базируется на геолого-петрографических данных, свидетельствующих о тесной сопряженности анортозитов с кислыми породами (мангеритами, гранодиоритами, чарнокитами). При включении кислых пород в расчет среднего состава анортозитовых комплексов получаются значения, очень близкие к таковым по кварцевым диоритам и андезитам.

Искусственные составы, отвечающие кварцевому диориту, плавились и кристаллизовались в интервале 0—13,5 кбар. Главной фазой ликвидуса при давлении 0—13,5 кбар был плагиоклаз,

а пироксен вместе с рудными минералами кристаллизовался в подчиненном количестве. При больших давлениях наряду с плагиоклазом на ликвидусе в качестве основной фазы появляются пироксен и гранат. Установлено, что отношение Ab/An в плагиоклазах увеличивается с ростом давления. Низкоплавкая фракция имела кислый состав.

Полученные экспериментальные данные позволили Т. Х. Грину сделать предположение о двух способах образования анортозитов: фракционной кристаллизации кварцево-диоритовой, или андезитовой, магмы или частичного плавления в нижней коре, состав которой близок к андезиту.

В соответствии с первой моделью при фракционной кристаллизации андезитовой магмы на глубинах до 40 км, осуществляющейся в относительно спокойных тектонических условиях, происходит накопление большого количества кристаллов плагиоклаза. При наличии градиента температуры в центральных частях магматической камеры будет резко преобладать плагиоклаз, а в краевых к нему присоединятся пироксены и рудные минералы. Это обусловит в конечном итоге формирование широкого спектра пород: от анхимономинеральных анортозитов до габбро-норитов. Низкоплавкая фракция, отвечающая по составу граниту, может быть консолидирована на уровне кристаллизации и дифференциации магмы, но может быть и удалена при более интенсивных деформациях. Природные габбро-анортозитовые комплексы нередко сильно деформированы. Они, как правило, обнаруживают признаки кристаллизации из «сухих» и восстановленных магм, часто с проявленной тенденцией к формированию кислых дифференциатов, относительно обогащенных железом. Т. Х. Грин указывает, что состав плагиоклаза, широко варьирующий в анортозитовых массивах от андезина до битовнита, может отражать глубину кристаллизации родоначальной магмы.

При частичном плавлении в нижних частях коры, приближающейся по составу к андезиту, в соответствии с экспериментальными данными может произойти выплавление гранитной фракции. Ее удаление в результате механических деформаций может привести к формированию тугоплавкого рестита, состоящего главным образом из плагиоклаза с относительно небольшим количеством пироксенов и рудных минералов, т. е. габбро-анортозита.

При любом из описанных способов образования анортозитов эти породы не проходят стадию жидкой магмы и, следовательно, не имеют эффузивных эквивалентов.

Близкие петрогенетические схемы, основанные на геолого-петрографических материалах, были ранее предложены А. Р. Филпотсом для анортозит-мангеритовой серии Морин Канады [Philpotts A. R., 1966 г.] и Д. Бриджуотером для анортозитов Гардарской провинции Южной Гренландии и Лабрадорской провинции Северной Канады [Bridgewater D., 1967 г.]. По мнению Д. Бриджуотера, анортозиты могли формироваться или путем отсадки битовнита из базальтовой магмы, или при флотации

более кислого лабрадора и андезина из исходной диоритовой или монзонитовой магмы.

Модели Т. Х. Грина, как нетрудно видеть, связывают образование анортозитов с эволюцией орогенических известково-щелочных магматических серий. Кажутся симптоматичными приуроченность анортозитовых массивов к периферии глубокоэродированных докембрийских щитов и их связь с чарнокитами и кислыми гранулитами. Эти структуры могут, очевидно, служить моделью глубинного строения современных континентальных окраин с мощным проявлением в них известково-щелочного магматизма. Геохимические доказательства кумулятивной природы анортозитов в некоторых комплексах приведены в гл. VIII, где обсуждается генезис чарнокитов и гранитов рапакиви.

ГЛАВА II

ЗНАЧЕНИЕ ПАРЦИАЛЬНОГО ДАВЛЕНИЯ КИСЛОРОДА ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАГМ

В 1922 г. Н. Боуэн, опираясь на эмпирические и экспериментальные данные, вывел реакционные ряды минералов, сразу же получившие широкое признание. Лабораторные исследования, подтверждавшие реакционный принцип, проводились в атмосфере азота, препятствующей окислению железа. Поэтому Н. Боуэн указывал, что ряды кристаллизации минералов служат лишь схемой, требующей дополнительных исследований.

Дальнейшее накопление нового эмпирического материала, и прежде всего изучение классических дифференцированных основных интрузий, таких как Скаергаард, Бушвелд, Стиллуотер, Палисейд, привело многих исследователей (П. Феннера, Л. Уайджира и других) к критическому пересмотру реакционных рядов Боуэна в применении их для дифференциации нормальной базальтовой магмы. Основанием для этого послужило отсутствие в пределах изученных ими объектов пород повышенной кислотности по сравнению с исходным составом и вместе с тем резкое обогащение остаточных продуктов железом. Эти новые данные долго не получали удовлетворительного теоретического и экспериментального обоснования.

В 1955 г. Дж. Кеннеди [55] обратил внимание на важность процесса окисления исходных магм и высказал предположение о том, что базальты с высоким отношением FeO/Fe_2O_3 дифференцируются по направлению к феррогаббро с накоплением окислов железа в остаточных продуктах (феннеровский путь дифференциации). Базальты же с низким отношением FeO/Fe_2O_3 (по его мнению) эволюционируют, обогащаясь кремнеземом. Сделанная Дж. Кеннеди попытка объяснить наблюдающиеся тенденции в путях дифференциации базальтовых магм не была строго аргументирована.

В конце 50-х — начале 60-х годов А. Муаном и Э. Осборном проведена серия экспериментов с переменным давлением кислорода. Обнаружилось, что учет еще одного, казалось бы, незначительного физико-химического параметра приводит к весьма интересным результатам в понимании природных магматических процессов. Эксперименты А. Муана, Э. Осборна и П. Рёддера показали, какую важную роль играет парциальное давление кислорода в определении хода дифференциации базальтовых магм [82; Muana A., 1955 г., 1958 г.; Osborn E. F., Muana A., 1960 г.; Osborn E. F., 1959 г.; Roeder P. L., Osborn E. F., 1966 г.].

§ 1. Система $\text{FeO}—\text{Fe}_2\text{O}_3—\text{SiO}_2$

Принципиальным отличием этой системы (рис. 23, *a*) от ранее рассмотренных является участие в ней фаз переменной валентности. Это обстоятельство обуславливает возможность двух резко различающихся путей кристаллизации в данной системе. Первый путь характеризуется постоянством общего состава системы. Иными словами, состав конечных кристаллических фаз полностью соответствует составу исходной жидкости. Этот путь кристаллизации имеет место в обычных силикатных системах, где изменение валентности не играет большой роли. Второй путь осуществляется тогда, когда во время кристаллизации сохраняется постоянным парциальное давление кислорода p_{O_2} , а общий состав первоначальной смеси изменяется вследствие уменьшения или увеличения содержания кислорода.

Для иллюстрации основных различий между кристаллизацией при постоянном общем составе и кристаллизацией при постоянном давлении кислорода возьмем состав точки *a* (рис. 23, *b*). В первом случае для определения пути кристаллизации соединим точку *a* с составом фаялита, продолжение этой линии — изображение состава жидкостей в процессе выделения оливина на отрезке *a—a*₁. В точке *a*₁ вместе с фаялитом начинает выделяться магнетит, и оба эти минерала кристаллизуются до тех пор, пока жидкость, перемещаясь вдоль пограничной кривой, не достигнет точки *E*, где к двум кристаллическим фазам присоединяется тримит. Окончательный кристаллический агрегат состоит из фаялита, магнетита и тримита в пропорциях, отвечающих заданному составу *a*.

В том случае, если при кристаллизации давление кислорода в данной системе поддерживается постоянным благодаря буферному характеру среды, жидкость изменяет свой состав вдоль кислородной изобары на проекции поверхности ликвидуса (рис. 23, *b*). При достижении температуры начала кристаллизации фигуративная точка состава *a* имеет $p_{\text{O}_2} = 10^{-11}$ ат. Следовательно, при кристаллизации фаялита остаточная жидкость должна оставаться на изобаре 10^{-11} ат и изменять свой состав по направлению к *a*₂. Из соотношения исходного состава *a*, который потенциально содержит больше кислорода, чем это требуется для

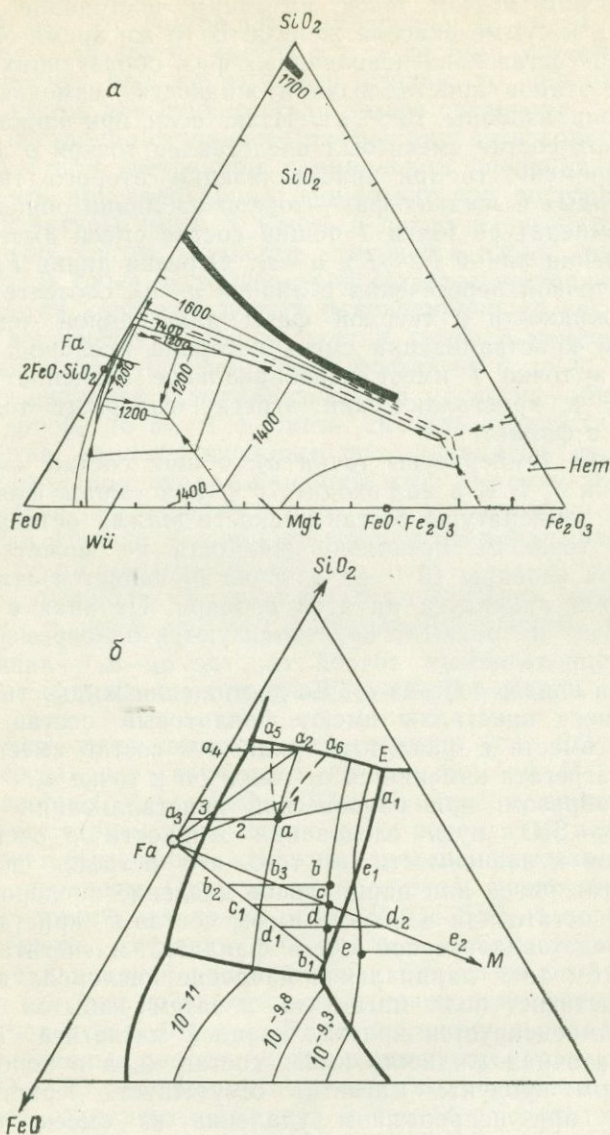


Рис. 23. Система $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ в целом (а) и часть ее с изобарами p_{O_2} (б). По Э. Осборну [73].

насыщения железа в фаялите, и выделяющегося из жидкости оливина ясно, что общий состав смеси не остается постоянным. Изменение общего состава выражается в потере системой кислорода. Графически это изменение можно представить линией $a-a_3$, которая называется линией общего состава и является

геометрическим местом точек, имеющим постоянное отношение кремнезема к сумме окислов железа. В то же время она показывает общий состав конденсированных фаз, образующих смесь для различных этапов кристаллизации жидкости, изменяющей свой состав вдоль изобары 10^{-11} ат. Итак, если при кристаллизации первого типа состав смеси был представлен точкой a для любого момента времени, то при кристаллизации второго типа общий состав твердых и жидких фаз — точкой на линии общего состава.

При температуре точки 1 общий состав смеси имеет состав 2 на пересечении линий $Fa-1$ и $a-a_3$. Отрезки линии $Fa-1$, определяемые точкой пересечения с линией $a-a_3$, соответствуют пропорциям жидкости и твердой фазы для данной температуры. В процессе кристаллизации смесь потеряла кислород, поскольку жидкость в точке 1 имеет первоначальное значение отношения Fe_2O_3/FeO , а кристаллический агрегат содержит только FeO , связанную в фаялите.

Достигнув температуры точки a_2 , общий состав смеси имеет состав точки 3 , т. е. в нее входит 75 % кристаллов фаялита. При понижении температуры состав жидкости должен оставаться неизменным в точке a_2 , поскольку жидкость не может отойти от кислородной изобары 10^{-11} ат, а точка a_2 является самой низкой температурой ликвидуса на этой изобаре. Начиная с этого момента фаялит и тридимит кристаллизуются одновременно в пропорциях, определяемых точкой a_4 , где a_2-a_4 — линия общего состава для нового состава a_2 . До достижения жидкостью точки a_2 выделяющиеся кристаллы имеют фаялитовый состав. По мере выделения вместе с фаялитом тридимита состав смеси кристаллического агрегата изменяется от точки Fa к точке a_3 .

Таким образом, при равновесной кристаллизации в системе $FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ пути следования жидкости a очень сильно различаются в зависимости от того, что остается постоянным: общий состав смеси или парциальное давление кислорода. В первом случае остаточная жидкость имеет состав E , кристаллический агрегат представляет собой смесь фаялита, магнетита и тридимита. В этом типе парциальное давление кислорода возрастает, пока не достигнет поля магнетита, а затем избыток кислорода в смеси компенсируется кристаллизацией магнетита. Во втором случае остаточная жидкость имеет состав a_2 , а в конечном кристаллическом продукте магнетит отсутствует. Кристаллизация происходит при непрерывном удалении из смеси кислорода. Фракционирование при кристаллизации здесь не имеет значения, поскольку среди фаз нет твердых растворов и инконгруэнтно плавящихся веществ. При этом смесь теряет кислород в атмосферу, так как жидкость имеет такое же, как и смесь, отношение Fe_2O_3/FeO , а кристаллический агрегат содержит только FeO .

Если во время кристаллизации жидкости a p_o будет ниже 10^{-11} ат, то кристаллизация пойдет по линии $a-a_5$. Жидкость могла бы перемещаться по такому пути, как $a-a_6$, если бы атмосфера не принимала кислород из смеси без повышения его пар-

циального давления. Так как смесь a кристаллизуется при постоянном p_{O_2} , то содержание кислорода в смеси постоянно уменьшается. Для других смесей в этой системе оно может увеличиваться вообще или же на одной стадии, но при этом уменьшаться на другой при привносе или потере кислорода.

Для иллюстрации сказанного рассмотрим пути кристаллизации смесей b и c при постоянном парциальном давлении кислорода. Допустим, что кристаллизация происходит при постоянном понижении температуры смеси b . Смесь b лежит на изобаре $10^{-9,8}$ ат. Следовательно, состав жидкости изменяется вдоль этой изобары до точки b_1 . В точке b_1 температура остается постоянной, а фаялит и магнетит кристаллизуются одновременно до тех пор, пока жидкость не исчезнет. Общий состав смеси b изменяется от b до b_2 , когда жидкость меняет свой состав от b до b_1 , но затем, как только начинает кристаллизоваться магнетит, общий состав изменится от b_2 до b_3 , т. е. смесь сначала потеряла кислород (когда состав конденсированных фаз изменился от b до b_2), а затем восполнила около половины этой потери, когда точка общего состава передвинулась к b_3 , так как окончательный кристаллический агрегат должен находиться на линии фаялит—магнетит и на линии общего состава.

Смесь c , лежащая на линии фаялит—магнетит, изменяет свой состав до c_1 , а затем до c без фактического привноса или потери кислорода.

§ 2. Система $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$

Эта система представляет собой тетраэдр (рис. 24), основание которого составляет изученная Н. Боуэном и И. Шейрером [1935 г.] система $MgO-FeO-SiO_2$. Изменения, вносимые в эту систему присутствием железистых фаз с переменной валентностью железа, могут быть прослежены при проведении соответствующих сечений в тетраэдре. Одно из этих сечений представляет собой плоскость с основанием вдоль ребра $MgO-SiO_2$, а вершина соответствует точке состава $FeO \cdot Fe_2O_3$. Составы жидкостей при температуре ликвидуса располагаются близко от этой плоскости, если смеси системы изучаются в воздушной атмосфере, т. е. соответствуют определенному p_{O_2} . Более высокому p_{O_2} соответствуют круче поставленные плоскости, основанием которых также служит ребро $MgO-SiO_2$; меньшему отвечают более пологие сечения.

От левой плоскости тетраэдра к правой проходит ряд моновариантных линий к неинвариантной точке g 4-компонентной системы (рис. 24). В этой точке оливин, пироксен, магнезиоферрит и тримит находятся в равновесии с жидкостью. Главные объемы оливинов приурочены к передней части тетраэдра, в центре расположен клиноподобный участок пироксенов, выше него — магнезиоферриты (магнетиты), примыкает к вершине SiO_2 объем тримита.

Наиболее важные отличия кристаллизации в этом тетраэдре от таковой в системе $FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ обусловлены при опреде-

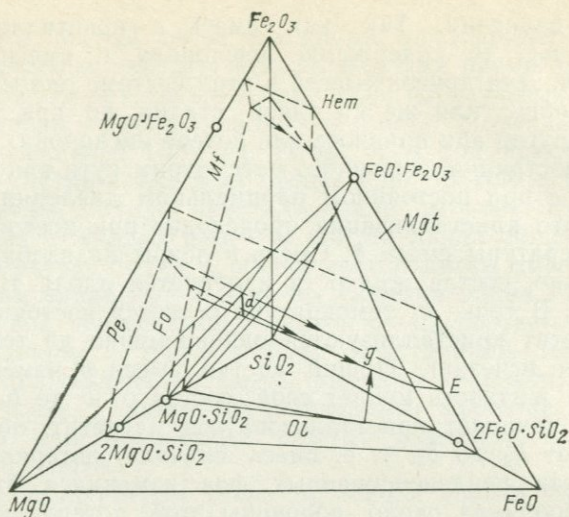


Рис. 24. Система $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$. По Э. Осборну [73].

ленных составе и парциальном давлении кислорода широким распространением твердых растворов и инконгруэнтным плавлением пироксена. Следует различать четыре типа кристаллизации: 1) равновесную при постоянном составе; 2) фракционную при постоянном составе; 3) равновесную при постоянном парциальном давлении кислорода; 4) фракционную при постоянном парциальном давлении кислорода. Кроме того, возможна (по аналогии с системой $FeO-Fe_2O_3-SiO_2$) кристаллизация при частично увеличивающемся или частично уменьшающемся парциальном давлении кислорода.

Равновесная кристаллизация при постоянном общем составе.

Если смесь имеет состав в пределах объема, ограниченного линией форстерит—фаялит, линией шпинели и вершиной SiO_2 , то первыми будут выделяться оливин, пироксен, магнетит или тридимит. Если первичной фазой является SiO_2 , то состав жидкости изменяется вдоль прямой, удаляясь от SiO_2 ; если же первичной фазой будет один из трех других компонентов, то изменение состава жидкости пойдет по кривой, а состава твердого раствора — вдоль линии изменения его состава. В любом случае жидкость достигнет одной из моновариантных линий и вскоре исчезнет. Основное отличие данной системы от известной системы форстерит—фаялит—кремнезем заключается в присутствии твердых растворов магнезиоферритов и более высоком содержании окислов железа.

Фракционная кристаллизация при постоянном общем составе.

Она отличается от кристаллизации первого типа тем, что жидкость не исчезает вскоре после достижения моновариантных линий

в тетраэдре и что в процессе кристаллизации значительно снижается парциальное давление кислорода.

В процессе фракционной кристаллизации состав жидкости после достижения моновариантных линий будет изменяться вправо до точки g (рис. 24) и далее по направлению к эвтектике E на правой грани тетраэдра. Составы твердых фаз — оливина, пироксена и магнетиоферрита — также перемещаются вправо по направлению к высокожелезистым членам рядов твердых растворов. В предельном случае парциальное давление кислорода может достигнуть 10^{-9} ат при составе точки E системы фаялит—магнетит—тридимит. В результате фракционной кристаллизации из любой смеси при постоянном общем составе может образоваться только дифференциат с высоким содержанием окислов железа.

В данной системе отношение Fe_2O_3/FeO в исходном расплаве не имеет большого значения для дальнейшего пути фракционной кристаллизации. Если отношение Fe_2O_3/FeO жидкости высокое, то первым кристаллизуется магнетит и жидкость движется к моновариантным кривым сверху. Если же оно низкое, то жидкость во время фракционирования приближается к моновариантным кривым снизу. Остаточный расплав всегда движется вправо, увеличивая содержание окислов железа.

Равновесная кристаллизация при постоянном парциальном давлении кислорода. При кристаллизации в этих условиях жидкость остается на изобарической поверхности в пределах тетраэдра, поскольку линии системы $FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ в 4-компонентной системе образуют плоскости.

По мере изменения состава жидкости вдоль плоскости постоянного давления кислорода состав конденсированных фаз изменяется вдоль линии общего состава при добавлении или удалении кислорода. Состав жидкости изменяется вдоль изобарической поверхности по направлению к точке низшей температуры ликвидуса. Однако в рассматриваемой 4-компонентной системе, имеющей твердые растворы, при равновесной кристаллизации жидкость может исчезнуть еще до достижения самой низкой температуры.

В качестве примера этого типа кристаллизации рассмотрим случай, когда жидкость кристаллизуется в атмосферных условиях.

На рис. 25 показаны две пересекающиеся поверхности в пределах тетраэдра. Одной из них является плоскость форстерит—магнетит—кремнезем, в дальнейшем называемая $Fo-S-M$. Центральная часть ее перекрыта сложной поверхностью. Последняя состоит из трех пересекающихся плоскостей, углы которой c' , d' , S , d'' , c'' и c''' представляют составы кристаллических фаз, находящихся в равновесии с жидкостями c и d на плоскости $Fo-S-M$. Проследим пути кристаллизации на примере состава на плоскости $Fo-S-M$. Если кристаллизация происходит при $p_{O_2} = \text{const}$, то жидкость должна оставаться на этой плоскости. В то же время кристаллический агрегат, являющийся результатом кристаллизации этой смеси, должен иметь состав, лежащий

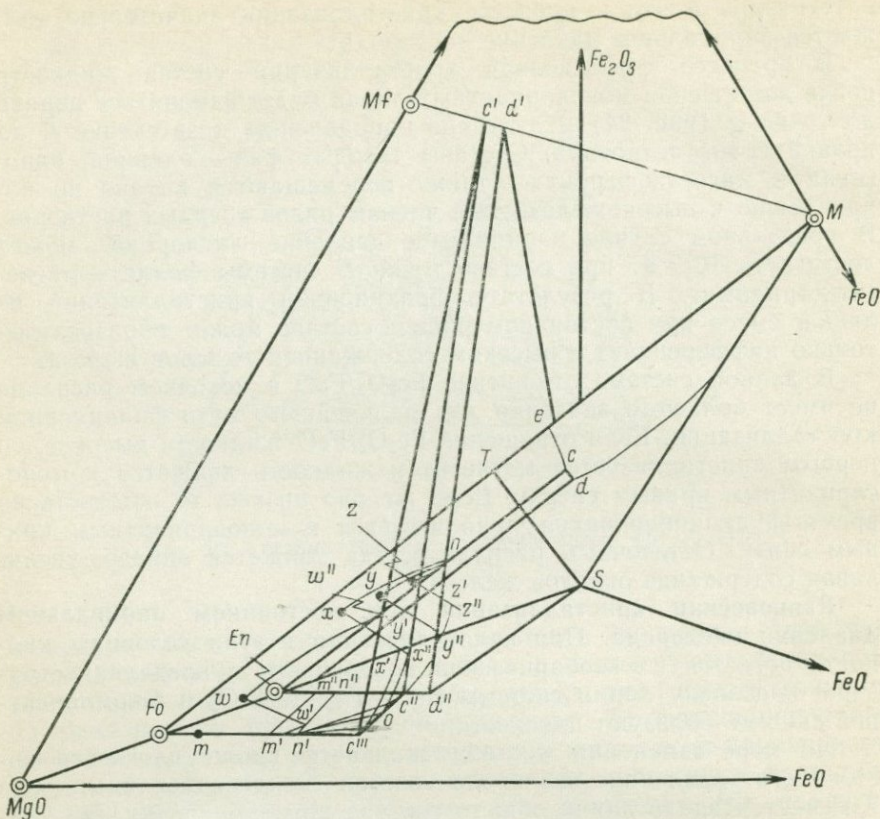


Рис. 25. Часть системы $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$. По Э. Осборну [73].

$Fo-S-M$ — плоскость приблизительно постоянного парциального давления кислорода для атмосферных условий; S — кремнезем; M — магнетит.

на поверхности состава кристаллов. Эта поверхность состоит из базальной области $Fo-c''-d''-S$ и приблизительно вертикальной поверхности, о которой говорилось выше: $c'-d'-S-d''-c''-c'''$.

Общий состав смеси должен во время кристаллизации изменяться вдоль линии общего состава от плоскости $Fo-S-M$ в направлении поверхности состава кристаллов. Для этого необходимы приток или потеря кислорода. Вдоль линии пересечения $Fo-S-M$ и поверхности состава кристаллов ST (рис. 25) смеси кристаллизуются без притока и потери так же, как смесь c на рис. 23. Если состав смеси во время кристаллизации изменяется вдоль линии своего общего состава вправо, как это имеет место в нижней части диаграммы, то кислород из системы удаляется.

На плоскости $Fo-S-M$ поле твердого раствора пироксена является узким и, занимая центральную область плоскости, простирается от края $Fo-S$ к границе $c-d$. Точка c является точкой

реакции, где оливин, пироксен и магнетит находятся в равновесии, представляя состав жидкости в равновесии с этими фазами. Точка d подобна эвтектической, при которой пироксен, тридимит и магнетит находятся в равновесии с жидкостью d . Точки c и d не являются неинвариантными, скорее, это «точки протыкания», где моновариантная линия 4-компонентной системы пересекает плоскость постоянного парциального давления кислорода. Поскольку давление кислорода неизменно, то, когда три кристаллические фазы и жидкость находятся в равновесии, уже не остается степеней свободы и, следовательно, точки c и d можно рассматривать как перитектическую и эвтектическую.

Жидкость состава w должна кристаллизоваться в смесь пироксена и оливина. При уменьшении температуры жидкости w ниже температуры ликвидуса начинает выделяться оливин состава m . Далее возможны три различных, но связанных между собой пути изменения состава. Состав смеси начинает изменяться вдоль линии общего состава $w-w'$, происходит потеря кислорода (линии $w-w'$, $x-x''$, $y-y''$ должны быть параллельны оси Fe_2O_3-FeO , но на рис. 25 их положение искажено).

Состав оливина изменяется вдоль линии оливина от m к m' , состав жидкости — вдоль кривой в плоскости $Fo-S-M$ по направлению к пограничной кривой $Px-Ol(En-c)$.

Когда жидкость достигает пограничной кривой (точка w''), оливин имеет состав m' , начинают образовываться кристаллы пироксена состава m'' . Линии $m'-m''$ и $n'-n''$ служат линиями сопряжения составов оливина и пироксена, находящихся в равновесии друг с другом и с жидкостью, область которой лежит вдоль пограничной кривой $Px-Ol(En-c)$ в плоскости $Fo-S-M$.

Когда расплав находится в точке w'' , а продукт кристаллизации имеет состав m' , общий состав смеси пребывает в той же точке на линии $w-w'$, где ее пересекает линия, соединяющая точки m' и w'' . Соотношение жидкости и кристаллов оливина определяется относительной длиной отрезков линии m' и w'' с каждой стороны $w-w'$. Смесь состоит из 85 % оливина m' и 15 % жидкости w'' . При дальнейшем охлаждении жидкость перемещается по пограничной кривой от w'' до n и исчезает в точке n . При этом оливин реагирует с жидкостью и частично резорбируется, а его состав изменяется от m' к n' . Одновременно кристаллизуется пироксен, изменяя свой состав от m'' к n'' . Таким образом, кристаллический агрегат изменил свой состав от m до m' , а затем вдоль кривой — до w' , а состав жидкости от w до n .

При составе w линия общего состава пересекает основание тетраэдра еще до достижения поверхности состава кристаллов, простирающейся от основания тетраэдра по направлению к точкам c' и d' . Поэтому образования магнетита не наблюдается. Он кристаллизуется из смесей x , y , z .

В смеси x линия ее общего состава пересекает поверхность состава кристаллов на плоскости $c'''-c''-c'$. Другими словами, кристаллический агрегат будет образован оливином, пироксеном

и магнетитом (точки c''' , c'' и c'). Из исходной жидкости состава x первым, по мере того как жидкость изменяет состав вдоль кривой к точке n , выделяется оливин. В точке n к оливину состава n' присоединяется пироксен состава n'' , жидкость перемещается по пограничной кривой к реакционной точке c по мере растворения оливина и кристаллизации пироксена. Когда состав жидкости достигнет точки c , магнетит состава c' и пироксен состава c'' кристаллизуются, а оливин состава c''' растворяется.

Составы всех фаз и температура смеси остаются постоянными, до тех пор пока жидкость не закристаллизуется полностью. Во время этой кристаллизации состав смеси изменяется вдоль линии $x-x''$. Точка x'' , лежащая на плоскости $c'-c''-c'''$ дает состав смеси x в тот момент, когда жидкость достигает точки c ; затем, по мере того как жидкость кристаллизуется, состав смеси изменяется в обратном направлении, вдоль линии общего состава $x-x''$ к x' в плоскости $c'-c''-c'''$. Другими словами, конденсированные фазы непрерывно теряют кислород до тех пор, пока не начинает кристаллизоваться магнетит; в этой точке содержание кислорода увеличивается.

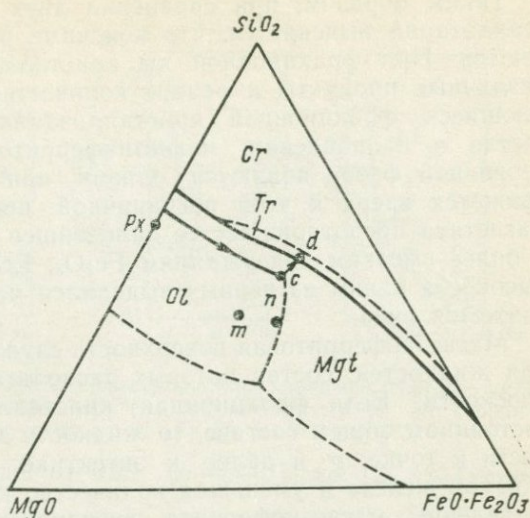
Состав кристаллического агрегата во время остывания изменяется сначала по линии твердых растворов оливина к точке n' , затем по кривой $n'-o$, когда оливин и пироксен находятся в равновесии, и, наконец, по кривой ox' на поверхности $c'''-c''-c'$. Состав кристаллического агрегата достигает точки x' в тот момент, когда в этой точке смесь имеет именно такой общий состав, и это совпадает с исчезновением жидкости c .

В точке z первичной фазой является оливин, но в этой смеси оливин должен полностью раствориться до исчезновения жидкости. Точка z расположена в такой области, где жидкость достигает точки c в тот момент, когда исчезает последний оливин. Поэтому, достигнув точки c , жидкость не застывает, а продолжает изменять свой состав по линии $c-d$ в направлении к точке d , где тридимит, пироксен (d'') и магнезиоферрит (d') кристаллизуются одновременно.

Кривая состава кристаллического агрегата направлена от точки n' к точке c'' , не пересекает линию $c'''-c''$. Из точки c'' она продолжается вверх по поверхности состава кристаллов ($c''-d''-d'-c'$), а кривая жидкости — от c и d . По мере того как жидкость кристаллизуется при температуре точки d , линия состава кристаллического агрегата выходит на поверхность твердых фаз $Px-SiO_2-Mgt$ и направлена к точке z' . Общий состав смеси перемещается из z' в z'' и обратно в z' . Точка z'' лежит на пересечении линий $c-c''$ и $z-z''$, а точка z — в плоскости $d'-d''-S$.

Если сравнить теперь равновесные кристаллизации при постоянных парциальном давлении кислорода и общем составе, то конечные жидкости обоих типов кристаллизации c и d очень близки по составу. Однако линия, по которой идет изменение состава жидкости в смеси, кристаллизующейся при постоянном общем составе, достигает моновариантной линии в более высоко-

Рис. 26. Изобарическое сечение системы $MgO-FeO \cdot Fe_2O_3-SiO_2$. По Э. Осборну [73].



температурной точке, чем жидкость этой же смеси, кристаллизующейся при $p_{O_2} = \text{const}$.

Фракционная кристаллизация при постоянном парциальном давлении кислорода. Остаточная жидкость от фракционной кристаллизации любой смеси на плоскости $FO-S-M$ (рис. 25) имеет состав d . При $p_{O_2} = \text{const}$ жидкость во время кристаллизации должна оставаться на изобарической поверхности, как и при равновесной кристаллизации. В плоскости $FO-S-M$ она может перемещаться только к точке d .

Важно отметить, что фракционная кристаллизация при $p_{O_2} = \text{const}$ принципиально отличается от аналогичного процесса, но при постоянном общем составе. В результате кристаллизации при постоянном общем составе при предельном фракционировании количество жидкости становится очень малым. Во втором случае при фракционировании смесей, сходных по составу с базальтом (главные фазы пироксен и магнетит), жидкость движется к точке d (рис. 26).

Представим фракционирование смеси m при $p_{O_2} = \text{const}$. Жидкость движется вдоль плоскости к пограничной поверхности, к точке n , и затем резко поворачивает, устремляясь к точкам c и далее d . На пути от m к n по мере выделения оливина содержание кремнезема в жидкости несколько понижается. Однако как только начинает кристаллизоваться магнетит, количество его непрерывно увеличивается от 30,5% в точке n до 44% в точке d , содержание окиси железа быстро повышается в направлении от m к n , а затем понижается от n до d . Следовательно, выделение магнетита в жидкостях при этом типе фракционирования предотвращает увеличение окислов железа в остаточном расплаве и обуславливает движение жидкости к составам с повышенным содержанием кремнезема.

Таким образом, при сравнении двух типов равновесных кристаллизаций выясняется, что конечные продукты их мало различаются. При фракционной же кристаллизации оба типа дают различные продукты и разное количество их. Жидкости, подвергающиеся фракционной кристаллизации, будут изменять свой состав в направлении магнезиоферритовой поверхности. Если первичной фазой являются оливин или пироксен, то жидкость движется вверх к этой пограничной поверхности, а выделение магнетита предотвращает ее дальнейшее перемещение вверх, т. е. к более высоким содержаниям Fe_2O_3 . Если отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ высокое и одним из первых выделился магнетит, значит жидкость движется вниз.

Магнезиоферритовая поверхность служит термальным барьером для жидкостей, состав которых располагается выше и ниже этой плоскости. Если фракционная кристаллизация происходит при постоянном общем составе, то жидкость движется по этой поверхности к точке g и далее к эвтектике, увеличивая содержание окислов железа и уменьшая количество кремнезема (см. рис. 24). Выделение магнезиоферрита регулирует отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в жидкости, предотвращая его повышение и понижение, и одновременно обуславливает увеличение содержания окислов железа в жидкости. Кристаллизация магнезиоферрита оказывает очень большое влияние на изменение состава жидкости, когда фракционирование кристаллов производится при постоянном p_{O_2} . Это происходит потому, что изобарическая поверхность, на которой должна оставаться жидкость, пересекает магнетитовую, и, следовательно, фракционирующая жидкость не может скользить по магнезиоферритовой поверхности по направлению к увеличению содержания окислов железа. Достигнув магнезиоферритовой поверхности, жидкость должна резко поворачивать к вершине кремнезема и двигаться вдоль магнезиоферритовой поверхности к границе с объемом SiO_2 . Достигнув ее, жидкость уже не может двигаться дальше.

Два пути фракционной кристаллизации мафических жидкостей можно проиллюстрировать при помощи вариационных диаграмм, предложенных Э. Осборном (рис. 27, А). Исходный расплав представлен точкой состава n , лежащей на границе поля оливина и магнезиоферрита. При фракционной кристаллизации и постоянном общем составе жидкость не остается на первоначальной изобарической поверхности, а изменяет свой состав, двигаясь вправо вдоль подошвы магнезиоферритовой поверхности. При этом ее состав проходит последовательно точки 132, 40 и 24, которые отражают отношение CO_2/H_2 , являющееся буферным для создания определенного p_{O_2} . На рис. 27, А кривые при таком типе кристаллизации круто поднимаются вверх. При фракционной кристаллизации при постоянном парциальном давлении кислорода жидкость изменяет состав, двигаясь к точкам c и d , при этом отмечается увеличение содержания кремнезема. Точки a и b указывают на изменение состава жидкости в условиях возрастающего парциаль-

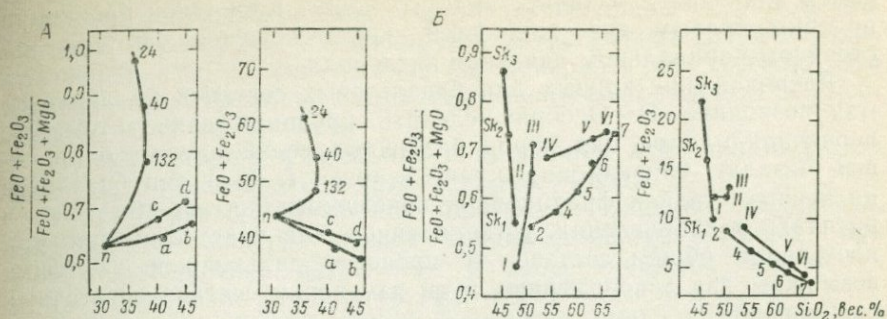


Рис. 27. Вариационные диаграммы, иллюстрирующие изменение состава жидкостей в системе $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ (A), и диаграммы в тех же координатах для различных серий пород (B). По Э. Осборну [73].

ного давления кислорода от 0,21 (n—c—d) до 1,0 ат (кривые n—a—b).

Таким образом, вариационные кривые, отражая изменения отношений окислов для жидкостей, подвергающихся совершенной фракционной кристаллизации, позволяют оценивать направление и величину изменения парциального давления кислорода.

§ 3. Влияние парциального давления кислорода на кристаллизацию базальтовых магм

Несмотря на относительную простоту составов системы $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$, выводы, полученные при ее изучении, могут быть применены к эмпирическому материалу по природным базальтовым ассоциациям пород. На рис. 27, B приведены данные Э. Осборна для четырех серий пород, которые могут быть продуктами дифференциации базальтовой магмы. Точки I, II и III отражают средние составы толеитовой базальтовой серии, по С. Р. Ноккольдсу; I — толеитовый оливниновый базальт, II — нормальный толеитовый базальт и III — толеитовый андезит. Точки IV, V и VI — средние составы андезит-дацит-риолитовой серии, обычной для складчатых поясов. Фигуративные точки Sk_1 , Sk_2 , Sk_3 отражают составы пород Скаергаардской интрузии, для которой доказана дифференциация посредством фракционирования кристаллов. Наконец, точки 2, 4—7 соответствуют составам пород Каскадной петрографической провинции США и обозначают соответственно оливниновый базальт, базальтовый андезит, гиперстевый андезит, пироксеновый андезит и дацит.

Сравнение кривых, полученных по эмпирическим данным (рис. 27, B) и экспериментально определенных (рис. 27, A), обнаруживает их большое сходство. Кривые толеитовых базальтов, сходных с трапповой формацией, и пород Скаергаардской интрузии напоминают по форме кривые n—132—40—24, определенные для фракционирования жидкостей при постоянном общем составе. Линия андезит-дацит-риолитовой серии пород по средним анали-

зам и линия ряда базальт—андезит—дацит Каскадной провинции подобны кривым для жидкостей, кристаллизующихся при постоянном парциальном давлении кислорода.

Расположение кривых для базальтовых составов на диаграммах позволило Э. Осборну сделать предположение о том, что первичной магмой для пород различных серий служит оливиновый базальт, близкий по составу к точке *I*. Этот тип базальтов на первых стадиях фракционной кристаллизации изменяет состав расплава в направлении, установленном для кристаллизации при постоянном общем составе. В процессе дальнейшей эволюции возможны два закономерных пути изменения состава остаточных расплавов.

1. В магмах орогенных поясов в процессе кристаллизации увеличивается содержание газовой фазы, что может быть достигнуто в процессе осмотического растворения газовой фазы, которая способна поддерживать более или менее постоянным парциальное давление кислорода. Магмы, находящиеся в таком геологическом окружении, относительно богаты водой, вероятно, способны остывать и дифференцироваться в течение длительного времени, создавать сложный ряд пород, конечные члены которого обогащены кремнеземом.

2. В магмах стабильных участков земной коры геологическое окружение, вероятно, не способствует ее эволюции по первому типу. Здесь чаще присутствуют лополиты и пластовые интрузии, испытывающие фракционную кристаллизацию при постоянном составе. Конечные расплавы в этих телах обогащены окислами железа.

ГЛАВА III

ПРОИСХОЖДЕНИЕ БАЗАЛЬТОВ

§ 1. Плавление и кристаллизация базальтов

Фундаментальные экспериментальные исследования по плавлению природных базальтов, эглогитов и амфиболитов были проведены в начале 60-х годов Х. Йодером и К. Тилли [14]. Результаты этой работы позволили объяснить многие вопросы генерации и дифференциации базальтовых магм, возможные источники их происхождения.

За исключением некоторых несущественных фаз, состав большинства базальтов может быть выражен точкой внутри тетраэдра диопсид—форстерит—нефелин—кварц (рис. 28). Две плоскости (*I* и *II*) внутри этого тетраэдра разделяют базальты по нормативному составу на пять основных групп: 1) толеиты (пересыщенные) с нормативными кварцем и гиперстеном; 2) толеиты (насыщенные, гиперстеновые базальты) с нормативным гиперстеном; 3) оливиновые базальты (недосыщенные) с нормативными гиперстеном и оливином; 4) оливиновые базальты с нормативным оливином; 5) щелочные базальты с нормативными оливином и нефе-

лином. Высокоглиноземистые базальты примыкают в тетраэдре к области плагиоклаза. Базальты различных типов были отобраны главным образом на о. Гавайи. Они представляют собой породы, различающиеся по химическому и минеральному составу. Это гиперстеновый базальт, толеит (до оливинового толеита) и высокоглиноземистые базальты.

Из проделанных опытов при атмосферном давлении Х. Йодер и К. Тилли сделали следующие основные выводы.

1. Из главных минералов базальтов — оливина, пироксена, плагиоклаза — каждый может кристаллизоваться первым, при этом его выделение, независимо от вида минерала, начинается в узком интервале температур 1160—1240 °С.

2. В узком температурном интервале (150 °С) все главные породообразующие минералы начинают кристаллизоваться вместе.

3. Температурный интервал процесса кристаллизации (от начала до конца) небольшой и для различных пород находится в пределах 135—195 °С.

Полученные результаты по плавлению и кристаллизации пород базальтового состава согласуются с полевыми наблюдениями, в ходе которых было установлено, что в виде фенокристаллов могут встречаться все главные минералы базальтов даже в том случае, если в стекле всего 7 % кристаллов. Непосредственные измерения температуры магмы при извержении показали, что она колеблется от 1200 до 700 °С при различном содержании в базальтах кристаллов. Наивысшие значения соответствуют лавам, где присутствуют лишь вкрапленники оливина.

Полевые наблюдения и данные по плавлению базальтов Х. Йодер и К. Тилли корректируют физико-химическими результатами изучения синтетических систем, поскольку экспериментальное и полевое исследование вулканических пород часто отражает условия кристаллизации при неравновесности минеральных ассоциаций.

Многочисленные экспериментальные данные позволили ученым расширить плоскость критического недосыщения кремнеземом (рис. 29) введением полной плагиоклазовой серии.

Сделанные выше выводы относительно кристаллизации природных базальтов указывают, что начальный состав этих расплавов располагается близко к 4-фазной кривой диаграммы (рис. 29). На этом основании Х. Йодер и К. Тилли заключают, что сами базальтовые расплавы — продукт фракционного плавления или кристаллизации. Такой физико-химический контроль сходен с контролем над расположением гранитов в точке тройного минимума системы альбит—ортоклаз—кремнезем.

Вопрос о происхождении базальтовых магм требует рассмотрения физико-химических данных о плавлении и фракционировании минеральных фаз при высоком давлении, поскольку ряд геологических и геофизических данных указывает на возникновение расплавов на глубине 30—100 км и более. Другим важным вопросом петрологии базальтов является определение условий,

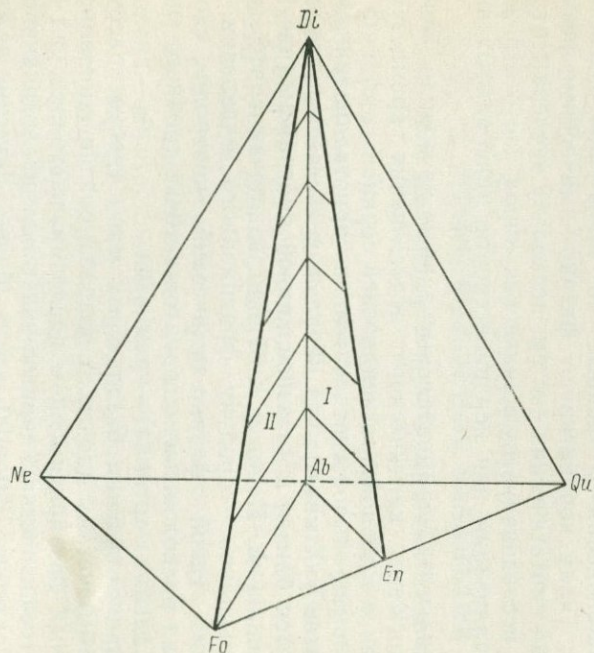


Рис. 28. Нормативный базальтовый тетраэдр диопсид—форстерит—нефелин—кварц. По Х. Йодеру и К. Тилли [14].

I — плоскость насыщения кремнеземом; *II* — плоскость критической недосыщенности кремнеземом.

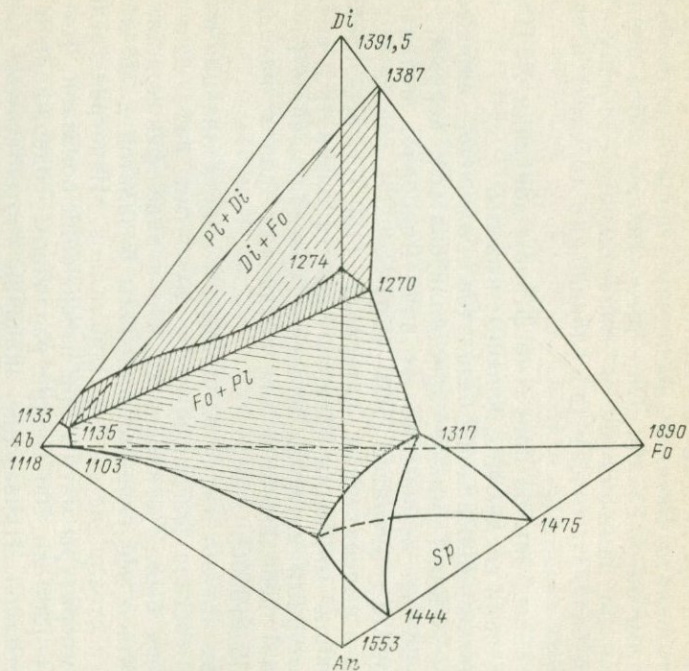


Рис. 29. Схематическая фазовая диаграмма системы диопсид—форстерит—альбит—анортит. По Х. Йодеру и К. Тилли [13].

Цифры на диаграмме — температура, °С.

при которых возможен переход между пересыщенными и недосыщенными типами базальтов.

На диаграммах (рис. 30), видно, что нефелин- и кварцсодержащие базальты разделены между собой «термальными барьерами» Fo—Ab, Fa—Ab, Di—Ab, через которые не может пройти жидкость, фракционирующая любые минеральные фазы. Однако эти же диаграммы показывают, что даже очень небольшие различия в составе исходных магм могут дать начало щелочной или толеитовой ветви дифференциации. Переход щелочных магм в пересыщенные посредством процесса окисления рассмотрен нами ранее [27].

Гидротермальные эксперименты. Одним из главных процессов, с помощью которого пересыщенные кремнеземом расплавы могут образовать недосыщенные остаточные продукты, Н. Боуэн считал раннюю кристаллизацию и последующую резорбцию биотита и роговой обманки. Эти минералы он рассматривал как аккумуляторы щелочей на ранних стадиях кристаллизации. Последующая диссоциация биотита и амфибола и формирование оливина или пироксена обогащают жидкость щелочами. На рис. 31 приведен нормативный состав кальциевых амфиболов, который показывает, что большинство разновидностей содержит недосыщенные компоненты — нефелин и мелилит.

Х. Йодер и К. Тилли провели серию опытов по плавлению и закалке природных базальтов в присутствии больших количеств воды при определенных значениях давления. Были исследованы оливиновый толеит, высокоглиноземистый базальт, щелочной базальт и окисленный гавайит при температуре от 600 до 1250 °C (с интервалом 50 °C) и при общем давлении 1, 2, 5 и 10 кбар. Анализ результатов можно проследить на рис. 32. Основные выводы Х. Йодера и К. Тилли следующие.

1. С ростом давления воды значительно снижается температура плавления минералов.

2. С ростом давления наблюдаются изменения в порядке выделения фаз. При давлении более 10 кбар амфибол может стать первой силикатной фазой.

3. Базальты в присутствии воды занимают очень ограниченный участок на диаграммах и совершенно неустойчивы при давлении 1,4 кбар.

4. С ростом давления температурный интервал кристаллизации базальтовых составов резко увеличивается.

5. При высоком давлении воды плагиоклаз — последняя силикатная фаза, завершающая кристаллизацию, и наоборот, этот минерал начинает плавление соответствующих составов.

6. При условии избытка воды и относительно низкой температуре базальтовый состав представлен амфиболитом или рогово-обманковым габбро.

Применение этих выводов к природным объектам и к петрогенетическим гипотезам указывает, что в некоторых оптимальных условиях механизм раннего выделения и резорбции амфибола

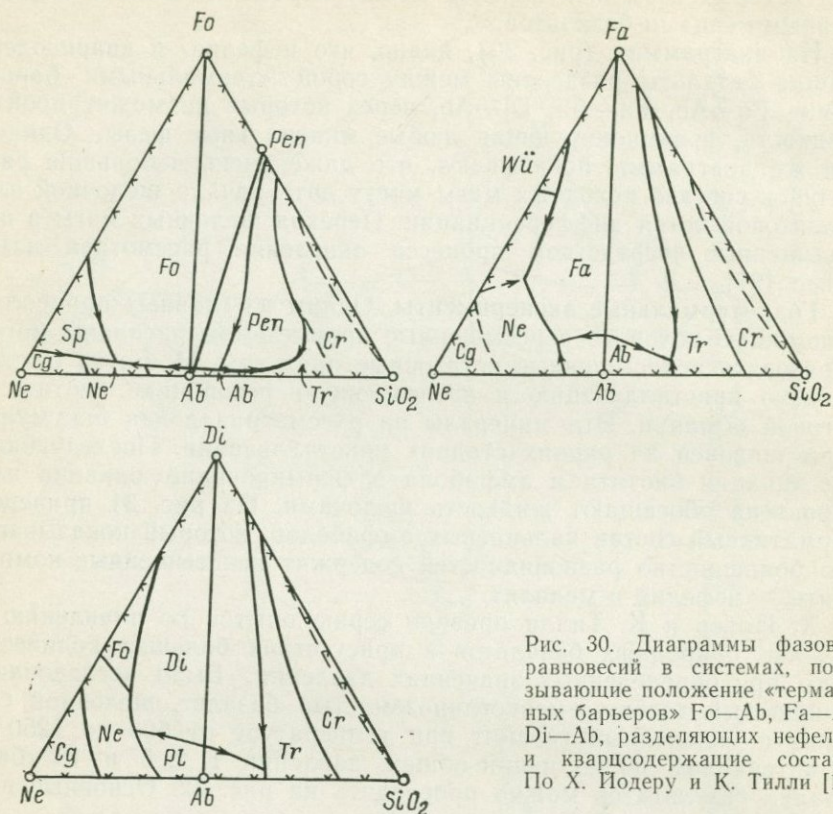


Рис. 30. Диаграммы фазовых равновесий в системах, показывающие положение «термальных барьеров» Fo—Ab, Fa—Ab, Di—Ab, разделяющих нефелин- и кварцсодержащие составы. По Х. Йодеру и К. Тилли [13].

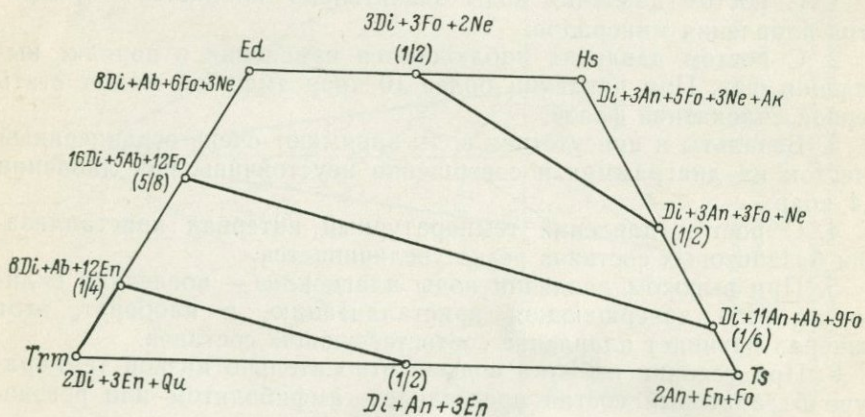


Рис. 31. Нормативный состав кальциевых амфиболов. По Х. Йодеру и К. Тилли [13].

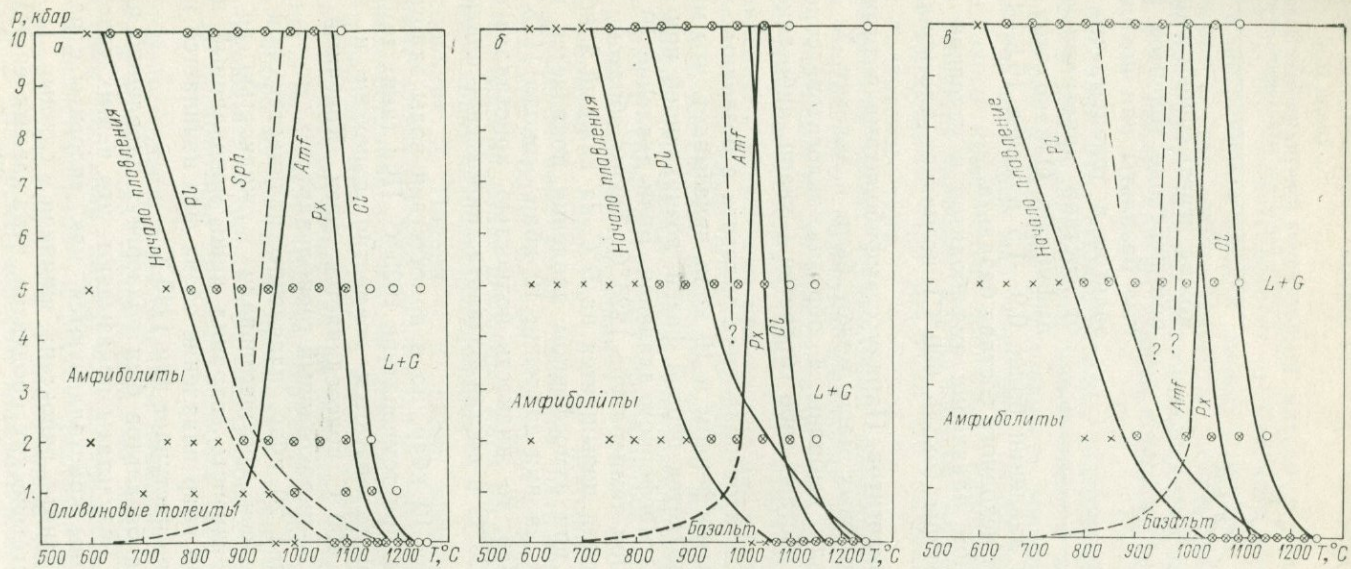


Рис. 32. Фазовые отношения в базальтах. По Х. Йодеру и К. Тилли [13].

Проекция системы: а — оливиновый толеит—вода; б — высокоглинзистый базальт—вода; в — щелочной базальт—вода.

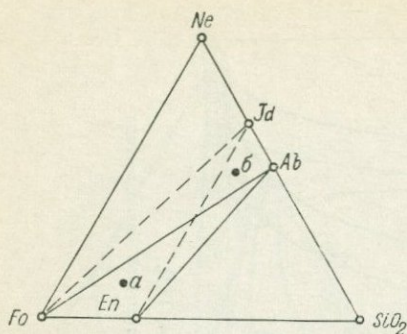


Рис. 33. Диаграмма системы форстерит—нефелин—кремнезем. По Х. Йодеру и К. Тилли [13].

Сплошными линиями показан парагенезис при низком давлении, штриховыми — при высоком.

происходит при давлении более 0,9—1,5 и менее 10,5—12,6 кбар в зависимости от исходного состава базальта.

При частичном плавлении амфиболитов в условиях довольно низкой температуры (около 600 °С) возникает плагиоклазитовая жидкость.

Плавление эклогитов. Наряду с амфиболитами возможным источником базальтовых магм может быть и эклогит. Х. Йодером и К. Тилли были выбраны 4 образца эклогитов, содержащих в нормативном составе либо гиперстен + кварц, либо гиперстен + + оливин.

Анализ результатов плавления эклогита в безводных условиях при давлении атмосферном и 10 кбар показывает, что моноклинный пироксен является первой фазой, возникающей при температуре 1165 °С и атмосферном давлении. Если давление 10 кбар, то он образуется при температуре 1225 °С. Таким образом, температура его появления повышается на 6 °С на каждый 1 кбар.

Плагиоклаз при атмосферном давлении появляется при температуре 1155 °С, а при давлении 10 кбар — около 1175 °С. Если давление 10 кбар, то жидкость полностью кристаллизуется при температуре 1025 °С в состав базальта: пироксен + плагиоклаз + + магнетит.

При давлении 10 кбар, но в присутствии воды эклогиты полностью плавятся при температуре 1025 °С. При таких температуре и давлении кристаллизуются совместно пироксен и амфибол, к которым при 700 °С присоединяется сфен. Конечный продукт кристаллизации — пироксеновый горнблендит.

Если давление 20 кбар, плавление начинается при 1240 °С. Гранат и пироксен сосуществовали с жидкостью до 1290 °С. До 1330 °С устойчивость сохранил лишь моноклинный пироксен. При давлении 30 кбар плавление обеих фаз начинается при 1360, полное плавление наступает при 1440 °С.

Ряд образцов базальтов был подвергнут плавлению при высоких давлениях. Результаты показывают, что в этих условиях базальтовые составы кристаллизуются как эклогиты с различным соотношением граната, пироксена, шпинели и слюды.

Составы синтетических продуктов, отражаемых системой форстерит—нефелин—кремнезем при давлении 33 кбар, показывают,

что устойчивыми линиями являются $Fo-Jd$ и $Jd-En$, замещающие $Fo-Ab$ и $En-Ab$, установленные при атмосферном давлении (рис. 33).

Необходимо отметить небольшой интервал плавления эклогитов ($85^{\circ}C$), что свидетельствует о близком расположении их составов к пограничной линии между гранатом и пироксеном. Предполагается, что сами эклогиты могут быть продуктами частичного плавления первичных по отношению к эклогитам пород. Х. Йодер и К. Тилли считают такими породами гранатые перидотиты.

Как показали эти исследователи, содержание в омфаците нормативного диопсида, альбита и нефелина, а в гранате анортита, гиперстена и оливина обуславливает возможный механизм формирования щелочных или толеитовых базальтов при удалении того или иного компонента эклогитов. Удаление граната при высоком давлении приводит к обогащению жидкости омфацитовыми составляющими. При удалении же омфацита образуется жидкость толеитового типа.

Возникновение новых «термальных барьеров» при высоком давлении способствует развитию щелочного или толеитового направления эволюции из сходных составов при различных условиях. Жидкости, имеющие состав *a* (рис. 33), будут фракционировать по направлению к кремнезему при низких давлениях, для которых существует «термальный барьер» $Fo-Ab$. При высоких давлениях жидкости того же состава изменяют его по направлению к нефелину, поскольку появляется новый «термальный барьер». В жидкости состава *b* (рис. 33) будут наблюдаться противоположные описанному направления эволюции.

Таким образом, у одного и того же исходного расплава при высоком давлении намечается щелочной путь эволюции, а при низком давлении — более кислый. Поэтому Х. Йодер и К. Тилли считают, что формирование щелочных магм по сравнению с толеитовыми происходит на больших глубинах.

Исследования Х. Йодера и К. Тилли внесли много нового в понимание процессов кристаллизации и эволюции базальтовых магм, однако оставались неясными вопросы относительно кристаллизации расплавов при средних и высоких давлениях, поведения различного по составу вещества на больших глубинах и др.

Д. Грин и А. Рингвуд [22] экспериментально изучили процесс перехода габбро в эклогит и проследили минеральные ассоциации, возникающие из различных базальтовых составов в ряду давлений до 30 кбар при температуре более $1000^{\circ}C$ и ниже солидуса.

В кварцевом толите с увеличением давления от 5 до 13,5 кбар уменьшается количество плагиоклаза, но возрастает пироксена. При давлении 13,5 кбар наряду с плагиоклазом, пироксеном и кварцем появляется гранат. С ростом давления до 20 кбар количество граната увеличивается, а плагиоклаза уменьшается, при давлении 20,2 кбар рентгеновским методом плагиоклаз не уста-

навливаются, однако рефлексы кварца становятся более отчетливыми, чем в образцах с низким давлением. Начиная с давления 13,5 кбар окись титана, входящая ранее в состав рудного минерала, формирует рутил.

Стекло состава щелочного оливинового базальта имеет высокое нормативное содержание оливина и плагиоклаза и низкое диоксида. При низких давлениях (от атмосферного до 9 кбар) кристаллизуются оливин, плагиоклаз, пироксен и шпинель. Количество пироксена возрастает в опытах вместе с повышением давления до 9 кбар и еще более при 10,1 и 11,3 кбар. При давлении 12,4 кбар появляется гранат, его содержание до давления 18 кбар непрерывно увеличивается, а плагиоклаза уменьшается. В том случае, когда давление превышает 18 кбар, плагиоклаз и кварц не наблюдаются.

Оливиновый толеит при давлении 9 кбар и температуре 1100°C содержит оливин, плагиоклаз, пироксен и шпинель. Если давление 11,3 кбар, состав этой минеральной ассоциации следующий: моноклинный и ромбический пироксен, плагиоклаз, шпинель и иногда амфибол; при давлении 12—13 кбар образуется гранат. В бедном щелочами оливиновом толите он появляется при давлении 10,1 кбар, а при 13,5 кбар и более установлены только гранат и пироксен.

В богатых железом кварцевых толитах и щелочных базальтах [$100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 60$] плавление начинается при более низкой температуре, при 1100°C и давлении 13,5 кбар кварцевый ферротолит содержит много граната. В богатом магнием кварцевом толите [$100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 90$] гранат появляется при давлении 16,9 кбар и температуре 1100°C. При давлении 18 кбар много граната, но присутствует еще и плагиоклаз.

Результаты экспериментов Д. Грина и А. Рингвуда показывают, что при низких давлениях (менее 10 кбар) и температуре 1100°C базальтовые составы имеют минеральные ассоциации, соответствующие габбро и пироксеновым гранулитам. При давлении более 21 кбар и температуре 1100°C минеральные ассоциации (пироп-альмандиновый гранат и пироксен) соответствуют эклогитам; при промежуточных давлениях существуют ассоциации граната, моноклинного пироксена, плагиоклаза, часто кварца. Кроме того, в этом интервале давлений установлено закономерное изменение минерального состава при переходе габбро в эклогит.

В пироксенах кварцевых толитов увеличивается содержание глинозема, но сохраняется незначительное количество жадеитового компонента. Плагиоклаз, хотя и присутствует, имеет более натровый состав, чем это может быть установлено при пересчете на норму.

В недосыщенных кремнеземом щелочных базальтах для магнезиальных составов большое значение имеет реакция между оливином и плагиоклазом с образованием глиноземистого пироксена или пироксена + шпинели, идущая при давлении 7—9 кбар.

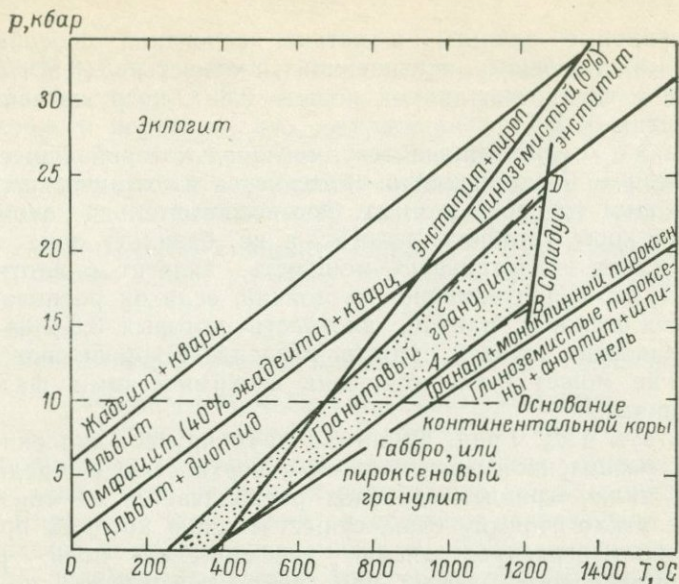


Рис. 34. Поля устойчивости эклогита, гранатового гранулита и пироксенового гранулита (габбро) для кварцевого толита с экстраполяцией в область низких температур. По Д. Грину и А. Рингвуду.

AB и CD — границы, установленные экспериментально.

В богатых железом составах оливин и плагиоклаз реагируют с образованием граната.

Д. Грин и А. Рингвуд пришли к заключению, что оливин и богатый анортитом плагиоклаз не могут сосуществовать в базальтовом составе при температуре 1100°C и давлении более 11 кбар. В недосыщенных составах плагиоклаз исчезает при более низких давлениях, чем в кварцевых толитах.

В целом, экстраполируя полученные данные, Д. Грин и А. Рингвуд проводят границы между эклогитовой и гранулитовой, а также гранулитовой и габбровой фациями в области низких температур и давлений. Эти границы слегка сходятся и пересекают ось температур при атмосферном давлении на отметке 250°C (рис. 34).

Следовательно, оценивая мощность континентальной земной коры в 35 км, можно предполагать, что температура в ее основании в зависимости от теплового потока колеблется от 300 до 700°C, а это, по мнению Д. Грина и А. Рингвуда, указывает, что эклогит и гранулит высокого давления представляют собой устойчивую минеральную ассоциацию в пределах всей коры при нормальном геотермическом градиенте.

Названные исследователи объясняют небольшое развитие эклогитовых пород на поверхности Земли, во-первых, медленным превращением ассоциации плагиоклаз + пироксен при низких температурах в гранат-пироксеновую; во-вторых, неустойчивостью при наличии воды габбро и эклогитов и превращением их в зеленые

и глаукофановые сланцы; в-третьих, вероятной способностью эклогита, обладающего повышенной плотностью ($3,5 \text{ г/см}^3$ по сравнению с плотностью пород коры — $2,85$), погружаться через кору в мантию [22].

Они также отвергают гипотезу, согласно которой существование поверхности Мохоровичича объясняется изохимическим фазовым переходом габбро в эклогит. Она несостоятельна потому, что в пределах коры устойчив эклогит, а не базальт; зона такого перехода имеет значительную мощность, эклогит с плотностью $3,5 \text{ г/см}^3$ будет гравитационно неустойчив, если он располагается выше пород верхней мантии, плотность которых $3,3\text{—}3,4 \text{ г/см}^3$. Для океанических условий природа раздела Мохоровичича также, очевидно, не может быть объяснена изохимическими фазовыми превращениями.

А. Рингвуд и Д. Грин, принимая двухъярусное строение земной коры, разделенной сейсмической поверхностью Конрада, считают, что ниже «гранитного» слоя располагается не «базальтовый» и не «эклогитовый» слои, существованию которых противоречит скорость распространения сейсмических волн, равная $7,0 \text{ км/с}$. Кроме того, базальт или габбро неустойчивы на таких глубинах. Они предполагают, что нижний слой земной коры состоит из пород промежуточного между гранитом и базальтом химического состава, но с минеральными ассоциациями, относящимися к эклогитовой и гранулитовой фациям. Эти породы могут содержать гранат, жадеитовый пироксен, кварц и щелочной полевой шпат. Названные минералы обуславливают плотность пород и скорость распространения волн, свойственные нижнему слою коры. Однако в присутствии воды в нем могут быть и амфиболиты.

§ 2. Особенности пород, сформированных при высоком давлении, и изучение их плавления

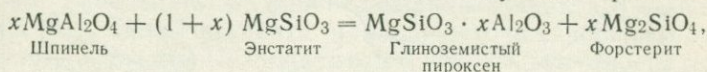
Петрохимическое изучение главных породообразующих минералов, устойчивых при высоких давлениях, показало, что трехвалентные элементы Al^{3+} , Cr^{3+} и Fe^{3+} распределены в энстатите, диопсиде, шпинели и гранате.

Эмпирический материал свидетельствует о том, что в гиперстенах гранулитов содержится до 9% Al_2O_3 и что они встречаются совместно с гранатами. Однако в этих породах много железа, которое расширяет поле устойчивости граната в область низких давлений. Более низкое содержание глинозема наблюдается в энстатитах кимберлитов и составляет $1\text{—}2\%$. Согласно экспериментальным данным в синтетическом ортопироксене присутствует до 4% Al_2O_3 [22, 31].

Изучение составов сосуществующих ортопироксенов и клинопироксенов из кимберлитов и базальтовых включений, проведенное И. Мак-Греггором и А. Рингвудом, показало большую растворимость окислов R_2O_3 в клинопироксене или в ортопироксене. Сравнение сделано на основании молекулярных процентов

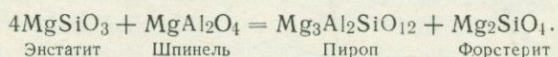
$R_2O_3 (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + Cr_2O_3)$ после вычитания количества R_2O_3 , эквивалентного Na_2O , идущего на построение жадеита $NaAlSi_2O_6$.

Петрологи полагают, что содержание глинозема в пироксенах с ростом давления непрерывно увеличивается до 4,5 %, при этом пироксен находится в ассоциации со шпинелью. В довольно широком диапазоне давлений имеет место следующая реакция [31]:



где $x=0,045$.

С повышением давления шпинель исчезает согласно реакции



В природных условиях присутствие других компонентов расширяет линию этой реакции в переходную зону переменного давления. Вправо от этой линии содержание глинозема в пироксене уменьшается, а граната увеличивается. Последняя реакция (4 энстатита + шпинель \rightleftharpoons пироп + форстерит), предложенная А. Рингвудом, И. Мак-Грегором и Ф. Бойдом, очень важна для понимания строения глубинных участков Земли ниже уровня коры.

Породы относительно низкого давления — шпинельсодержащие перидотиты, относительно высокого — гранатовые перидотиты. Ф. Бойд и И. Мак-Грегор указывают, что за некоторыми исключениями их совместное появление не наблюдается.

Одним из существенных открытий экспериментальной петрологии было установление Ф. Бойдом и И. Энгландом [32] конгруэнтного плавления энстатита при давлении более 5 кбар. Это значит, что мантийные породы, содержащие оливин, не могут формировать пересыщенные кремнеземом базальты при помощи инконгруэнтного плавления энстатита [31]. В этой связи существенно пироксеновый перидотит рассматривается как потенциальный источник компонентов пересыщенных магм.

Ф. Бойдом и И. Энгландом было также установлено, что при давлении более 36 кбар пироп плавится конгруэнтно, но ниже этого давления плавление пироба при различной температуре дает различные продукты. При относительно высокой температуре и давлении менее 36 кбар пироп распадается на шпинель + жидкость. При понижении давления от 30 до 25 кбар пироп способен плавиться с образованием глиноземистого энстатита и жидкости.

Последующие работы подтвердили зональное распределение минералогического состава пород верхней мантии. По данным М. О'Хара [67], минеральный состав этих пород в безводных условиях состоит из четырех фаз: оливина, энстатита, клинопироксена и фазы, богатой алюминием, которая в зависимости главным образом от давления может быть представлена плагиоклазом (для давлений до 7 кбар), шпинелью (от 10 до 18 кбар) и гранатом (рис. 35). Большая точность подразделения парагенезисов природных лерцолитов по температуре и давлению выполняется

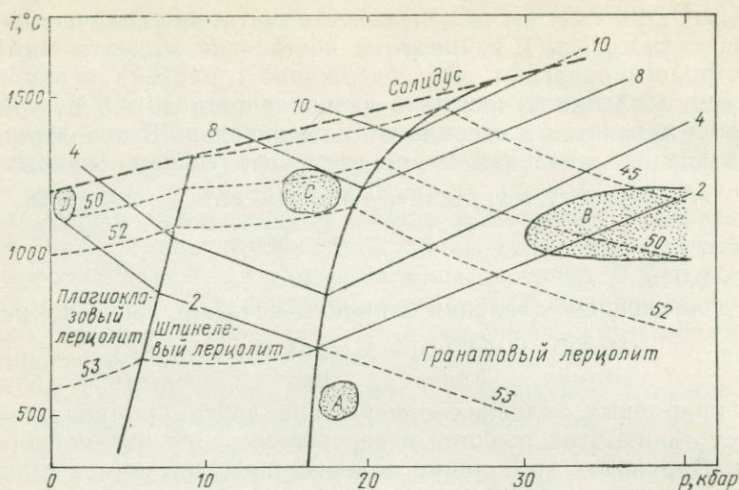


Рис. 35. Диаграмма полей устойчивости пиропы, шпинели и поле стабильности лерцолитов. По М. О'Хара [67], с изменениями по Кармайклу и др. [39].

2—10 — отношение $100\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaSiO}_3 + \text{MgSiO}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ в клинопироксене; 45—53 — отношение $100\text{CaSiO}_3/(\text{CaSiO}_3 + \text{MgSiO}_3)$ в клинопироксене.

A — норвежские гранатовые перидотиты; B — нодулы в кимберлитах; C — перидотит из Лизарда, Корнуолл; D — перидотит из Новой Зеландии.

по составу клинопироксенов. Так, отношение $100\text{CaSiO}_3/(\text{CaSiO}_3 + \text{MgSiO}_3)$ особенно чувствительно к температуре, а отношение $100\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaSiO}_3 + \text{MgSiO}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ больше зависит от давления. Помимо этого, заметное влияние оказывают железо и хром. На рис. 35 показаны поля устойчивости некоторых природных лерцолитов с различным минеральным составом.

Термодинамические параметры и окружающая геологическая обстановка свидетельствуют о том, что одни массивы, например новозеландские ультраосновные (область D на рис. 35), заканчивали кристаллизацию из магмы, находящейся вблизи солидуса при низком давлении. Центральная часть интрузии Лизард в Корнуолле (область C) является высокотемпературным образованием, возможно, транспортированным с больших глубин (порядка 55—60 км). Гранатовые лерцолиты на юго-западе Норвегии (области B и A) имеют два типа парагенезисов. Одни из них соответствуют температуре 1000—1100 °C и давлению 35 кбар. Другие сформировались при температуре 600 °C и давлении 18—20 кбар. Необходимо предположить относительно быстрое перемещение гранатовых перидотитов, которое препятствовало превращению гранатовых парагенезисов в шпинельсодержащие.

После исследования Х. Йодером и К. Гилли происхождения базальтовых магм и их эволюции Д. Грин и А. Рингвуд провели серию опытов по плавлению и дифференциации базальтовых составов — от оливиновых толеитов до щелочных оливиновых

базальтов — при давлении от 9 до 27 кбар [22]. Этими исследователями, а также К. Ито и Дж. Кеннеди [1967 г.] опубликован экспериментальный материал, который свидетельствует, что происхождение базальтов обусловлено особенностями плавления глиноземистого перидотита — исходного недифференцированного вещества мантии (рис. 35). Д. Грином и А. Рингвудом проведены опыты по плавлению и кристаллизации пикрита, оливинового базальта, оливинового толеита и щелочного оливинового базальта. Полученные ими данные показывают, что состав минералов ликвидуса, последовательность выпадения минералов, а также температурный интервал очень зависят от давления.

Проследив кристаллизацию различных типов базальтов, Д. Грин и А. Рингвуд пришли к заключению, что дифференциация богатой оливином толеитовой магмы при различных давлениях может проходить по трем путям эволюции.

1. Дифференциация при низком давлении (до 5 кбар). Главный минерал ликвидуса оливиновых толеитов — оливин, а при более низких температурах появляются пироксен и (или) плагиоклаз. Большое поле кристаллизации оливина и инконгруэнтное плавление энстатита определяют толеитовый характер дифференциации магмы и обуславливают формирование остаточных расплавов с нормативным кварцем. В щелочных оливиновых базальтах кристаллизуются оливин, а затем известковистый плагиоклаз. Довольно ранняя кристаллизация последнего минерала препятствует обогащению магмы глиноземом. Таким образом, в щелочном оливиновом базальте сохраняется первоначальный характер типа магмы: она содержит нормативный нефелин и несколько обогащена кремнеземом.

2. При дифференциации на глубинах, соответствующих давлению от 7 до 12 кбар, на первом этапе кристаллизации выделяется оливин, к которому присоединяется ромбический пироксен для составов оливиновых толеита и базальта. Плагиоклаз начинает кристаллизоваться при температуре, близкой к солидусу. Все это приводит к увеличению содержания глинозема в остаточных продуктах при сравнительно постоянном содержании кремнезема. Таким образом, оливиновый толеит создает высокоглиноземистый толеит с 5—10 % нормативного оливина.

3. Дифференциация при давлении 12—20 кбар сопровождается отделением в толеитах и базальтах глиноземистого ромбического пироксена или ромбического пироксена + слабоизвестковистого авгита. Кристаллизация пироксенов способствует уменьшению содержания кремнезема, увеличению щелочности и незначительному повышению содержания глинозема и окиси кальция. Этот путь дифференциации оливиновых толеитов определяет щелочно-базальтовый характер остаточных продуктов.

Д. Грин и А. Рингвуд подчеркивают, что магмы, отделенные от перидотита мантии на глубине 100—150 км, могут испытывать эти три типа дифференциации.

§ 3. Однородность базальтов срединно-океанических хребтов

Обсуждая проблемы источников наиболее распространенных магм, большинство исследователей отмечают, что устойчивый состав магм определяется сочетанием различных физико-химических параметров, таких как глубина (давление), степень плавления, активность H_2O и CO_2 . Кроме того, на характер плавления существенно влияет геометрическое выражение фазовых равновесных отношений в породообразующих системах. Так, еще П. Уайли подчеркивал, что существование платообразного участка в системе Mg_2SiO_4 — $CaFeSiO_4$ будет способствовать выплавлению значительного объема «гаплобазальтовых» расплавов в небольшом температурном интервале [92, 28].

На особые условия, накладываемые геометрией субсолидусных и солидусных фазовых отношений и положением кривых геотермического градиента в образовании базальтовых магм в пределах срединно-океанических хребтов, обратили внимание Д. К. Преснелл с соавторами [79]. Ими показано, что физико-химические системы без летучих компонентов, проектируемые на p — T -диаграммах в виде непрерывных кривых с положительным наклоном, в деталях не являются строгими. В реальных системах линия солидуса прерывистая по наклону и каждый отрезок заканчивается чашеподобным углублением, фиксируемым пересечением линии солидуса с субсолидусными моновариантными кривыми, отделяющими различные минеральные парагенезисы. Экспериментальное определение таких чашеподобных участков на линии солидуса затруднено их небольшими размерами, отсутствием должной точности опытов в пределах кривой и сложностью определения небольших количеств стекла. Вместе с тем чашеподобные участки на кривой солидуса (рис. 36) в сочетании с пологими по отношению к солидусу геоизотермами будут наиболее благоприятными и буферными по отношению к образующимся расплавам определенного состава и большого объема.

В качестве модели образования базальтов срединно-океанических хребтов Д. К. Преснелл и др. [79] рассматривают систему CaO — MgO — Al_2O_3 — SiO_2 , предполагая низкое содержание H_2O и CO_2 на основании незначительных их содержаний во включениях фенокристаллов и стекла основной массы базальтов. Экспериментами охвачена область давлений от атмосферного до 20 кбар и выявлен чашеподобный участок при давлении 9 кбар, который обусловлен пересечением лерцолитового солидуса и субсолидусной кривой, разделяющей плагиоклазовый (с минеральным составом $Ol+En+Di+Pl$) и шпинелевый ($Ol+En+Di+Sp$) лерцолиты при температуре 1305°C.

Упрощенный вариант изменения состава жидкостей вдоль солидуса можно проиллюстрировать рядом вариационных кривых на сторонах тетраэдра $Fe-Di-An-Qu$ (рис. 37). При рассмотрении фигуративных точек составов жидкостей, образующихся

Рис. 36. Линия солидуса в системе $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$. По Д. К. Преснеллу и др. [79].

первыми при изменении давления от атмосферного до 9 кбар, видно, что составы частично плавящихся расплавов меняются от кварцевых толеитов к оливиновым толеитам. В нормативном минеральном составе это выражается в увеличении содержания анортита и уменьшении количества диопсида. На рис. 37 отчетливо видно также изменение непрерывного характера кривых и возникновение чашеподобных участков на диаграммах. При давлении от 9 до 20 кбар жидкостям, образующимся первыми, свойственно увеличение содержания форстерита и уменьшение содержания анортита и энстатита. Непрерывность изменения составов нарушается с образованием изломов при давлении 9 кбар.

Для того чтобы сопоставить нормативные составы природных базальтов с полученными, на диаграмму (рис. 38) нанесен не анортит, а промежуточный плагиоклаз, фаялит присоединен к форстериту, ферросилит с энстатитом объединены в гиперстен. Каждая группа природных базальтов обведена контуром, который представляет 95 % анализов данной группы. Несмотря на указание об относительной гомогенности базальтов срединно-океанических хребтов, их контуры на диаграммах варьируют. Наименее дифференцированные типы расположены в левой части диаграммы,

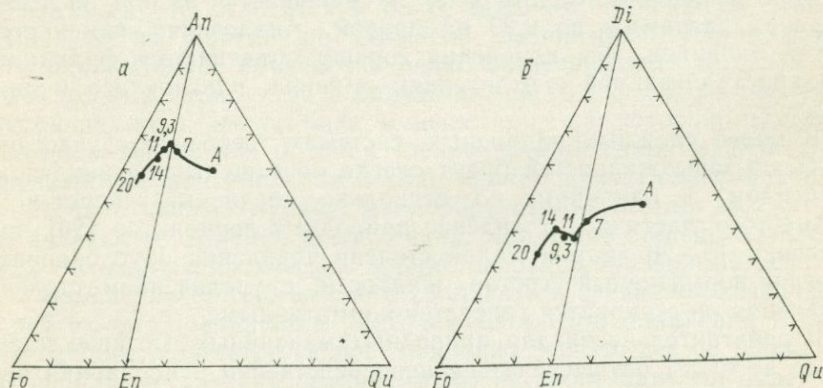
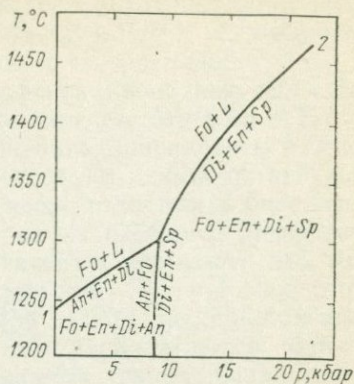


Рис. 37. Вариационные кривые изменения состава жидкостей вдоль линии солидуса в тетраэдре форстерит—диопсид—анортит—кремнезем. По Д. К. Преснеллу и др. [79].

a — проекция на сторону Fo—An—Qu ; *b* — проекция на сторону Fo—Di—Qu ; *A* — состав жидкости при атмосферном давлении. Цифры на диаграмме — давление, кбар.

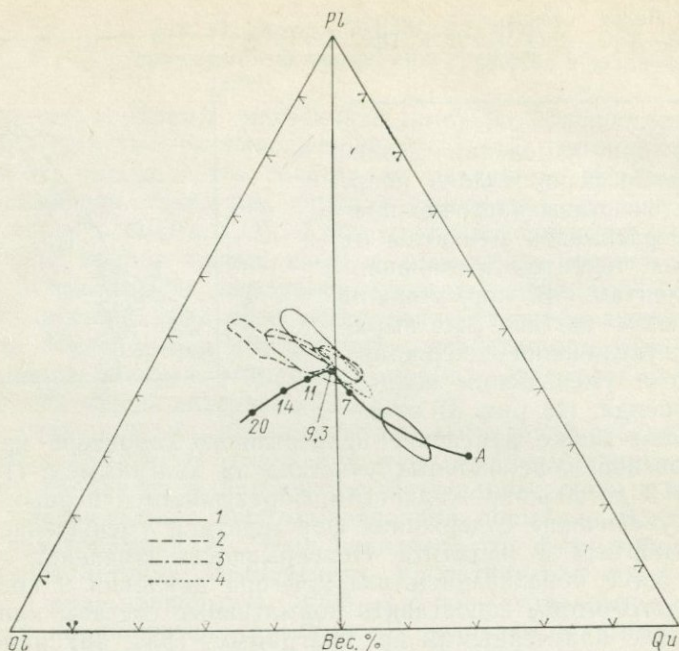


Рис. 38. Проекция из вершины диопсида на фазовый треугольник $Ol-Pl-Qu$. По Д. К. Преснеллу и др. [79].

Линия с цифрами — состав жидкостей вдоль кривой солидуса на рис. 36. Нормативные составы стекла срединно-океанических толеитов: 1 — разлома Галапагос (133 анализа); 2 — хр. Срединно-Атлантического (20); 3 — базальты проекта FAMOUS (50); 4 — хр. Хуан-де-Фука (208).

более дифференцированные — ближе к кварцевой вершине. В базальтах отношение $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ уменьшается от 0,71 на левой стороне диаграммы до 0,29 на правой. Аналогично изменяется состав оливинов. Все изменения хорошо объясняются фракционной кристаллизацией с отделением оливина, плагиоклаза и диопсида.

В более сложных природных системах, особенно с участием Na_2O , составы жидкостей будут слегка обогащены плагиоклазом, диопсидом и оливином, но несколько обеднены гиперстеном. Кроме того, частичное плавление природных лерцолитов [20] при давлении 15—20 кбар и малой степени плавления обуславливает нефелин-нормативный состав жидкости, с увеличением степени плавления он становится гиперстен-нормативным.

В действительности для природных мантийных составов плавление не будет осуществляться непосредственно в неинвариантной точке, поскольку в них присутствуют небольшие количества дополнительных компонентов. Таким образом, чашеподобное углубление при давлении 9 кбар в упрощенной системе будет соответствовать в мантии низкотемпературному району спрединга небольшого интервала давлений и некоторые вариации в составе

первичных магм будут зависеть от состава источника и степени плавления. Например, отношение $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ в жидкости будет расти по мере увеличения количества расплава.

Как уже отмечалось, наименее дифференцированные типы базальтов характеризуются большим отношением $Mg/(Mg + Fe^{2+})$. Можно предположить, что метаморфизованные перидотиты в основании офиолитовых комплексов представляют собой остаточный материал, сохраняющийся после отделения толеитовых базальтов из мантии. Сравнение составов оливинов из наименее дифференцированных базальтов и из перидотитов показывает, что они имеют одинаковую или сходную железистость: Fo_{87} и Fo_{80-92} соответственно. Поля нормативных составов стекла срединно-океанических толеитов (контуры на рис. 38) располагаются близко к районам наименее дифференцированных типов базальтов и примыкают к перегибу кривой экспериментальных данных при давлении 9 кбар. Этот факт указывает на то, что геотермы пересекают солидус, вероятнее всего, при 9 кбар, когда образуются океанические оливиновые толеиты, которые поступают к поверхности в слабодифференцированном виде.

Совокупность геологических и экспериментальных данных подтверждает, по мнению Д. К. Преснелла с соавторами, возможность предложенного ими механизма образования базальтов в термальной «яме» при давлении 9 кбар.

Не исключено, что при поднятии мантийного диапира некоторое количество (1—2 %) жидкости образуется на глубине ниже 30 км, но его недостаточно для отделения расплава. На глубине около 30 км количество расплава быстро возрастает, что стимулирует отделение магмы от источника при ее постоянном составе.

Таким образом, магмы, генерируемые в центре района спрединга на глубине 30 км, обедняют мантию базальтовыми компонентами, и это относится к более высоким горизонтам мантии. Ниже 30 км мантия не обеднена базальтовой составляющей. Отсюда вытекает объяснение редко встречающихся нодулей плагиоклазовых лерцолитов в базальтах, поскольку состав последних устойчив лишь на глубине меньше той, на которой находится источник базальтов. С точки зрения предложенной модели «яма» на солидусе при давлении 9 кбар является решающим фактором, контролирующим глубину магмообразования, тогда как степень плавления — величина подчиненная. Чем выше степень плавления, тем больше магматических продуктов будет образовываться.

Изменение геотермического градиента в срединно-океанических хребтах обусловливается расходом тепла при плавлении в «яме» на глубине, соответствующей давлению 9 кбар, где он снижается. В период, когда образования магмы не происходит, он будет подниматься. Таким образом, «яма» на мантийном солидусе действует как термальный буфер, где происходят стабилизация геотермы и плавление вещества мантии.

В противоположность рассмотренной гипотезе происхождения базальтов срединно-океанических хребтов М. О'Хара еще в 1966 г.

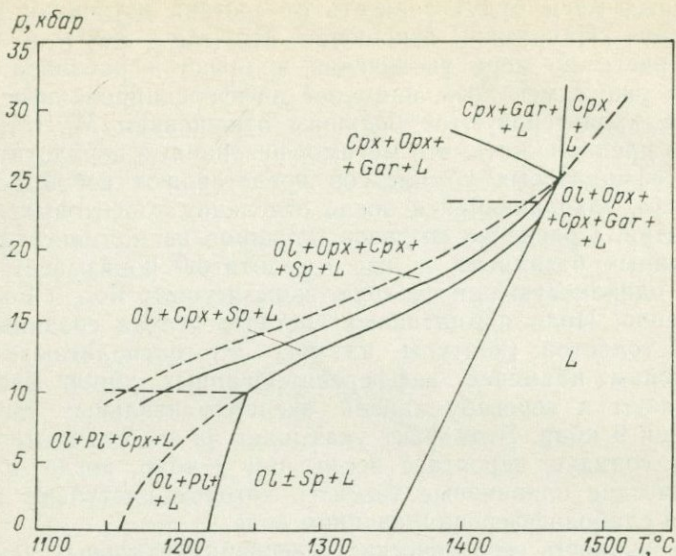


Рис. 39. Фазовая диаграмма плавления высокомагнезиального базальта. По Д. Элсону и К. Скарфу [45].

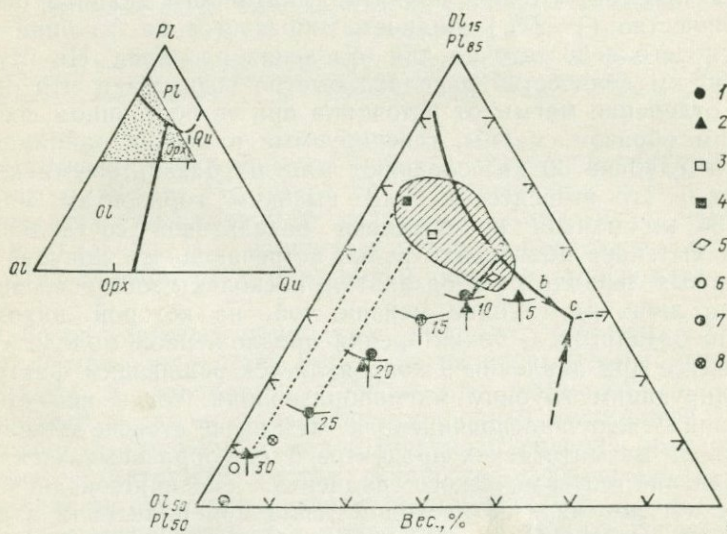


Рис. 40. Плоскость $Ap_{70}-Ol-Qu$ в системе $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ и положение псевдоинвариантных точек при различных давлениях. По Д. Элсону и К. Скарфу [45].

1—2 — псевдоинвариантные точки (1 — определенные Д. Элсоном и К. Скарфом, 2 — Д. Элсоном); 3—4 — примитивный базальт (3 — срединно-океанического хребта, обр. 3-18-7-1, 4 — проекта FAMOUS, обр. 527-1-1); 5 — оливинный толеит Срединно-Атлантического хребта, обр. 305A-8-1-9; 6—7 — пикриты (6 — Свартенхук, 7 — о. Баффина Земля); 8 — коматит о. Горгона. Положение кривой $a-b-c$ для атмосферного давления.

предположил, что эти образования являются продуктами глубокой дифференциации при низком давлении магм пикритового состава, генерируемых на глубинах, соответствующих давлению 25—30 кбар [68]. Для экспериментальной проверки этого предположения Д. Элсон и К. Скарф [45] взяли высокомагнезиальный базальт из офиолитовой серии Чили, полно характеризующей продукты плавления субокеанической мантии. При давлении 25 кбар и температуре 1480°C на ликвидусе базальта в узком температурном интервале (10°C) кристаллизуются оливин, ортопироксен, клинопироксен и гранат (рис. 39). При давлении выше 25 кбар главной фазой ликвидуса является клинопироксен, тогда как при давлении менее 25 кбар — это оливин, к которому присоединяются шпинель, клинопироксен и иногда ортопироксен.

Используя экспериментальные данные различных исследователей по составу закалочного стекла в равновесии с оливином, ортопироксеном, клинопироксеном и гранатом (или шпинелью, или плагиоклазом), Д. Элсон и К. Скарф рассчитали положения псевдонвариантных точек верхнемантийного вещества на плоскости $Ol-An_{70}-SiO_2$ для давлений 25, 20, 15 и 10 кбар (рис. 40). Эта плоскость — частное сечение четверной системы $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ (CMAS), которая в экспериментальной петрологии принята в качестве модельной для перидотита мантии. На полученную таким образом диаграмму были нанесены фигуративные точки некоторых ультраосновных вулканитов и базальтов срединно-океанических хребтов (рис. 40).

Из диаграммы видно, что составы пикритов, а также коматитов, которые взяты в качестве представителей потенциальной первичной магмы, располагаются у невариантных точек высокого давления. Большинство же базальтов срединно-океанических хребтов тяготеет к котектике $Ol + Pl \pm Crx$ для атмосферного давления, что может указывать на вторичную их природу и на изменение состава пород при фракционной кристаллизации в условиях низкого давления.

Базальты срединно-океанических хребтов несколько различаются по составу. Более «примитивные» (обр. 527-1-1, 3-18-7-1) имеют составы, фигуративные точки которых располагаются на диаграмме (рис. 40) в бедной кремнеземом части поля базальтов. В фазовых ассоциациях, возникающих при плавлении этих базальтов, ортопироксен не установлен для всего интервала давлений. Составы других типов базальтов больше тяготеют к обогащенному кремнеземом концу поля базальтов; ликвидусными фазами при плавлении этих пород являются оливин, клинопироксен, ортопироксен и плагиоклаз для давления 7,5—8 кбар.

Экспериментальные данные по плавлению наиболее примитивных базальтов срединно-океанических хребтов, особенности их химизма и геохимии, состав оливина (Fe_{87}), по мнению Д. Элсона и К. Скарфа, свидетельствуют о том, что генерация таких магм должна осуществляться при более высоком давлении, чем предполагал Д. К. Преснелл.

Гипотеза М. О'Хары о вторичной природе базальтов срединно-океанических хребтов как продуктов фракционной кристаллизации более мафических магм пикритового типа находит в настоящее время поддержку у многих петрологов-экспериментаторов. Э. Столпер [1980 г.] провел опыты по плавлению стекла «примитивного» базальта срединно-океанического хребта при давлениях 10, 15 и 20 кбар по специальной методике, предотвращающей потери железа и появление метастабильных закалочных фаз в исходной смеси. Им было установлено, что с ростом давления (до 10 кбар) состав расплава, равновесного с оливином и ромбическим пироксеном, изменяется от кварц- до оливин-толеитового. При больших давлениях на ликвидусе появляется клинопироксен и котектический расплав изменяется в сторону щелочного оливинового базальта. Составы стекол даже наиболее «примитивных» базальтов срединно-океанических хребтов при давлении 10—20 кбар находятся хотя и вблизи, но не на котектике оливин—ромбический пироксен. В то же время составы базальтов при атмосферном давлении обнаруживают большее сходство с котектическими расплавами, что свидетельствует о происхождении этих пород в результате фракционирования оливина из высокомафических магм при низких давлениях.

Эксперименты по плавлению «сухих» перидотитов также свидетельствуют о том, что магмы, отделяющиеся от мантийного источника на небольших глубинах (<25 км), должны быть обогащены кремнеземом больше, чем базальты срединно-океанических хребтов.

ГЛАВА IV ПРОИСХОЖДЕНИЕ АНДЕЗИТОВ

Андезиты — широко распространенные вулканические породы, которые входят в состав известково-щелочных базальт-андезитовых, андезит-дацит-риолитовых магматических ассоциаций или проявляются самостоятельно в пределах современных и более древних островодужных районов и окраин океанов. Они встречаются также в виде вулканических поясов в континентальных районах, где могут формировать дифференцированные интрузивные комплексы. В последнее время близкие по составу к андезитам кварц-диоритовые («серые») гнейсы все чаще устанавливаются в докембрийских регионах [Богатиков О. А. и др., 1980 г.].

Естественно, что внимание петрологов привлекают эти промежуточные между базальтами и гранитами породы, и также закономерно, что нет универсальной гипотезы, объясняющей их происхождение.

§ 1. Кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы

Н. Л. Боуэн был первым петрологом, увязавшим составы базальтов, андезитов и риолитов в рамках единой концепции фракционной кристаллизации базальтовой магмы [3]. Впоследствии эта гипотеза была подкреплена и расширена Э. Ф. Осборном, экспе-

риментально доказавшим значительное увеличение содержания кремнезема в производных расплавах в тех случаях, когда фракционная кристаллизация родоначальной базальтовой магмы осуществляется в условиях повышенной летучести кислорода. В модельных системах, в которых наряду с другими компонентами (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO) имеется железо переменной валентности, при определенных значениях p_{O_2} появляется поле кристаллизации магнетита. Это поле расширяется при увеличении p_{O_2} за счет других силикатных фаз. Как было показано в гл. II (§ 2), эвтектические точки в этом случае располагаются не в областях высокого содержания относительно низкотемпературных железосодержащих фаз, а смещены к вершине кремнезема (см. рис. 25, 26). В более сложных системах, например в системе $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8-\text{SiO}_2$, состав эвтектической точки сильно зависит от парциального давления кислорода. При этом содержания кремнезема и других компонентов в эвтектических расплавах могут достигать значений, близких к таковым в андезитах [80, 28].

Основным аргументом критики предложенной Э. Осборном модели образования андезитов являются экспериментальные данные Д. Эгглера [Eggler D., 1973 г.; Eggler D., Burnham C. W., 1973 г.]. Оценив летучесть кислорода в андезитовых магмах как близкую к буферу NNO , этот исследователь показал, что в таких условиях магнетит кристаллизуется в природных андезитах только при температурах ниже ликвидуса. Таким образом, он не может считаться фазой, ответственной за изменение химизма пород известково-щелочной ассоциации.

Приняв во внимание эти данные, Э. Осборн вместе с Э. У. Уотсоном и С. А. Равсоном [74 и др.] поставили недавно серию экспериментов по плавлению природных вулканитов и особо рассмотрели условия, контролирующие составы магнетитов.

Были взяты образцы из пяти вулканических серий. Три серии, включающие базальты и базальтовые андезиты, относятся к известково-щелочной ассоциации (Парикутин в Мексике, Санторин в Греции, Каскадные горы в США). Две другие серии представлены толеитовыми ассоциациями островов Галапагос и Исландия и состоят из толеитов, ферробазальтов, исландитов и трахитов. Было установлено, что магнетиты известково-щелочных пород беднее окисью титана, чем магнетиты толеитовой серии (в магнетите вулкана Парикутин 7 % TiO_2 , в исландских и галапагосских магнетитах — до 25 %).

При общем давлении 1 кбар магнетит является ликвидусной или близиквидусной фазой во всех базальтах и андезитах и характеризуется очень низкими содержаниями окиси титана (около 1 % в образцах из известково-щелочной серии и около 3 — из толеитовой). При давлении 10 кбар магнетит не кристаллизовался на ликвидусе известково-щелочных пород, он появлялся при температуре на 30—40 °С ниже ликвидусной. В противоположность этому в образцах исландских и галапагосских толеитов магнетит является ликвидусной фазой. Содержание окиси титана в нем 10—

18 %, т. е. по составу он занимает промежуточное положение между магнетитом, кристаллизовавшимся при давлении 1 кбар, и природными минералами. Титанистость магнетитов, таким образом, зависит от давления. Можно предполагать, что магнетиты толеитовых базальтов начали кристаллизоваться при давлении выше 10 кбар.

Э. Осборн с соавторами считают, что для известково-щелочной ассоциации существует еще один фактор, контролирующий температурные условия кристаллизации и составы магнетитов. Большое влияние на эти параметры оказывает, по-видимому, содержание воды в расплаве. Можно предполагать, что в толеитовых магмах оно было очень низким, тогда как эволюция известково-щелочных магм протекала в условиях, отличающихся от «сухих».

Эксперименты с добавлением к базальтовым андезитам и андезитам 2 и 4 вес. % воды при давлении 10 кбар показали, что магнетит является ликвидусной фазой, а его состав приближается к магнетиту, кристаллизовавшемуся из «сухих» толеитовых расплавов. Парагенезис магнетита с плагиоклазом в известково-щелочных сериях свидетельствует о том, что содержание воды при их формировании не должно было превышать 2 вес. %. Плагиоклаз появлялся на ликвидусе при температуре 1150 °С только в экспериментах с 2 %-ной добавкой воды. По экспериментальным данным температура ликвидуса андезитов с 1—2 %-ным содержанием воды примерно равна 1200 °С, что согласуется с оценкой температурных условий извержения вулкана Парикутин.

Летучесть кислорода в андезитовых расплавах была выше, чем у буфера NNO. В опытах с использованием этого буфера было установлено, что во внешней капсуле, куда помещается буферная смесь, формировавшаяся только бунзениит, а никель не был обнаружен. Магнетит не кристаллизовался на ликвидусе андезита Парикутин в экспериментах Д. Эгглера по той причине, что они проводились при более низкой летучести кислорода.

Рассмотренные экспериментальные данные подкрепляют гипотезу, выдвинутую ранее Э. Осборном на основе изучения синтетических систем. Андезиты могут быть продуктами фракционной кристаллизации базальтовой магмы, протекающей на глубинах около 35—50 км и в условиях повышенной летучести кислорода.

Новейшие комплексные геохимические исследования с использованием методов количественного моделирования также убедительно подтверждают обсуждаемый классический механизм образования известково-щелочной ассоциации магматических пород. Одним из наиболее ярких примеров подобного рода исследований является работа М. Перфита с соавторами [76], посвященная известково-щелочной серии Алеутской дуги. Ценность этой работы заключается еще и в том, что ее авторы не ограничились изучением только вулканических пород провинции, а выбрали в качестве основного объекта исследований дифференцированную интрузию. Генетические соотношения между родоначальными и производными магмами нередко оказываются замаскированными, более

полно они раскрываются при совместном изучении и сопоставлении как вулканических, так и синхронных с ними плутонических образований.

Изученный М. Перфитом и др. [76] субзональный плутон Кэптенс-Бей расположен на одном из северо-восточных островов Алеутской дуги (о. Уналашка), примыкающем к Аляске с юга и занимающем площадь около 1000 км². В массиве представлены габбро, диориты, кварцевые диориты и гранодиориты, постепенно (от периферии к центру) сменяющие друг друга, а также дайки лейкократовых гранодиоритов и аплитов. Интрузия прорывает эоценовые вулканогенные породы, представленные базальтами, андезитами, дацитами и их туфами. Габбро слагают узкие зоны в краевой части массива. В некоторых основных породах обнаруживаются признаки сегрегационной природы минеральных агрегатов. Большая часть массива сложена кварцевыми диоритами, монцодиоритами и гранодиоритами.

Минеральная ассоциация основных по составу пород представлена плагиоклазом (№ 85—36), авгитом, ортопироксеном (En₈₁₋₇₀) и магнетитом. В более кислых породах зональный плагиоклаз варьирует от № 60 до № 20. Авгит и гиперстен уступают свое значение амфиболу. В мезостазице пород обычны кварц и ортоклаз, часто в микрографических срастаниях.

По химическому составу (табл. 3) плутонические породы массива Кэптенс-Бей однотипны с вулканитами о. Уналашка. На диаграмме АФМ поля фигуративных точек составов пород рассматриваемого вулкано-плутонического комплекса располагаются очень близко к трендам дифференциации известково-щелочной серии Японии и Нижнекалифорнийского батолита. Состав мафических габброидов соответствует высокоглиноземистому базальту по Х. Куно.

Геохимически породы вулканической и плутонической серий района также однотипны. На парных диаграммах Rb—Sr, Zr—Ti, Sr—Y поля вулканитов и интрузивных пород полностью перекрываются. Исключение составляют аплиты, для которых аналоги среди вулканитов отсутствуют.

Изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в плутонических породах варьируют в пределах 0,70296—0,70377. Средние значения этого отношения очень близки к таковому для вулканитов Алеутской дуги и других окраин океанических плит. Очень низкие отношения характерны и для наиболее кислых пород, в том числе для аплитов, что свидетельствует о кровном генетическом родстве всех пород, связанных с единой родоначальной магмой, первичный источник которой находится в мантии.

Геологические и минералого-петрографические данные, характер изменения состава пород (табл. 3), поведение микроэлементов свидетельствуют о том, что кристаллизационное фракционирование контролировало формирование плутона Кэптенс-Бей. По мнению М. Перфита с соавторами, дифференциация протекала *in situ*, при ранней кристаллизации мафических пород у холодных

Таблица 3

Содержание главных, вес. %, и редких, ppm, элементов в породах плутонической и вулканической известково-щелочных серий о. Уналашка [76]

Компоненты	Номер пробы														
	189Н	66В	169Н	160	32BGR	32	175	UN36	92А	211	175AP	МК10А	131	U5-133	UM-4
SiO ₂	48,41	50,92	51,07	51,45	56,78	59,30	60,29	62,48	63,76	70,61	74,23	53,75	54,45	57,48	51,70
TiO ₂	0,21	1,00	1,02	1,09	0,92	0,79	0,95	0,89	0,73	0,50	0,17	0,97	0,78	0,92	1,12
Al ₂ O ₃	22,13	19,47	18,66	17,82	16,68	17,02	16,86	16,46	16,32	15,40	13,34	19,77	18,16	18,05	17,70
FeO	6,55	8,12	9,38	9,18	7,01	6,01	6,04	5,00	4,80	1,46	1,09	7,80	7,13	7,33	7,80
MgO	8,23	6,39	6,10	5,92	4,65	4,50	3,46	3,00	2,64	1,94	0,18	3,32	5,32	4,66	5,45
MnO	0,06	0,29	0,16	0,14	0,11	0,06	0,06	0,15	0,20	0,00	0,04	0,12	0,15	0,14	0,15
CaO	13,20	10,39	10,18	10,28	7,21	7,02	6,44	5,36	5,20	2,03	1,09	8,72	9,74	8,01	10,11
Na ₂ O	1,18	3,13	3,14	3,00	3,79	3,48	3,68	3,65	3,70	4,14	3,13	4,12	3,10	3,38	3,12
K ₂ O	0,12	0,22	0,55	0,54	1,44	1,50	1,92	2,30	2,57	3,75	5,54	1,47	0,89	0,60	0,97
P ₂ O ₅	0,25	0,32	0,21	0,11	0,16	0,27	0,28	0,16	0,12	0,12	0,08	—	0,13	0,28	0,20
Сумма	100,34	100,25	100,47	99,52	98,78	99,95	99,99	99,44	100,03	99,95	98,88	100,34	99,84	100,85	98,31
FeO/MgO	0,80	1,27	1,54	1,55	1,751	1,34	1,75	1,67	1,81	0,75	6,06	2,35	1,34	1,57	1,43
Na ₂ O/K ₂ O	9,83	14,23	5,71	5,56	2,63	2,32	1,92	1,59	1,44	1,10	0,57	2,80	3,48	5,63	3,22
Rb	3	3,5	13	12	28	34	37	55	47	67	147	17	15	7	19
Ba	105	174	310	300	310	388	489	539	534	786	—	350	—	337	300
Sr	640	610	456	437	394	426	404	345	377	282	71	510	464	580	442
Y	5	9	20	22	27	22	22	28	23	25	32	25	24	24	23
Zr	22	9	68	80	126	125	140	211	220	215	125	90	95	174	140
Rb/Sr	0,005	0,006	0,03	0,03	0,07	0,08	0,09	0,16	0,12	0,24	2,07	0,03	0,03	0,01	0,04
K/Rb	333	514	353	375	429	368	430	347	453	464	313	717	493	711	505

Примечания. 1. Пробы 189Н и 66В — кумулятивные габбро; 169Н и 160 — габбро; 32BGR и 32 — кварцевые диориты; 175 — кварцевый монодиорит; UN36, 92А — гранодиориты; 211 — гранофир; 175AP — аплит; МК10А и 131 — андезиты о. Уналашка; U5-133 — дайковые породы; UM-4 — базальт о. Умнак. 2. FeO = FeO + 0,9Fe₂O₃.

стенок магматической камеры и, очевидно, на ее дне, на что указывает присутствие грубозернистых габброидных ксенолитов в дайках и вулканитах острова.

Петрохимическая эволюция пород, выразившаяся в их раскислении и возрастании содержания щелочей при одновременном уменьшении количества глинозема, кальция, магния и железа, сопровождается закономерным поведением микроэлементов. Концентрация циркония, который не входит в мафические ликвидусные фазы и плагиоклаз базальтовых и андезитовых расплавов, возрастает при переходе к более кислым породам; концентрация титана, хотя и слабо, но все же снижается, что позволяет предполагать фракционирование рудных минералов. Содержание стронция в породах уменьшается, а бария и рубидия заметно возрастает. При этом поведение LIL-элементов в породах плутона и вулканитах очень близкое. Инверсионный характер корреляционной зависимости между стронцием и рубидием, рост содержания бария и отношения Rb/Sr по мере увеличения количества калия хорошо объясняются эффектом фракционной кристаллизации при преобладанием отделении плагиоклаза.

Особенно показательно распределение РЗЭ. На рис. 41, а достаточно отчетливо проявлены основные закономерности поведения лантаноидов в ходе магматической дифференциации. Выделяются сегрегационные габброидные породы с низким содержанием РЗЭ и положительной европиевой аномалией, подтверждающей кумулятивную их природу. Породы без европиевых аномалий с составами габбро очень близки к глиноземистым базальтам—андезито-базальтам—родоначальной магме вулкано-плутонического комплекса. От основных к средним и далее к кислым породам возрастают общее содержание РЗЭ, степень их фракционирования (отношение Ce/Yb), постепенно увеличивается дефицит европия. Все это особенно хорошо видно на вариационной диаграмме, построенной нами по данным М. Перфита с соавторами [76], где мерой степени фракционирования выбрано содержание калия (рис. 41, б).

Поведение РЗЭ указывает на главные ликвидусные фазы, отделяющиеся при дифференциации магм. Это плагиоклаз, ответственный за появление европиевой аномалии (показатель дефицита европия Eu/Eu^* коррелирует с содержанием глинозема в породах), а также клинопироксен и амфибол, обусловившие обогащение остаточных расплавов легкими РЗЭ и обеднение тяжелыми лантаноидами. Поведение РЗЭ допускает также участие во фракционировании оливина и ортопироксена.

В качестве исходных при расчете количественных моделей выбраны три типа пород: алеутский базальт (UM-4) и два мелкозернистых габбро (169Н и 160) с близкими петрогеохимическими составами. При выборе этих пород учитывалось отсутствие в них европиевой аномалии. Расчет проводился на основе шести минералов (плагиоклаза, амфибола, клинопироксена, ортопироксена, оливина и магнетита) с учетом эволюции их состава.

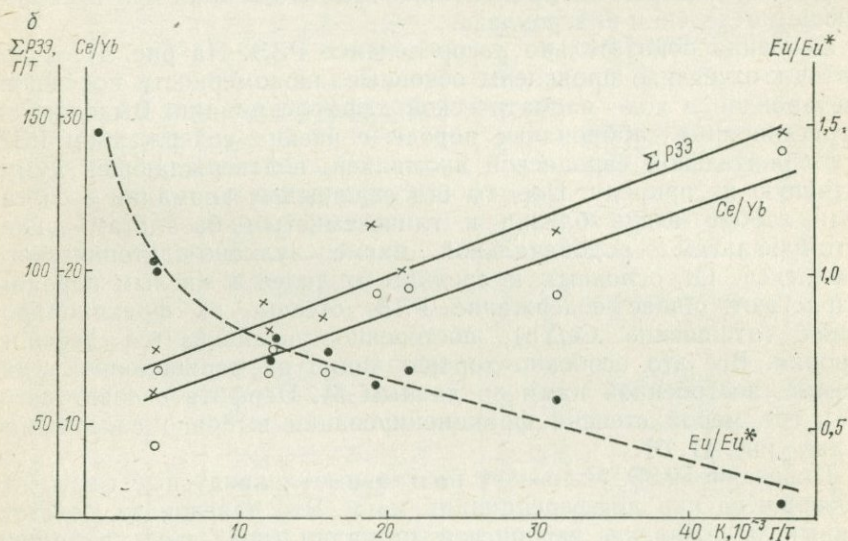
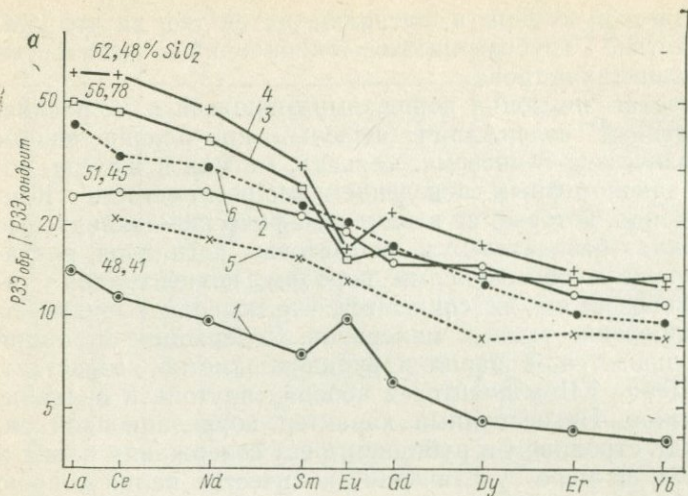


Рис. 41. Содержания РЗЭ в породах плутона Кэптэнс-Бей и вулканитах о. Уналашка, нормализованные по отношению к хондриту (а), и поведение их при становлении габбро-диорит-гранодиоритового плутона Кэптэнс-Бей (б). По данным М. Перфита и др. [76].

1 — кумулятивное габбро; 2 — габбро; 3 — кварцевый диорит; 4 — гранодиорит; 5 — базальт; 6 — андезитов-базальт.

Сначала были взяты петрогенные элементы, затем рассчитанные соотношения минералов в кристаллизате («петрографические смеси») и количества остаточной жидкости для расчета микроэлементов по рэлеевской модели. Были выбраны три LIL-элемента (барий, рубидий, стронций) и два лантаноида (церий, иттербий).

Расчет проводился в три стадии: габбро (или базальт) — кварцевый диорит; кварцевый диорит — кварцевый монцодиорит; кварцевый монцодиорит — гранодиорит (гранофир).

Результаты расчета представлены графически в виде колонок (рис. 42), где условными знаками показаны количественные отношения минералов в «осадке». Удовлетворительная сходимость рассчитанных концентраций микроэлементов в остаточных расплавах и реальных содержаний элементов в породах, выбранных в качестве модельных, получена для 13 моделей (табл. 4). Модели 1—8 соответствуют первой стадии дифференциации, 9—11 — второй и 12, 13 — третьей.

Таблица 4

Отношение рассчитанной концентрации редких элементов к измеренной C_c/C_m [76]

Элементы	Номера моделей на рис. 42												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ba	1,20	2,09	1,27	1,57	1,70	2,66	1,90	1,40	0,81	0,84 (0,85)	1,04 (1,05)	1,05 (1,10)	1,04 (1,06)
Rb	0,44	1,00	0,98	0,73	0,84	1,39	1,00	1,04	1,01	1,06 (1,08)	0,65 (0,79)	1,03 (1,12)	1,19 (1,26)
Sr	1,60	1,00	1,01	1,10	1,10	0,93	1,03	1,03	0,92	0,92 (0,76)	1,12 (1,01)	1,23 (0,86)	1,07 (0,80)
Ce	0,93	1,18	0,94	0,88	1,26	2,03	1,56	0,97	1,66	1,70 (1,56)	0,73 (0,68)	1,24 (0,98)	1,74 (1,47)
Yb	0,84	1,69	1,20	1,27	1,13	1,87	1,43	1,31	1,60	1,64 (1,13)	0,95 (0,67)	1,57 (0,47)	1,82 (0,82)

Примечание. Отношения рассчитаны с использованием «базальтовых» коэффициентов разделения редких элементов; для моделей 10—13 в скобках даны отношения, полученные с использованием «андезито-дацитовых» коэффициентов.

На первой стадии происходит отделение основного плагиоклаза (Ap_{90-60}) с подчиненным количеством клинопироксена и окислов железа ± оливин ± ортопироксен. В некоторых случаях (модели 3 и 7) модельное фракционирование плагиоклаза вместе с амфиболом также дает удовлетворительную сходимость вычисленных и наблюдаемых концентраций микроэлементов ($C_c/C_m \approx 1$). На первой стадии должно быть закристаллизовано от 40 до 60 % расплава ($F = 0,6 \div 0,4$).

Дальнейшая эволюция образованных андезитовых расплавов оценивается с помощью моделей 9—11, рассчитанных на основе обр. 32BGR (кварцевый диорит), 175 (кварцевый монцодиорит) и UN36 (гранодиорит). На этой стадии из расплава кристаллизуется сравнительно небольшое количество минералов (15—25 %) с преобладанием плагиоклаза (андезина), подчиненным количеством амфибола, авгита, окислов Fe—Ti и, возможно, гиперстена. Для этой стадии $F \approx 0,15$.

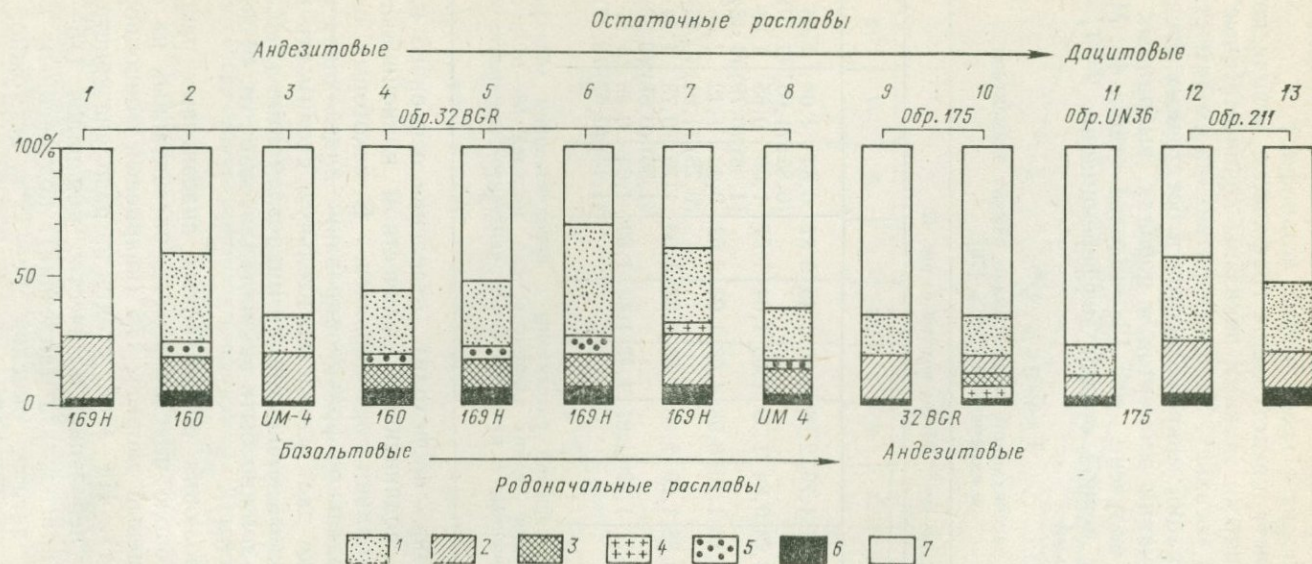


Рис. 42. Количественные модели фракционной кристаллизации плутона Кэптес-Бей. По М. Перфиту и др. [76].

1 — плагиоклаз; 2 — амфибол; 3 — клинопироксен; 4 — ортопироксен; 5 — оливин; 6 — магнетит+ильменит; 7 — остаточный расплав состава кварцевых диорита, монцодиорита и гранодиорита.

Наконец, на третьей стадии умеренно кислый гранодиоритовый расплав (UN36) при осаждении плагиоклаза и амфибола эволюционирует в направлении гранофира (модель 13).

Рассмотренные модели предполагают кристаллизацию не менее 50 % массы первичной магмы, что позволяет обеспечить наблюдаемые изменения химического состава пород. М. Перфит и др. [76] подчеркивают, что в плутонах вскрыты лишь верхние части магматической камеры и что отмечаются признаки существования на глубине ультраосновных — основных пород. Таким образом, геологические данные не противоречат результатам количественного моделирования процессов дифференциации родоначальной базальтовой магмы известково-щелочной серии.

Для моделей 2, 5, 10 и 11 рассчитанные тренды микроэлементов обнаруживают очень хорошую сходимость с реальными, некоторые отклонения рассчитанных концентраций обусловлены индивидуальными особенностями выбранных для расчета пород. Например, высокое содержание бария в расчетных андезитах (рис. 42) объясняется низкими концентрациями его в обр. 32BGR. Причина других отклонений связана с необходимостью использования усредненных коэффициентов разделения K_r , которые, как известно, зависят от составов расплава и фаз. Так, повышенные расчетные значения для иттербия (рис. 42) объясняются тем, что для клинопироксена и амфибола «базальтовые» коэффициенты разделения на первой стадии расчета оказались, очевидно, ниже реальных.

Петрологический анализ минеральных ассоциаций в породах плутона Кэптенс-Бей и в ксенолитах с учетом экспериментальных данных по плавлению и кристаллизации базальтов показал, что дифференциация в магматической камере происходила в коровых условиях (на глубине 6—20 км). На ранней стадии дифференциации в маловодных условиях амфибол не мог быть ликвидусной фазой (модели 1, 3 и 7 петрологически не реальны). Ликвидусная ассоциация на этой стадии — высококальциевый плагиоклаз + клинопироксен + оливин + FeTi-окислы. После кристаллизации значительной массы расплава давление воды возрастает и эта ассоциация сменяется другой: андезин + амфибол + магнетит ± пироксены.

Работа М. Перфита с соавторами — яркий пример высокой эффективности современных методов геохимической петрологии в разрешении сложных вопросов петрогенезиса. Для известково-щелочных серий океанических дуг она убедительно подтвердила классическую гипотезу происхождения андезитов.

§ 2. Роль ассимиляционных процессов

Ассимиляция базальтовой магмой кислых пород коры традиционно рассматривалась в качестве альтернативы гипотезе фракционной кристаллизации. Однако она лишь в самом первом приближении снимает затруднения в проблеме генезиса андезитов.

Уже факт развития андезитов в районах, где сиалическая кора отсутствует, препятствует принятию ассимиляционно-гибридных механизмов в их образовании. Еще 20 лет назад Г. С. Горшков указывал, что источник магматических продуктов (в том числе и андезитовых) в областях островных дуг лежит в слое низких скоростей распространения сейсмических волн в мантии. Полученные им петрохимические данные свидетельствуют об очень ограниченной роли ассимиляции базальтами корового материала. Элементарные расчеты, оперирующие содержаниями петрогенных элементов в «средних» гранитах и базальтах, показывают, что их смешение в пропорции, необходимой для получения андезитового уровня в содержании кремнезема, дает составы, которые отличаются от андезитов в отношении Al_2O_3 , FeO, MgO, CaO, Na_2O [25].

Еще большие препятствия для принятия гипотезы коровой ассимиляции связаны с данными по распределению микроэлементов. С. Тейлер показал, что при смешении гранитного материала с базальтами в пропорции 1:1 рассчитанные концентрации таких элементов, как рубидий, цезий, свинец, легкие РЗЭ, торий, уран, ниобий, литий, будут более чем в 2 раза превышать их средние содержания в андезитах. При добавлении более мафических, чем граниты, пород, например гранодиоритов, необходимо повышать их долю в андезитовой смеси. Кроме того, высокие значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в коровом материале должны передаваться образующейся гибридной магме, тогда как обычно андезиты имеют близкие к базальтам содержания радиогенного стронция [Тейлер С., 1972 г.].

В то же время данные по стронциевой изотопии известково-щелочных пород определенно указывают на увеличение первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в андезитах при переходе от океанических островных дуг к континентальным окраинам. В районах с мощной континентальной корой, например в Андах, усредненные значения первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ около 0,706. В повышении доли радиогенного стронция можно видеть влияние коры на формирование андезитовых магм.

И. Д. Рябчиков, О. А. Богатиков и А. Д. Бабанский в обобщающей работе по проблеме происхождения щелочноземельных магм приводят другие доказательства возможности ассимиляции корового материала ювенильными магмами при формировании андезитов [25]. Они, в частности, ссылаются на данные С. А. Федотова о том, что очаги андезитовых магм концентрируются вблизи границы осадочного чехла, где становится возможным взаимодействие между расплавом и метаосадками. Эти авторы выдвинули комбинированный контаминационно-кристаллизационный механизм генерации известково-щелочных магм. Суть его заключается в смене толеитового направления дифференциации базальтовых магм (с преимущественным фракционированием клинопироксена) известково-щелочным (с характерным для него преобладанием ортопироксена) при частичной ассимиляции базальтовой магмой бо-

гатых глиноземом метапелитов. Этот процесс они иллюстрируют схематической реакцией:



Толейтовая тенденция фракционирования характеризуется ростом железистости остаточных расплавов с незначительным увеличением их кремнекислотности, а известково-щелочная — одновременным умеренным ростом железистости и быстрым возрастанием содержаний кремнезема.

Различия в характере дифференциации толейтовых и щелочно-земельных магм определяются в первую очередь различными соотношениями в них нормативных диопсида и энстатита. Кварц-нормативную тенденцию эволюции известково-щелочных магм определяет инконгруэнтный характер плавления ортопироксена. В присутствии полевых шпатов он становится более резко выраженным и обеспечивает быстрый рост содержаний кремнезема в остаточных расплавах при фракционной кристаллизации.

Роль глубоководных (пелагических) осадков в образовании андезитовых магм при частичном плавлении в зоне субдукции рассматривалась еще ранее для Каскадной провинции США и островной дуги Тонга—Кермадек. При этом на основании данных по распределению микроэлементов, стронциевой и свинцовой изотопии была установлена весьма небольшая (<2%) доля ассимилированного осадочного материала. И. Д. Рябчиков с соавторами также указывают на незначительное количество метаосадочного высокоглиноземистого материала, необходимого для преодоления пироксенового температурного барьера в природных мульткомпонентных системах.

В связи с обсуждением роли ассимиляционных процессов в происхождении известково-щелочных магм нельзя не отметить, что повышенные значения первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, привлекаемые обычно в качестве основного аргумента в пользу контаминации мантийных магм коровым материалом, трактуются с альтернативных позиций в рамках другой геохимической модели. Обращается внимание на то, что андезиты с относительно высокими значениями отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,705—0,709) характеризуются в то же время повышенной щелочностью (калиевые латиандезиты и шошониты). В. Д. Диккинсоном [1970 г.] установлена положительная корреляция между глубиной зарождения андезитовых магм и содержанием в них калия. На основании этого некоторые исследователи предполагают, что бедные калием и радиогенным стронцием андезиты образуются при плавлении мантийного вещества, уже истощенного литофильными элементами, в то время как андезиты с повышенными значениями радиогенного стронция зарождаются на больших глубинах неистощенной мантии, обогащенной калиевыми минералами и рубидием. К такому выводу пришли, в частности, Л. В. Таусон с соавторами [1978 г.], изучавшие генезис мезозойско-кайнозойских магматических формаций Гижигинского прогиба (Охотско-Чукотский пояс).

§ 3. Плавление гидратированной мантии

Геофизические и геологические наблюдения в районах современного андезитового вулканизма свидетельствуют о том, что магматические источники располагаются ниже корового уровня. Это позволяет предполагать первичный характер андезитовых магм, химизм которых определяется условиями частичного плавления в верхней мантии.

Впервые на возможность выплавления из мантийного перидотита средних по составу магм, вытекающую из экспериментальных данных, указали американские исследователи из геофизической лаборатории Института Карнеги в Вашингтоне [Yoder H. S., 1969 г.; Kushiro I., 1969 г.]. При изучении системы форстерит—диопсид—кремнезем при высоких давлениях водяного пара И. Куширо [1969 г.] обнаружил резкое расширение поля первичной кристаллизации оливина. Этот эффект был прямо противоположен установленному им же ранее явлению смещения пограничной кривой оливин—пироксен в направлении к оливину с ростом давления в сухих условиях (см. рис. 85, 86).

На основании этих экспериментальных данных была высказана гипотеза о прямом выплавлении андезитовых расплавов из составов верхней мантии в присутствии воды. Позднее эта гипотеза была подкреплена модельными экспериментами в системе форстерит—(анортит—альбит)—кремнезем—вода при давлении 15 кбар [59]. Фазовая диаграмма системы приведена на рис. 43. Эта система имеет очень большие поля кристаллизации оливина и глиноземистого ортопироксена (последний содержит 2,5—4,5 % Al_2O_3 в зависимости от температуры), вследствие чего неинвариантная перитектическая точка системы обеднена мафическими компонентами. Предполагаются узкие поля кристаллизации плагиоклаза и кварца, расположенные вдоль соответствующей стороны фазового треугольника. В реакционной точке А форстерит, твердый раствор энстатита и паргаситовый амфибол сосуществуют с расплавом

и паром при температуре около 1000 °С. При 980 °С форстерит исчезает за счет реакции с расплавом и кристаллизуется кальциевый клинопироксен. Неинвариантные перитектические точки четырех твердых фаз, жидкости и пара находятся, таким обра-

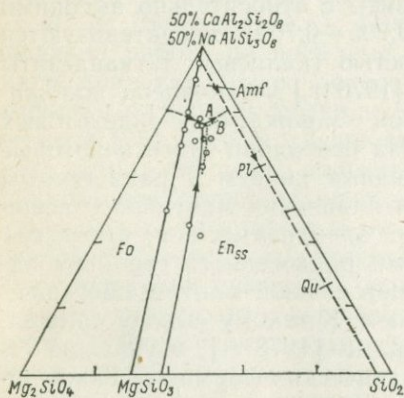


Рис. 43. Система форстерит—(анортит—альбит)—кремнезем—вода при давлении 15 кбар [59].

А — перитектическая точка (1000 ± 20 °С), где сосуществуют форстерит + твердый раствор энстатита + амфибол + жидкость + пар; В — перитектическая точка при добавлении в систему 10 · вес. % KAlSi₃O₈.

зом, вблизи точки *A* по температуре и составу. В пересчете на сухой состав в точке *A* содержится, %: SiO_2 59,7, Al_2O_3 21,3, MgO 6,88, CaO 7,66, Na_2O 4,49, что близко к составу андезита.

При добавлении в систему 10 % KAlSi_3O_8 , для того чтобы приблизиться к природным составам, установлено некоторое смещение пограничных кривых и точки сосуществования трех твердых фаз по направлению к вершине SiO_2 . В составе новой точки *B* (60,8 SiO_2 , 20,8 Al_2O_3 , 5,93 MgO , 6,80 CaO , 3,99 Na_2O и 1,69 K_2O) около 7,7 % нормативного кварца, что характерно для известково-щелочных андезитов. Как отмечает И. Куширо [59], состав точки *B* очень близок к составу стекла, формирующегося при плавлении природных шпинелевых лерцолитов в условиях избытка воды при давлении около 20 кбар и температуре 1100 °С.

Результаты экспериментов Б. Майсена и А. Бётчера по плавлению природных гранатовых и шпинелевых перидотитов в присутствии водно-углекислотного флюида, как уже отмечалось (см. гл. I), также свидетельствуют в пользу рассматриваемой гипотезы. Этими исследователями было показано, что ликвидус водонасыщенного андезита очень близок к солидусу перидотитов для давлений 10—15 кбар и при $X_{\text{H}_2\text{O}}^V = 1$. Составы жидкостей, образованные при частичном плавлении в системе шпинелевый лерцолит—вода—углекислый газ при $0,6 \leq X_{\text{H}_2\text{O}}^V \leq 1$, независимо от температуры являются андезитовыми.

Присутствие свободного водяного пара в мантии может иметь место только в зонах субдукции — под островными дугами и континентальными окраинами. Здесь на глубине около 80 км вследствие проникновения поверхностной гидротермальной системы или дегидратации амфиболов и слюд в поддвигающейся плите, а также над нею могут возникнуть условия, благоприятные для образования первичных андезитовых магм [57].

И. Д. Рябчиков, О. А. Богатиков и А. Д. Бабанский показали, что рассматриваемый механизм генерации щелочноземельных магм мог иметь особое значение на ранних этапах геологической истории [25]. Обобщив экспериментальные данные, они построили сводный график зависимости содержания кремнезема в расплавах, равновесных с оливином и пироксенами в сухих условиях и в присутствии воды (рис. 44, *a*). На рис. 44, *б* показана также *p*—*T*-диаграмма пиролит—вода, по Д. Х. Грину, с современной геотермой (1) и палеогеотермой (2).

Современная геотерма (рис. 44, *б*) пересекает солидус частично амфиболлизированного пиролита ($p_{\text{H}_2\text{O}} < p_{\text{общ}}$) при давлении около 30 кбар. Расплав, равновесный с мантийным перидотитом при таком давлении, согласно рис. 44, *a* будет иметь пикритовый состав.

На ранних этапах развития Земли тепловой поток вследствие распада радиоактивных элементов был более интенсивным. Опираясь на данные различных исследователей, авторы приходят к выводу, что температурный градиент в архейской литосфере, был

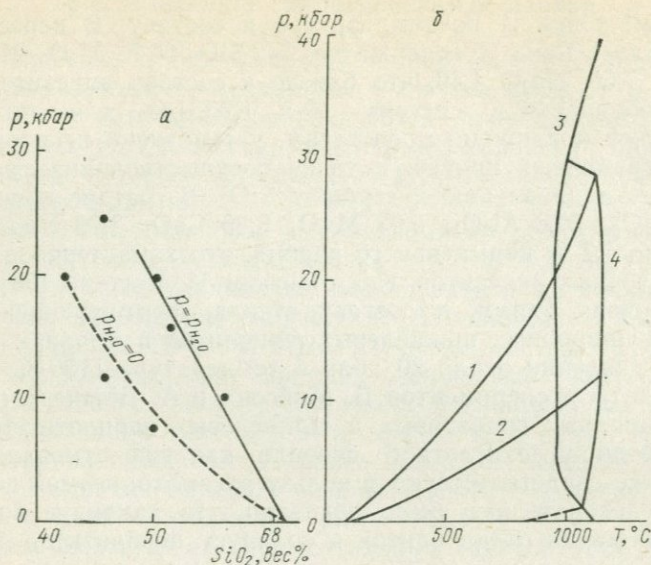


Рис. 44. Зависимость содержания кремнезема от давления в расплавах, равновесных с оливином и двумя пироксенами в присутствии водяного пара и в сухих условиях (а) и p — T -диаграмма системы пиролит—вода с нанесенными на ней геотермами (б).

1 — современная океаническая геотерма; 2 — палеогеотерма 2,5 млрд. лет назад; 3—4 — начало плавления пиролита (3 — при $R_{общ}=R_{H_2O}$, 4 — в условиях равновесия амфибола с продуктами его разложения).

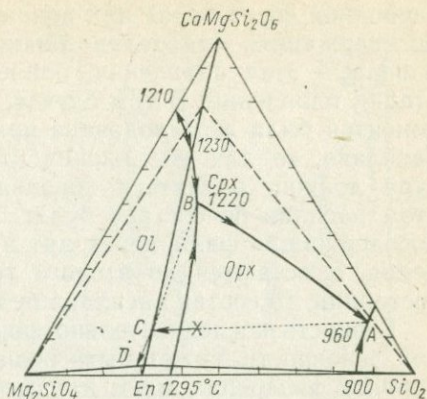
примерно вдвое больше современного. Соответственно палеогеотерма (рис. 44, б) пересекает солидус гидратированного пиролита при давлении около 10 кбар, что обеспечивает выплавление значительно более богатых кремнеземом магм, близких к андезитовым.

По оценкам И. Д. Рябчикова и др. [25], количество образующейся таким образом андезитовой магмы составляет около 5—10 % от исходного пиролита. Исходя из этого мощность мантии, необходимая для образования континентальной коры со средним андезитовым составом, оценивается в 60—120 км, что близко к мощности современной верхней мантии до зоны пониженных скоростей. Эта концепция поддерживается современными геохимическими данными об истощении литосферного слоя верхней мантии LIL-элементами, на что впервые было указано П. Гастом [Gast P., 1968 г.]. Причиной такого обеднения могло быть отделение от мантийного субстрата андезитовых расплавов.

На ранних этапах геологической истории содержание воды в мантии должно было быть более высоким, что также способствовало выплавлению обогащенных кремнеземом известково-щелочных магм.

Экспериментальные работы, моделирующие плавление вещества океанической коры в гидратированном состоянии, по результатам исследований И. Куширо, Х. Йодера и Д. Преснелла, позво-

Рис. 45. Фазовая диаграмма форстерит—диопсид—кварц при $p_{H_2O} = 20$ кбар. По Х. Йодеру [97].



ляют в общем плане трактовать происхождение контрастных по составу магм из одного источника. Хорошо известно, что при изучении продуктов извержений одного вулканического центра, субвулканических и дайковых тел, где смешение магм затруднено вследствие их быстрого остывания, встречаются породы основного

и кислого, основного и щелочного, среднего и кислого состава, внедренные почти одновременно.

Наряду с предположением о ликвационной природе подобных образований, что пока не подтверждено конкретными экспериментальными работами, предложен новый механизм генезиса таких бимодальных ассоциаций [97]. Сущность его может быть проиллюстрирована на диаграмме форстерит—диопсид—кремнезем при $p_{H_2O} = 20$ кбар (рис. 45). Как уже было указано во Введении, при фракционном плавлении общий состав минеральных фаз изменяется непрерывно, а образующейся жидкости — прерывисто. На диаграмме (рис. 45) состав X представлен кварц-нормативным первичным материалом. При подъеме температуры до 960°C в присутствии избытка воды из этого материала образуется жидкость состава A. Независимо от того, будет ли образующийся расплав удаляться постепенно или мигрировать после окончания акта плавления при данной температуре, общий состав остаточных кристаллов движется к точке C на линии диопсид—энстатит. В этой точке будет исчерпана при плавлении фаза кварца с образованием примерно 20 % соответствующей жидкости.

Остаточный кристаллический материал, имеющий состав C, будет плавиться вновь только при достижении температуры точки B, т. е. 1220°C . Состав образующейся жидкости соответствует составу в точке B, а остаточный продукт по мере плавления изменяет свой состав от точки C к точке D. В последней точке исчезает еще одна составная часть первичного материала — твердый раствор диопсида. Жидкость B представляет собой продукт 22 %-ного плавления первичного материала и является основной по составу. Дальнейшее плавление остаточного материала D будет происходить лишь при подъеме температуры до 1295°C .

Важно отметить, что две гомогенные жидкости с различным содержанием кремнезема образуются в процессе нагревания одного и того же исходного материала, без появления жидкости промежуточного состава. Образование водонасыщенной (с присутствием

свободной фазы пара) или водоненасыщенной при разрушении водосодержащих минералов жидкости, обогащенной кремнеземом в первый этап плавления, влияет и на состав расплавов второй стадии плавления. В том случае, если главная масса летучих компонентов была израсходована при образовании липаритоподобного расплава, то для достижения второй стадии плавления температура должна подняться довольно высоко, а образующийся при этом расплав по составу будет базальтовым. Если же не все водосодержащие фазы переходят в расплав на первой стадии плавления, а остаются до второго температурного уровня в твердом состоянии, то состав расплава будет андезитовым.

Вязкость последовательно формирующихся расплавов различной основности может быть решающим фактором, определяющим порядок внедрения магм на высоких уровнях земной коры. Медленное продвижение вязких кремнекислых магм и быстрая транспортировка более основных расплавов могут обуславливать одновременный или гомодромный вариант их извержений либо становление в одном интрузивном теле.

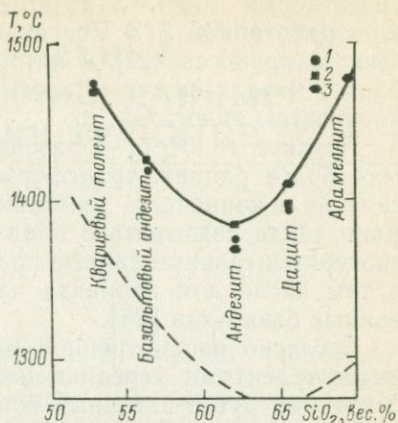
§ 4. Частичное плавление эклогитизированных океанических базальтов в зонах субдукции

Изучение превращения базальта в эклогит через зону гранатовых гранулитов показало, что эта зона выклинивается при переходе в область относительно низких температур (см. рис. 34) [22]. Устойчивая ассоциация минералов при давлении от 6 до 10 кбар и температуре ниже 700 °С будет соответствовать эклогиту. Из базальтовых составов формируются, таким образом, ассоциации бедных кремнеземом минералов (гранат, омфациит), вследствие чего в породах толеитового типа может появиться свободный кварц. Братьями Д. Х. и Т. Х. Гринами и А. Э. Рингвудом высказано предположение, подкрепленное их экспериментальными данными: при повторном плавлении базальтов, трансформированных в блоки кварцевых эклогитов и погруженных на глубину 100 км, должны возникать известково-щелочные магмы [22].

Были изучены близкиликвидусные фазовые ассоциации пяти составов (высокоглиноземистый кварц-нормативный толеит, базальтовый андезит, андезит, дацит и адамеллит) при давлении до 36 кбар. В результате удалось установить, что в интервале давления 27—36 кбар наиболее низкие температуры плавления имеют андезитовые, а не более кислые дацитовые и адамеллитовые составы. Этот «андезитовый минимум» показан на рис. 46, где, кроме того, отмечены устойчивые ликвидусные и окололиквидусные фазы. Было выявлено, что в области частичного плавления в интервале давлений от 27 до 36 кбар по мере увеличения кислотности пород относительное количество граната по сравнению с пироксеном возрастает и одновременно в гранатах увеличивается содержание алмандинового минала. В качестве устойчивой фазы на ликвидусе

Рис. 46. Экстраполированные температуры ликвидуса и последовательность кристаллизации в пяти искусственных составах при давлении 30 кбар. По Т. Х. Грину [22].

Сплошные линии — ликвидус; штриховые — приблизительное положение солидуса в зависимости от содержания в породах кремнезема. 1 — пироксен; 2 — гранат; 3 — кварц.



дацита установлен кварц. В опытах с водой при давлении 27 кбар температура ликвидуса дацита понизилась на $200^{\circ}C$, а первой кристаллизующейся фазой был уже не кварц, а гранат. Эти данные определяют составы селективных жидкостей, образующихся при частичном плавлении кварцевых эклогитов на глубине 100—150 км: в сухих условиях низкоплавкая фракция соответствует андезиту.

Степень плавления также может обуславливать составы образующихся жидкостей. Расчеты авторов, основанные на наблюдавшихся количественных соотношениях остаточных граната и клинопироксена и на определениях состава фаз, показали, что 50 %-ное плавление дает жидкость андезитового состава. При 70 %-ном плавлении исходного базальтового состава образуется более мафическая жидкость типа андезито-базальта. В сухих условиях получение жидкостей, более богатых кремнеземом, невозможно, но в присутствии воды вследствие уменьшения поля кристаллизации кварца могут возникать кислые расплавы. При 40 %-ном плавлении первичного базальта в присутствии воды они имеют состав дацита.

Кислые породы в составе известково-щелочных серий могут возникнуть, кроме того, при фракционной кристаллизации андезитовых магм по мере их подъема к поверхности. В качестве сегрегационных образований в ходе такого процесса образуются глубинные массивы габбро-анортозитов, а остаточные жидкости по мере их эволюции обуславят появление дацит-риолитовых вулканических или гранодиорит-гранитных плутонических ассоциаций горных пород.

Согласно рассмотренной гипотезе предусматривается две стадии плавления в мантии. На первой стадии при плавлении мантийного перидотита возникают большие массы базальтов, которые затем в благоприятных условиях трансформируются в эклогиты. Погружение эклогитов до глубин, на которых температуры достаточны для их частичного плавления, приводит к образованию

андезитовых магм. Эта петрогенетическая схема была увязана с разработанной А. Э. Рингвудом и Д. Х. Грином моделью орогенического процесса [22], в которой погружение эклогитизированных блоков базальтов связывалось с более высокой, чем у перидотитов, плотностью эклогитов.

Позднее гипотеза образования известково-щелочных пород за счет более ранних, трансформированных базальтов хорошо «вписалась» в концепцию тектоники плит. Возникновение андезитовых магм стали связывать с плавлением в зонах субдукции. Новые экспериментальные данные подтвердили реальность этого процесса, в том числе для варианта частичного плавления амфиболизированных базальтов [25].

Согласно рассмотренной модели соотношения между оливиновыми толеитами срединно-океанических хребтов и андезитами островных дуг и активных континентальных окраин можно уподобить глобальному конвейеру, который действует благодаря продвижению океанического дна и непрерывно поставляет источник андезитовой магмы.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГРАНИТОВ

Проблема образования гранитов издавна была объектом ожесточенных дискуссий. И, как справедливо отмечал 30 лет назад Д. С. Коржинский, решения этой проблемы «невозможно достигнуть, если основываться только на данных общих геологических и петрологических исследований... Их необходимо дополнить, с одной стороны, развитием точных физико-химических теорий предполагаемых процессов, а с другой стороны — точными геохимическими исследованиями, способными подтвердить или опровергнуть эти теории» [17, с. 68—69].

Наиболее важные физико-химические данные были сформулированы в работе О. Татла и Н. Боуэна [84]. Фундаментальным в ней является тезис о том, что природные граниты по комплексу минералогических, структурных и химических признаков соответствуют модели кристаллизации в синтетической «гранитной» системе. Более поздние исследования Х. Винклера и Г. Платена [1955, 1957, 1967, 1974, 1978 гг.], П. Уайли и О. Татла [5], П. Орвиля [72] подтвердили магматическое происхождение гранитов. Уже О. Татл и Н. Боуэн обращали внимание на то, что основная часть магматических гранитоидов кристаллизуется не в условиях максимального водонасыщения. В последние годы экспериментальные работы П. Уайли [94 и др.], петрологические и геохимические данные И. Кармайкла с соавторами [39] заставили еще более радикально пересмотреть идею о «водонасыщении» гранитных магм при их генерации. В свою очередь такие физико-химические ограничения заставляют с еще большим сомнением относиться к «метасоматической гранитизации».

Физико-химические данные и большой геохимический материал, касающийся наиболее сложных при расшифровке генезиса докембрийских гранитов, свидетельствуют об их происхождении из магматических расплавов. В то же время необходимо отметить малое количество или отсутствие физико-химического и геохимического материала, пригодного к моделированию, для объяснения генезиса гранитных комплексов метасоматическим путем. Экспериментальные данные, подтверждающие существование паровой фазы с высоким суммарным содержанием кремнезема и одновременно щелочей, отсутствуют. Обычно флюиды содержат лишь небольшое количество указанных компонентов, поэтому не могут способствовать переработке пород разнообразного состава и в широком масштабе в анхизвектоидный гранит.

Кроме того, существуют механические и физико-химические препятствия для значительной миграции флюидной фазы на глубине, где осуществляется гранитообразование. В самом деле, несмотря на малую плотность флюидной фазы и ее способность к миграции в верхние горизонты, пористость пород на средних и низких уровнях земной коры настолько мала, что миграция флюидов практически невозможна. Еще менее вероятно ввиду крайне ограниченной скорости диффузии диффузионное проникновение паровой фазы с растворенным в ней веществом.

Важным оказывается и реальное соотношение между температурами в нижней части коры, содержанием флюида и их совместным влиянием на формирование расплава. Анализ различных диаграмм плавления показывает, что добавление самостоятельной паровой фазы вызывает появление гранитного расплава для широкого спектра пород. После его возникновения расплав оказы-

вает буферирующее влияние на содержание летучего компонента в системе поро — расплав — флюид.

Таким образом, при предполагаемом проникновении флюидов в твердые горные породы, находящиеся при температуре выше 650°C , обязательным является возникновение магматического расплава, аккумулирующего все низкоплавкие фазы. Сложная эволюция возникшего силикатного расплава обеспечивает его транспортировку, кристаллизацию, отделение летучих на различных стадиях. Последнее зависит от состава сложного флюида, степени «открытости» и «закрытости» системы, продвинутости процессов кристаллизации, давления и температуры. В конечном счете этим сложным сочетанием факторов и определяется степень метасоматического взаимодействия между магмой и вмещающими породами.

Таким образом, гранитные породы — продукты кристаллизации одного из низкотемпературных магматических расплавов, существующих в земной коре. Отсюда следует, что само их рождение может быть обусловлено различными путями. Они могут быть остатком, возникшим в процессе фракционной кристаллизации более мафических, глубинных и высокотемпературных магм, или результатом анатектического плавления разнообразных по составу пород. И те и другие граниты характеризуются специфической минералогией, химизмом и даже геологической обстановкой формирования.

ГЛАВА V

ИЗУЧЕНИЕ СИНТЕТИЧЕСКИХ И ПРИРОДНЫХ СИСТЕМ ГРАНИТНОГО СОСТАВА

§ 1. Система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O

Результаты изучения фазовых равновесий в этой системе опубликованы О. Татлом и Н. Боуэном [84]. Некоторые данные об устойчивости отдельных минералов были освещены ранее [28].

Изобарическая кристаллизация. Изобарические сечения четверной модели системы не являются тройными, поскольку водная составляющая присутствует в расплаве и в фазе пара. На рис. 47 показано содержание воды в расплаве при различных температурах и давлении.

На изобарических диаграммах (рис. 48) выделяются два главных поля: полевых шпатов и минералов кремнезема; они отделены пограничной кривой, которая отражает состав жидкости, находящейся в равновесии с двумя кристаллическими фазами. При низком давлении воды может присутствовать поле лейцита, а при

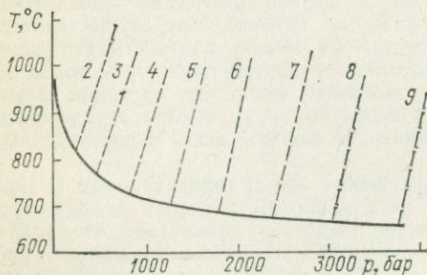


Рис. 47. Кривая «гранитного минимума» и содержание воды в координатах T — p . По О. Татлу и Н. Боуэну [84].

2—9 — содержание воды, вес. %.

высоком давлении воды и низкой температуре могут образоваться три поля (одно соответствует кремнезему, а два отвечают полевым шпатам).

В изобарических условиях кристаллизация может осуществляться равновесно и с фракционированием, что в природных условиях является лишь частным случаем реального процесса. Чтобы давление было постоянным при изобарическом типе кристаллизации в этой системе, необходимо удалять из нее растворенную воду.

На рис. 49 приведена диаграмма, иллюстрирующая положение кривых фракционирования в рассматриваемой системе при давлении воды 1 кбар. На диаграмме хорошо заметен район «термальной долины», берущий начало от бинарного минимума на стороне ортоклаз—альбит и проходящий к точке P на линии, разграничивающей поля полевых шпатов и кварца. Кристаллизация фракционного типа при отсутствии взаимодействия между выпадающими твердыми фазами и жидкостью является довольно простой для большей части полей устойчивости. В исходных составах, обогащенных ортоклазовым компонентом, выделение этого минерала, изменяющего свой состав в сторону увеличения содержания альбита (остаточная жидкость следует вдоль кривых фракционирования), достигает пограничной линии EE' , где к полевому шпату присоединяется кварц. Их совместная кристаллизация заканчивается в точке M . Сходная кристаллизация наблюдается для начальных составов, обогащенных альбитом, с той лишь разницей, что выделяющиеся кристаллы обогащаются ортоклазовым компонентом. Несколько более сложным является процесс кристаллизации в районе, ограниченном точками $OrAMPm$. Как указывают О. Татл и Н. Боуэн, жидкость состава F начинает кристаллизоваться при 850°C с выделением полевого шпата состава F' . При полном фракционировании остаточная жидкость движется вдоль кривой к точке G , а кристаллы изменяют состав от F' к G' .

В точке G из расплава начинает кристаллизоваться кварц наряду с полевым шпатом, но последний изменяет свой состав от точки G' к точке N при движении расплава к точке M . Таким образом, на этой стадии кристаллизации полевого шпата образуется обратная зональность и, возможно, в его составе будут существовать две зоны состава N , образованные при различной температуре (H и M).

При равновесной изобарической кристаллизации (в поле полевых шпатов) через точку исходного состава проходит ряд коннод, верхний конец которых соответствует составу расплава, а нижний — полевого шпата. Кривые изменения состава расплава при равновесной кристаллизации выпуклы к району «термальной долины».

Изотермическая и адиабатическая кристаллизация. О. Татл и Н. Боуэн акцентируют внимание на возможности кристаллизации силикатных расплавов, содержащих растворенную воду, не вследствие падения температуры, что является обычным, а при уменьшении давления и при постоянной температуре. Уменьшение

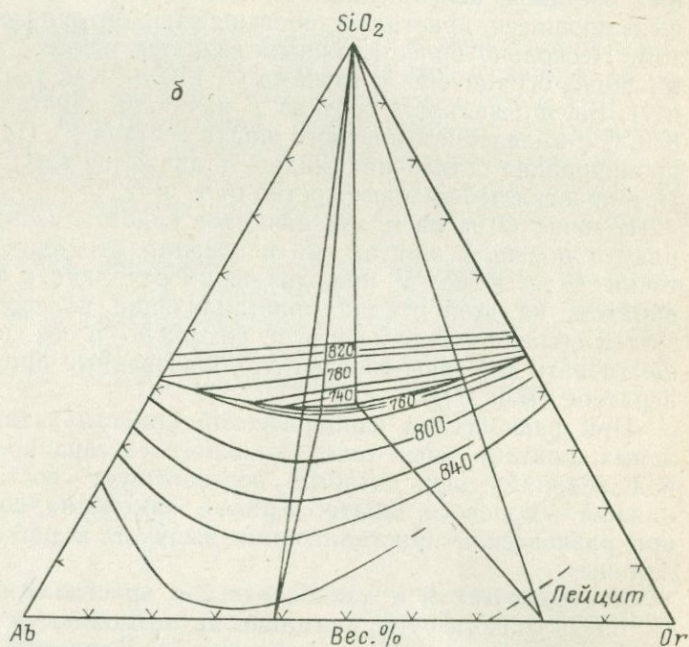
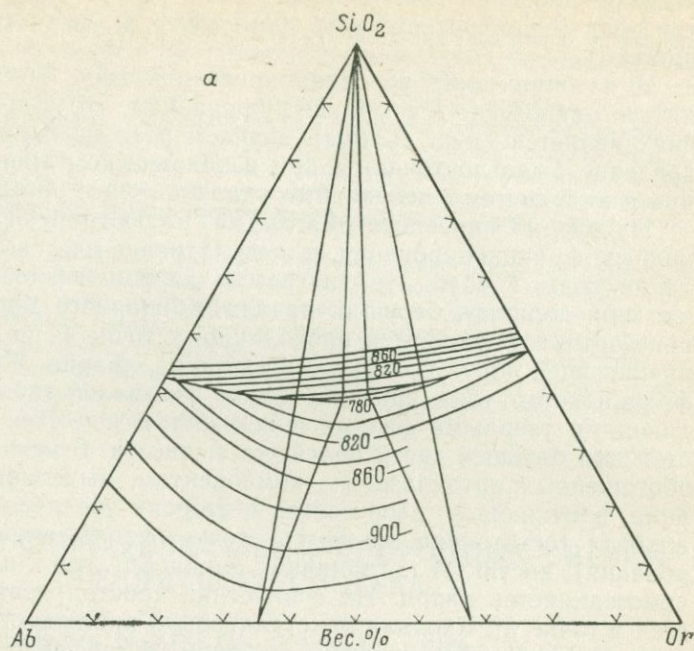
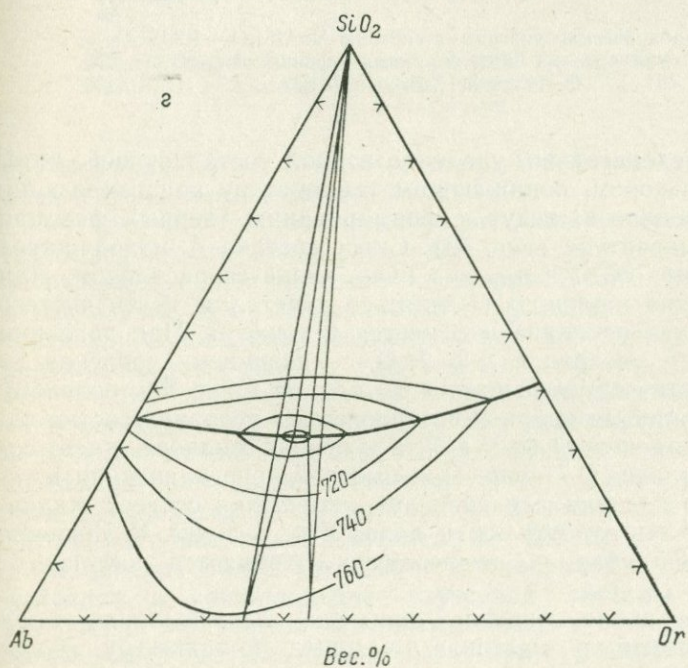
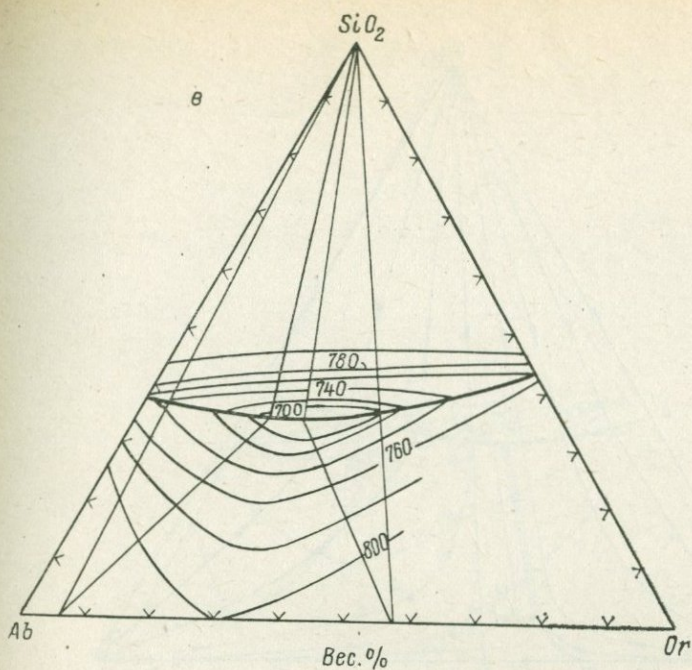


Рис. 48. Схематические изобарические диаграммы для системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ —
 О. Татлу и
 Для $p_{\text{H}_2\text{O}}$ кбар: а — 0,5;



$KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$, спроектированные на безводное основание тетраэдра. По Н. Боуэну [84].

б — 1; θ — 2; z — 3.

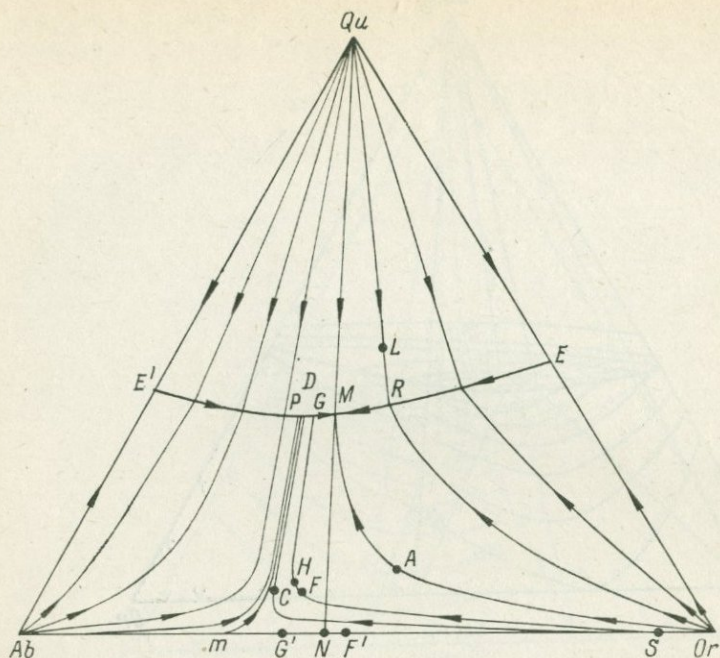


Рис. 49. Изобарическая диаграмма системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ для $p_{\text{H}_2\text{O}}=1$ кбар с кривыми фракционирования. По О. Татлу и Н. Боуэну [84].

давления и, следовательно, удаление водной составляющей, которая служит фактором, понижающим температуру кристаллизации силикатных расплавов, ведут к формированию твердых фаз при постоянной температуре (рис. 50). Смесь состава *A*, находящаяся при температуре 760°C и $p_{\text{H}_2\text{O}} = 3$ кбар, является расплавом. При падении давления начинают выделяться кристаллы почти чистого альбита, а состав расплава изменяется к точке *B*. При давлении 2 кбар расплав содержит 6% H_2O , с падением давления до 1 кбар количество ее уменьшается до 4%. В точке *B* к полевому шпату присоединяется кварц и в равновесных условиях состав полевого шпата изменяется от *C* к *D*, а конечная жидкость имеет состав *E* при давлении 0,7 кбар. При быстрой кристаллизации в условиях резкого падения давления путь изменения состава жидкости будет отвечать отрезку *AE* и далее *EM*. В точке *M* давление соответствует 0,5 кбар, но температура сохраняется постоянной, равной 760°C .

В настоящее время описаны примеры формирования пород в пределах гранитных массивов, которые, по-видимому, имеют двухэтапную кристаллизацию: один этап соответствует большой глубине и большому давлению, второй — гипабиссальным условиям при низком давлении. Эти этапы сменяют друг друга при

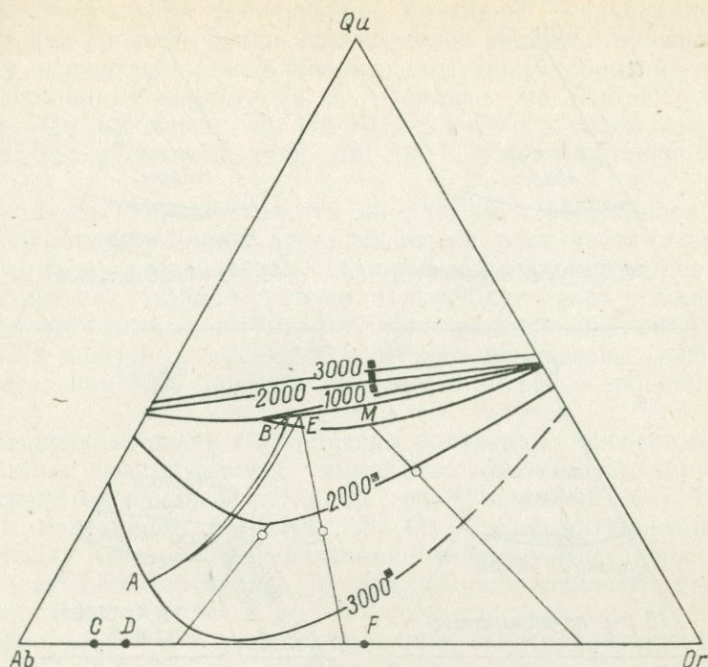


Рис. 50. Изотермическая полибарическая диаграмма для системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ при $T=760^\circ\text{C}$. По О. Татлу и Н. Боуэну.

продвижении магмы в верхние структурные этажи и осуществляются в субизотермических условиях [27].

О. Татл и Н. Боуэн предполагают, что кристаллизация в богатых водой силикатных расплавах может осуществляться и адиабатически, т. е. при подъеме температуры. Это явление имеет место в том случае, если одновременно с удалением летучих компонентов и кристаллизацией расплава тепло, генерируемое при формировании твердых фаз, не удаляется из системы. Они указывают, что теплота кристаллообразования в адиабатических условиях частично идет на превращение в пар растворенной в расплаве воды и изменение полиморфных модификаций минералов (высокотемпературных в низкотемпературные). Однако эти исследователи предполагают, что возможное поднятие температур в гранитном расплаве может достигать $100\text{—}300^\circ\text{C}$.

Изменение полей устойчивости минералов в полибарических условиях и сопоставление изученной системы с гранитами. На рис. 51 приведены диаграммы полей стабильности в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ при различных давлениях. «Сухой» расплав в этой системе при увеличении давления воды более 4 кбар последовательно изменяет поля устойчивости минералов при температуре плавления — кристаллизации. До давле-

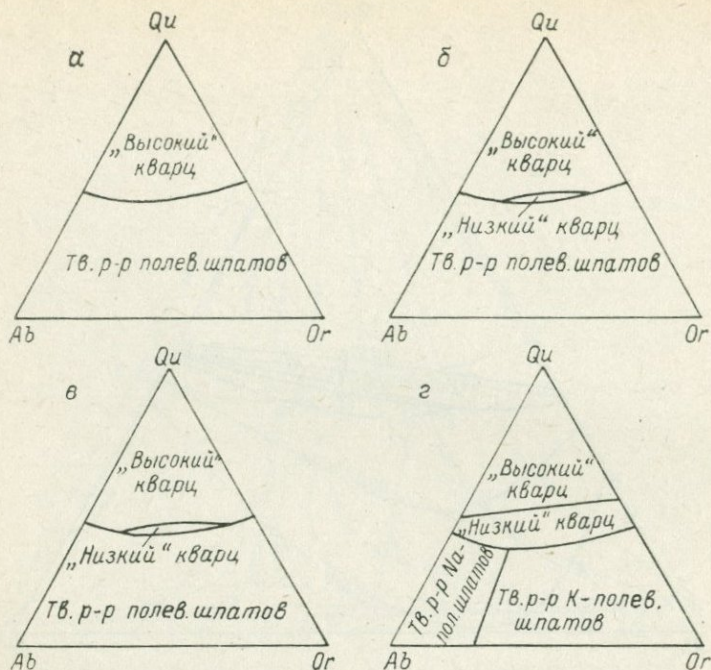


Рис. 51. Поля устойчивости минералов при температуре начала кристаллизации для различных давлений в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. По О. Татлу и Н. Боуэну [84].

$\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$, кбар: а — 3; б — 3,5; в — 4; г — 6.

ния 2 кбар изменения касаются уменьшения размера поля лейцита, а также уменьшения и исчезновения полей кристобалита и тридимита. При давлении более 3,5 кбар на поверхности ликвидуса появляется поле низкотемпературного кварца, кроме того, при таком давлении уменьшение температуры ликвидуса — солидуса для твердых растворов полевых шпатов достигает таких значений, что эти кривые пересекают линию сольвус. Это означает, что жидкость может сосуществовать с низкотемпературным кварцем и двумя полевыми шпатами, один из которых богаче натрием, другой — калием.

На рис. 52 видно, что при давлении выше 3,5 кбар и температуре несколько ниже 660°C могут существовать следующие фазы в системе для различных составов: в треугольнике $AbQuF$ — полевой шпат от Ab до F с кварцем; в треугольнике $QuFA$ — полевой шпат F , кварц и жидкость A ; в четырехугольнике $FACD$ — полевой шпат состава от F до D с жидкостью AC ; в треугольнике $QuAB$ — кварц с жидкостью состава от A до B ; в треугольнике DCE — полевой шпат состава от D до E с жидкостью C и т. д.

Основной чертой диаграммы равновесия в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ для различных давлений являются два

трога с минимальной температурой плавления — кристаллизации. Один из них проходит вдоль границ полей кварца и полевых шпатов. Эту депрессию можно оценить следующим образом: изменение содержания кремнезема в расплаве на линии разреза $Ab_{50}Or_{50}-Qz$ не менее чем на 10 % влечет за собой изменение температуры кристаллизации на $100^{\circ}C$ при постоянном давлении.

Второй трог хорошо заметен на рис. 49 и обсуждался ранее. Важно отметить, что оба трога являются теми частями тройной диаграммы, по направлению к которым фракционируют все жидкости в пределах данной системы. В полибарических условиях положение «тройного минимума» на линии, разделяющей поля кварца и полевых шпатов, изменяются довольно значительно (рис. 53, а) и при давлении 3600 бар этот минимум становится тройной эвтектикой.

Для оценки степени соответствия полученных экспериментальных данных эмпирическому аналитическому материалу по составу гранитов и их эффузивных разновидностей О. Татл и Н. Боуэн нанесли на диаграмму $Ab-Or-Qz$ нормативные составы этих пород. Каждая фигуративная точка соответствует норме кварца + альбита + ортоклаза из анализа, содержащего не менее 80 % этих компонентов.

На рис. 53, б и в проведены изолинии, оконтуривающие районы более чем 1, 2, 3, 4, 5 и 6—7 % всего числа точек. Таким образом, эти диаграммы показывают, что максимумы распределения фигуративных точек нормативных составов пород располагаются на изобарической диаграмме для 500 бар вблизи «тройного» минимума. Этот максимум более резко выражен для нормативных составов гранитов и имеет тенденцию к вытянутости вдоль «термальной долины» на диаграмме для эффузивных пород гранитного состава. С точки зрения О. Татла и Н. Боуэна, а большинство исследователей соглашаются с их заключением, расположение максимумов нормативных составов гранитных пород вблизи «тройного» минимума свидетельствует о том, что их формирование контролировалось равновесием кристалл—жидкость.

Варнации диаграмм по виду легко объясняются, если учесть, что эффузивные представители гранитных магм кристаллизуются быстро и возрастающая в этом процессе вязкость мешает достижению жидкостями конечных остаточных продуктов. Расположение максимума фигуративных точек нормативных составов гранитов вблизи изотермы 500 бар указывает, кроме того, на относительно низкое содержание воды в большинстве кристаллизующихся гранитных магм.

Система $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$ при давлении от 4 до 10 кбар. Результаты изучения фазовых отношений при больших давлениях опубликованы У. Лутом, Р. Джансом и О. Татлом [61]. На рис. 54 в координатах $T-p$ изображены кривые начала плавления в системе, а также в некоторых частных системах, ее составляющих, а на рис. 55, а, б — фазовые отношения при

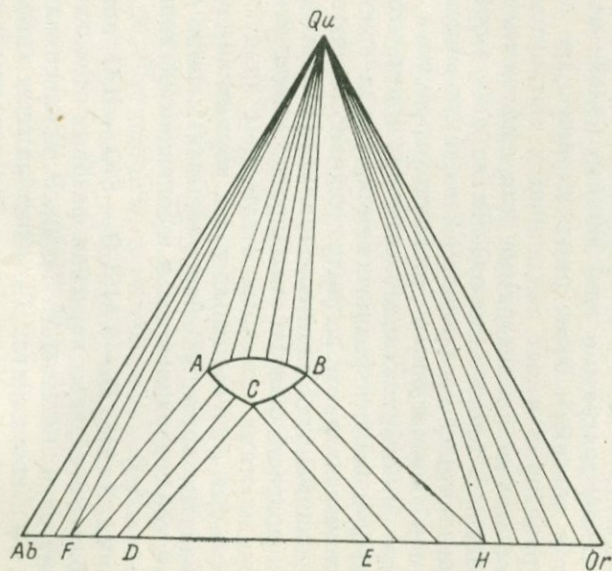


Рис. 52. Изотермическое сечение через изобарическую призму при более низкой температуре и более высоком давлении, чем те, при которых сосуществуют два полевых шпата. По О. Татлу и Н. Боуэну [84].

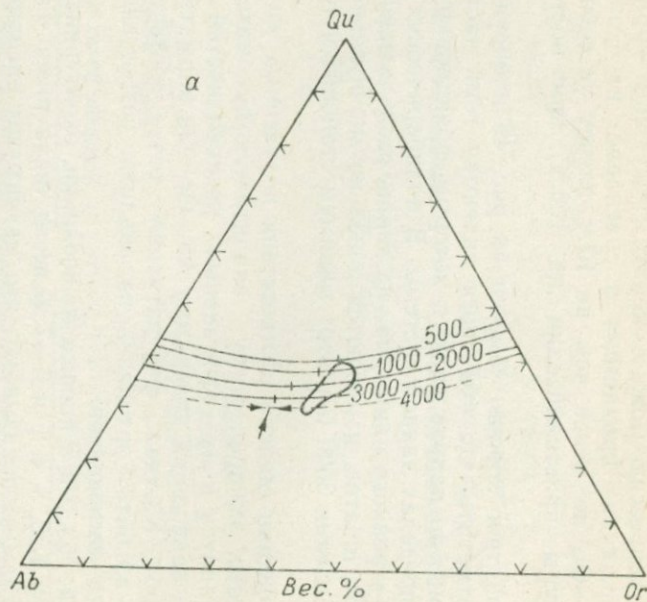


Рис. 53.

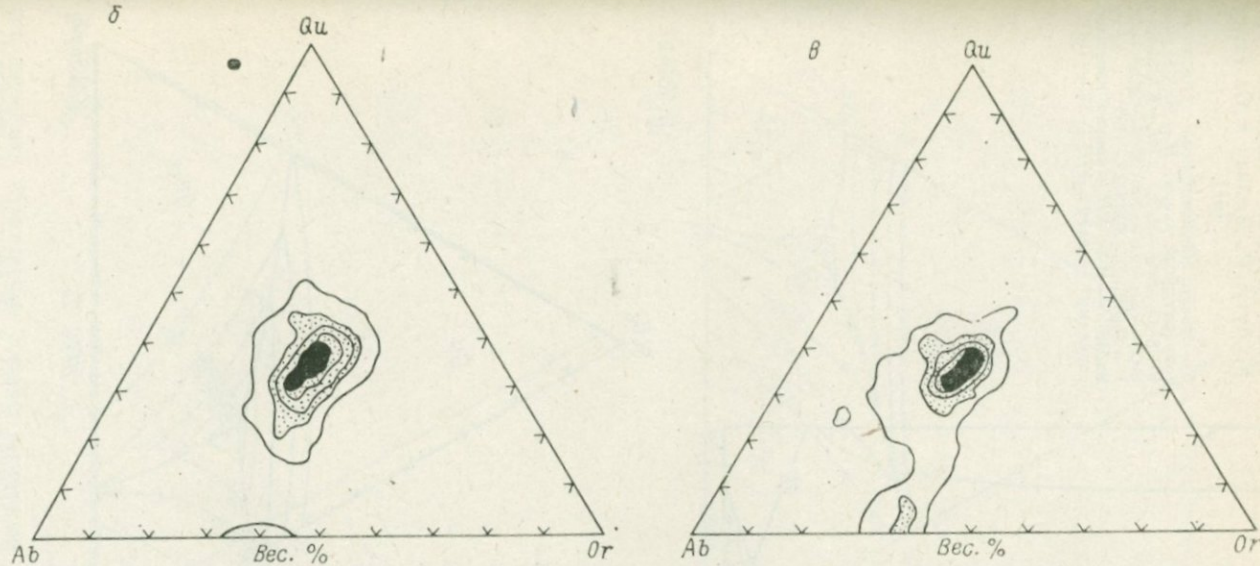


Рис. 53. Положение изобарического минимума в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O при различных давлениях воды, бар (а), диаграммы с контурами распределения нормативных альбита, ортоклаза и кварца в 511 анализах гранитов (б) и в 362 анализах эффузивных пород (в). По О. Татлу и Н. Боуэну [84].

Контур (рис. 53, а) — максимум концентрации фигуративных точек нормативных составов гранитов.

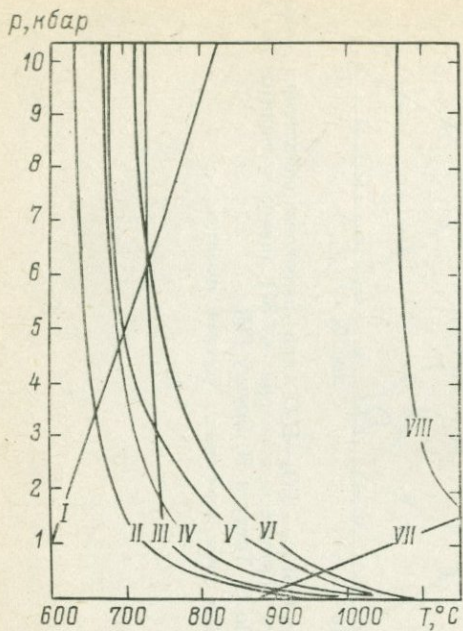


Рис. 54. p - T -диаграмма начала плавления в гранитной системе и более простых системах. По У. Луту, Р. Джансу и О. Татлу [61].

I — кривая инверсии низко- и высокотемпературный кварц; *II* — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O ; *III* — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O ; *IV* — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — SiO_2 — H_2O ; *V* — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — H_2O ; *VI* — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — H_2O ; *VII* — кривая инверсии тридимит — кварц; *VIII* — SiO_2 — H_2O .

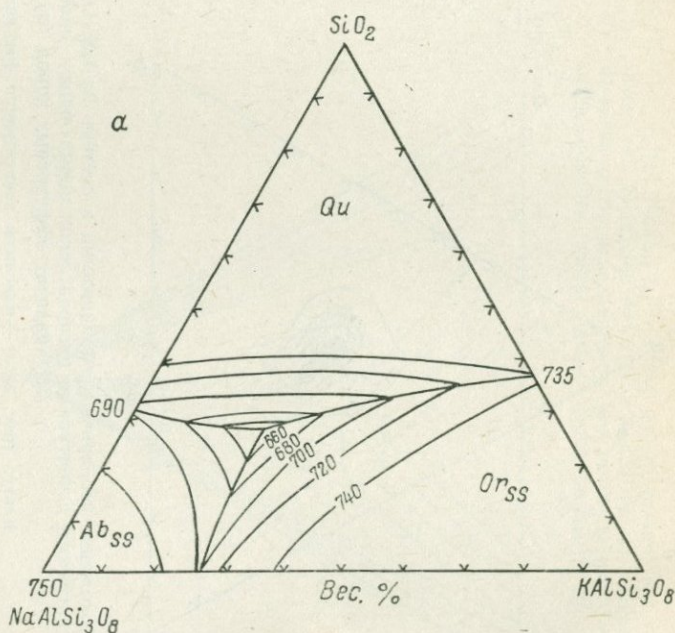
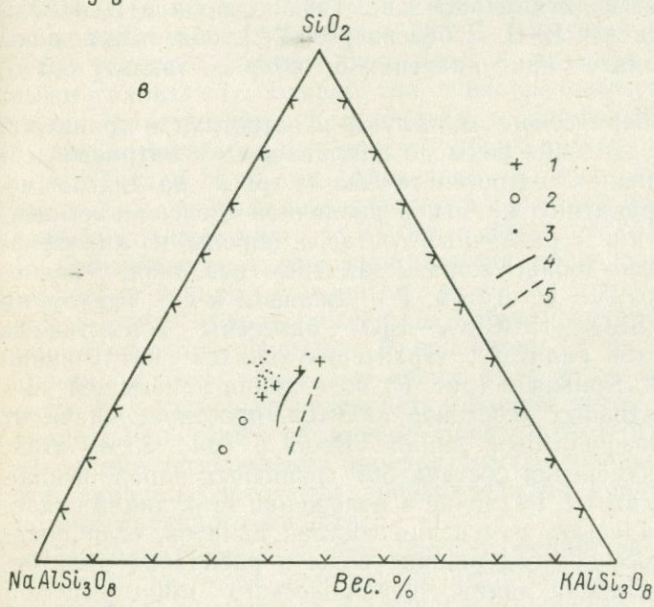
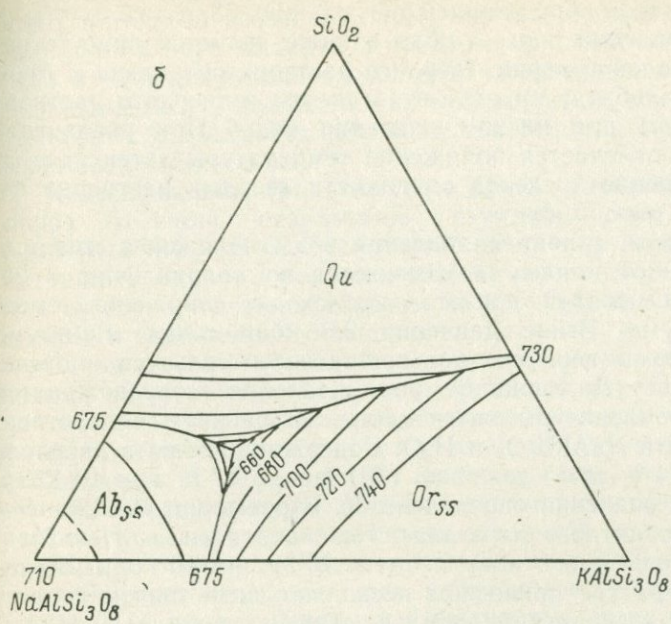


Рис. 55. Гранитная система при давлении 5 (а) и 10 кбар (б) и диаграмма, У. Луту, Р. Джансу

I — положение тройного минимума в гранитной системе при различных давлениях воды; гра



показывающая нормативные составы пегматитов, аплитов и гранитов (θ). По и О. Татлу [61].

2 — положение эвтоктики при давлении воды 5 и 10 кбар; 3 — пегматиты; 4 — аплиты; 5 — ниты.

давлении воды 5 и 10 кбар (составы насыщенных водой жидкостей спроектированы на безводное основание тетраэдра). Самым существенным отличием представленной на рис. 55, *a* диаграммы от таковой при давлении воды 3 кбар и ниже является присутствие трех фазовых полей (кварца, твердого раствора ортоклаза и твердого раствора альбита) вместо двух (кварца и твердого раствора полевых шпатов) при низком давлении воды. При увеличении давления воды отмечается понижение температуры эвтектической точки и уменьшение пределов смесимости твердых растворов полевых шпатов (рис. 55, *б*).

Таким образом, с ростом давления воды положение изобарического четверного минимума изменяется по направлению к составам $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и H_2O , при этом происходит понижение температуры минимума. Выше давления 3,6 кбар точка минимума достигает изотермы вершины полевошпатовой сольвуса и становится эвтектикой. Дальнейший рост давления сопровождается уменьшением температуры эвтектики и изменением ее состава: увеличением доли $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и H_2O . Содержание воды в расплаве возрастает от 11 % при давлении 5 кбар до 17 % при 10 кбар. Близкие к этим значения определены К. Бэрнемом и Р. Джансом [1962 г.] для гранитного расплава из пегматита (штат Нью-Мексико): 11,2 % воды при 5 кбар и почти 20 % при 10 кбар. В отечественной литературе приведены несколько иные значения растворимости воды в гранитном расплаве. Так, по данным Н. И. Хитарова, А. А. Кадика и Е. Б. Лебедева [1967 г.], содержание воды в гранитном расплаве при давлении 5 кбар составляет 8,5 %, а при 9 кбар — 14,5 %.

Смещение изобарического минимума и эвтектики в гранитной системе с ростом давления воды по направлению к натриевой составляющей расширяет «петрогенетический трог» на диаграмме. Следовательно, гранитные магмы, в различной степени насыщенные водой, будут иметь различный состав, и породы, из них сформированные, должны обнаруживать заметные различия в расположении на диаграмме. У. Лутом, Р. Джансом и О. Татлом на диаграмму $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 нанесены нормативные составы 97 анализов аплитов, характеризующихся интрузивной формой залегания. Кривая 4 (рис. 55, *в*) — линия наивысшей концентрации нормативных составов аплитов, простирающаяся от максимума к полевошпатовой линии. Линия 5 (рис. 55, *в*) отражает тенденцию изменения состава 507 гранитных пород, исключая аплиты и пегматиты. Различие в положении этих линий свидетельствует об ожидаемом изменении состава аплитов, если предположить более высокое содержание воды в расплавах аплитов. Линия 4 субпараллельна линии изобарического минимума при низком давлении, они почти сходятся при давлении 1 кбар.

Нормативные составы 21 анализа пегматитов зонального строения располагаются левее линии 4. Они занимают площадь на диаграмме вблизи минимума при давлении 3 кбар и простираются

к вершине SiO_2 (рис. 55, в). По мнению У. Лута, Р. Джанса и О. Татла, общие составы тел пегматитов, по-видимому, не отражают исходного состава магматических расплавов вследствие селективной потери щелочей в процессе кристаллизации. Этот механизм изменения исходного состава насыщенных водой гранитных расплавов был установлен как при изучении зон щелочного метасоматоза в контактах пегматитовых тел, так и с помощью экспериментальных данных.

Классификация гранитных (и других лейкократовых типов) пород в свете результатов изучения системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O . Существуют различные классификации гранитоидных типов пород, основанные на количественно-минеральном составе и главным образом на соотношении кварца, полевых шпатов и темноцветного минерала.

Однако с генетической точки зрения очень важными оказываются не столько нюансы количественной характеристики лейкократовых пород в «остаточной петрогенетической системе», сколько фазовая характеристика отдельных минералов и тип парагенезиса. О. Татлом и Н. Боуэном [84] было показано, что высокотемпературные полевошпатовые породы, формирующиеся в относительно «сухих» условиях, содержат один щелочной полевой шпат с различным количеством пертитов или без них. Однако эти породы не имеют самостоятельных зерен плагиоклаза. Однополевошпатовые граниты (а также сиениты и нефелиновые сиениты) кристаллизуются при температуре более 660°C (температура вершины сольвуса в системе альбит—ортоклаз) и называются «гиперсольвусными гранитами». Второй тип лейкократовых пород характеризуется присутствием плагиоклаза и калиевого полевого шпата в виде самостоятельных зерен (субсольвусные граниты).

О. Татл и Н. Боуэн разделяют вторую группу на три подгруппы на основании количества альбитовой составляющей в щелочных полевых шпатах: а) более 30 вес. %; б) 30—15; в) менее 15. Они указывают, что такой принцип разделения — генетический, поскольку первая группа и подгруппа 2а должны рассматриваться как высокотемпературные типы, связанные с формированием из магматического расплава. В подгруппу 2в входят низкотемпературные породы, обязанные своим происхождением метасоматическим процессам или перекристаллизации после магматической истории. Дальнейшее разделение пород может быть произведено на основании установления определенных модификаций полевых шпатов: санидина, ортоклаза, анортоклаза, микроклина, высоко- и низкотемпературного альбита.

Дополнительной минеральной особенностью гиперсольвусных гранитов является присутствие натриево-железистого амфибола, пироксена, а иногда и железистого оливина, тогда как для субсольвусных гранитов эти фазы не характерны или не отвечают стадии формирования полевых шпатов. В геологическом отношении тела гиперсольвусных гранитов — малые интрузии («посторогенные», по В. Мармо [1966 г.]) с незначительным контактным

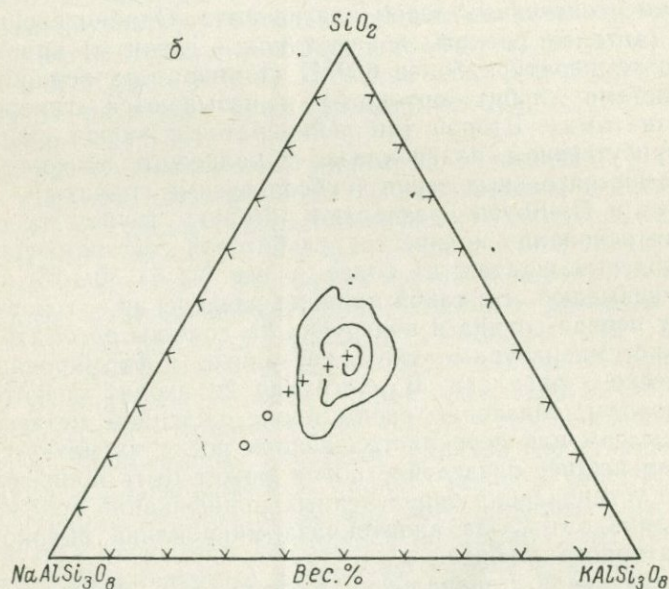
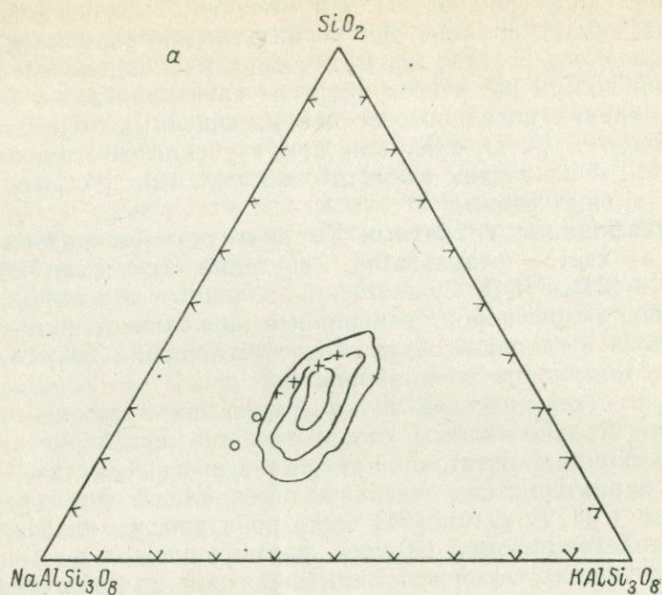


Рис. 56. Диаграммы распределения нормативных альбита, ортоклаза, кварца в кислых изверженных породах с нормативными диопсидом, акмитом или метасиликатом натрия (а) и нормативным корундом (б). По У. Луту, Р. Джансу и О. Татлу [61].

Изолинии проведены через 5, 10 и 15 % фигуративных точек.

ореолом и, как правило, без пегматитов. В противоположность этому субсольвусные граниты образуют тела батолитических размеров, с ореолом гранитизации и пегматитами. У. Лут, Р. Джанс и О. Татл [61] подчеркивают, что гиперсольвусные граниты часто ассоциируют с гранофирами и даже риолитами. При этом отмечаются переходы от однополевошпатовой ассоциации к гранофирам, а от последних к сферолитам. Все это указывает на относительно высокую температуру формирования, а присутствие среди темноцветных минералов фаялита и магнетита свидетельствует о низком парциальном давлении (летучести) кислорода в магме.

В настоящее время для химических анализов гранитных пород почти отсутствуют детальные петрографические характеристики, которые помогли бы разделить их на гиперсольвусные и субсольвусные типы. Следовательно, пока невозможно на физико-химических диаграммах выделить оба типа. У. Лутом, Р. Джансом и О. Татлом [61] с некоторой долей условности гранитные породы подразделены на гиперсольвусные и субсольвусные по нормативному составу второстепенных компонентов. Они предположили, что недосыщенные глиноземом гранитные породы с нормативным диопсидом, акмитом и метасиликатом натрия могут быть гиперсольвусными. Пересыщенные глиноземом породы с нормативным корундом характерны для субсольвусных гранитов.

На рис. 56, *а* показано распределение нормативных составов 156 изверженных пород, содержащих в норме диопсид, акмит или натриевый метасиликат. Положение максимальных концентраций точек близко к «термальной долине», идущей от полевошпатового минимума к минимуму кварц — полевые шпаты при низком давлении воды. Такое расположение подтверждает формирование этих пород в относительно «сухих» условиях. На рис. 56, *б* контуры показывают расположение нормативных составов 281 анализа изверженных гранитных пород, содержащих в норме корунд. Максимальные концентрации фигуративных точек нормативных составов более близки к изобарическому минимуму гранитной системы, чем максимум для недосыщенных глиноземом пород. Вместе с тем поле пересыщенных глиноземом пород перекрывает поля аплитов и пегматитов (см. рис. 55, *в*).

По мнению указанных исследователей, это, возможно, свидетельствует об относительном богатстве водой исходных расплавов и согласуется с составом полевых шпатов в субсольвусных гранитах, а также со значительным развитием пегматитов и аплитов среди этих тел. Так же как и для пегматитов, для субсольвусных гранитов предполагается вынос щелочей из расплавов в составе водной фазы и, следовательно, обогащение пород глиноземом. Однако другим возможным процессом, приводящим к возникновению гранитных магм, пересыщенных глиноземом, является плавление захороненных осадочных пород, в которых часто наблюдается обогащение глиноземом.

§ 2. Часть системы $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$

О. Татлом [1961 г.] обсуждались некоторые результаты изучения составов этой системы. Он указывал, что составы, слегка обогащенные глиноземом, фракционируют к плоскости полевые шпаты — кварц в 4-компонентной системе, а составы, богатые щелочами, могут переходить в раствор непрерывно и иметь высокое содержание щелочей в остаточных продуктах. Сравнив нормативные составы гранитов и риолитов, О. Татл пришел к выводу, что граниты чаще содержат нормативный корунд, чем риолиты, тогда как в риолитах чаще присутствуют щелочные метасиликаты и акмит. Он указывает, что такое соотношение и следовало бы ожидать, если учитывать, что гранитные породы кристаллизуются в условиях, которые позволяют щелочам выноситься из расплава на заключительных стадиях кристаллизации. В эффузивных, быстро остывающих породах щелочи скорее могут быть «законсервированы», и эти породы обнаружат избыток щелочей.

Р. Томпсоном и У. Маккензи [83] изучены фазовые взаимоотношения в части полевошпатового и кварцевого объема в системе $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-K_2O-H_2O$. Ими были исследованы температуры плавления — кристаллизации при давлении воды 1 кбар для следующих псевдотройных сечений в четверной системе.

1. Плоскость (A): $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2+5\%$ натриевого метасиликата (Na_2SiO_3).

2. Плоскость (B): $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2+5\%$ акмита ($NaFeSi_2O_6$).

3. Плоскость (C): $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2+5\%$ калиевого метасиликата (K_2SiO_3).

4. Плоскость (D): $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2+5\%$ $NaKSiO_3$.

Значение результатов этих исследований заключается в их применении к проблеме генезиса сверхщелочных кислых пород, которые, судя по валовым химическим составам, не входят в плоскость $Ab-Or-Qu$ «остаточной петрогенетической системы» Боуэна. Породы такого типа характеризуются постоянным недостатком алюминия, для того чтобы связать все их щелочи в полевых шпатах. В нормативном составе это ведет к формированию нормативного акмита (Ac) или натриевого метасиликата (Ns). В минеральном составе таких пород обычно встречаются натриевые щелочные полевые шпаты, а среди темноцветных минералов — энigmatит, натриевый амфибол (рибекит-арфведсонитового состава) и натровый пироксен.

Результаты исследований показывают, что добавочные компоненты понижают температуру ликвидуса в тройной системе $Ab-Or-Qu$. Для плоскости D (рис. 57, a) «термальная долина» и минимум плавления значительно смещены по направлению к стороне альбит—кварц (+ метасиликат) по сравнению с плоскостью $Ab-Or-Qu$. Соединительные линии расплав — полевой шпат в целом сходны с таковыми в гранитной системе, и кривые фрак-

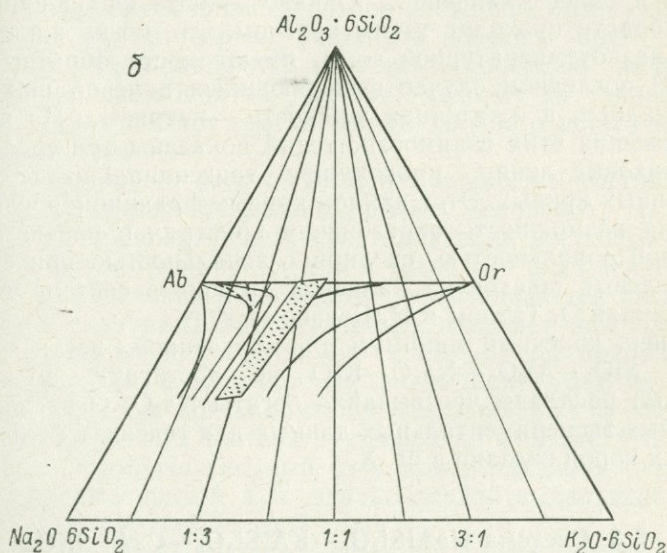
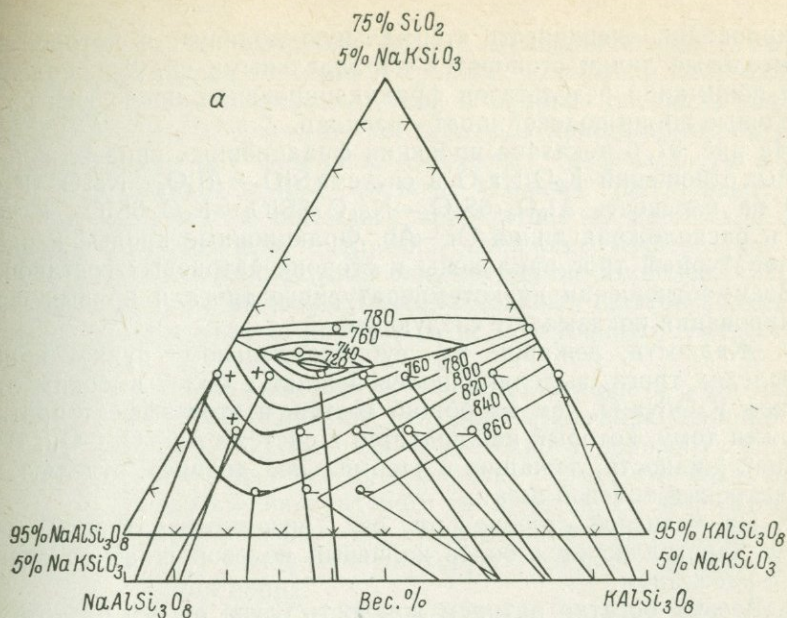


Рис. 57. Диаграмма поверхности плавления—кристаллизации для псевдотройной плоскости $KAlSi_3O_8-NaAlSi_3O_8-SiO_2+5NaKSiO_3$ при $p_{H_2O}=1$ кбар (а) и плоскость в системе $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-K_2O-H_2O$ со спроектированными на нее кривыми фракционирования, низкотемпературной зоной (показана крапом) и следами плоскостей равных отношений K_2O/Na_2O в тетраэдре (б). По Р. Томпсону и У. Маккензи [83].

Составы полевых шпатов лежат вне псевдотройной плоскости. Знаки плюс (+) и минус (-) рядом с точками общего состава означают разницу отношений K_2O/Na_2O в жидкости и в первичном полевом шпате. Штриховые линии — коннды полевой шпат—жидкость.

ционирования очерчивают «термальную долину», в которой соединительные линии становятся параллельными ей. Для более ясного понимания результатов фракционирования проведены соединительные линии полевой шпат—расплав.

На рис. 57, б показана проекция фракционных кривых и линии равных отношений K_2O/Na_2O в системе $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-K_2O-H_2O$ на плоскость $Al_2O_3 \cdot 6SiO_2-Na_2O \cdot 6SiO_2-K_2O \cdot 6SiO_2$, в которой и расположена линия $Og-Ab$. Фракционные кривые и низкотемпературный трог наклонены к стороне натриевых составов.

Взаимоотношения низкотемпературного трога и кривых фракционирования показывают следующее.

1. Жидкости, лежащие на субпараллельном пучке кривых в пределах трога, выделяют полевой шпат с более высоким отношением K_2O/Na_2O , чем их общий состав, и этот эффект противоположен тому, который наблюдается в системе $Ab-Og-Qu$. В последней жидкости, лежащие в «термальной долине», отделяют более натровый полевой шпат.

2. На калиевой стороне от оси низкотемпературной зоны также кристаллизуется более калиевый полевой шпат по сравнению с расплавом.

3. Весьма богатая натрием жидкость слева от оси низкотемпературной зоны отделяет еще более натровый полевой шпат, а сама становится более калиевой. Однако кривые фракционирования в этой области проходят таким образом, что, когда жидкость достигает низкотемпературной зоны, имеют место обратные отношения. В последнем случае выделяющийся полевой шпат обогащается калием, а остаточная жидкость — натрием. На рис. 57, б для отражения этих взаимоотношений показаны три соединительные штриховые линии, проходящие тангенциально к одной из фракционных кривых. Этот наклон кривых фракционирования указывает на возможность образования кристаллов полевого шпата с обратной зональностью, сходной с зональностью при формировании полевых шпатов на калиевой стороне в системе $Ab-Og-Qu$, описанной О. Татлом и Н. Боуэном.

Наконец, конечный минимум для изученной части четверной системы $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-K_2O$ не достигнут, но ясно, что остаточные расплавы чрезвычайно богаты Na_2O . О значении рассмотренных экспериментальных данных для генезиса фельзитических щелочных пород сказано в гл. X.

§ 3. Система $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-CaAl_2Si_2O_8$

Взаимоотношения минералов в этой системе достаточно сложные и окончательно фазовые равновесия еще не установлены. Однако О. Татл и Н. Боуэн [84] по эмпирическим данным состава сосуществующих плагиоклазов и щелочного полевого шпата, а также состава стекла, находящегося в этих же породах, построили схематическую диаграмму $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-CaAl_2Si_2O_8$

(альбит—ортоклаз—анортит). Этими исследователями также намечены пути кристаллизации в тройной полевошпатовой системе.

Существование твердых растворов альбит—ортоклаз—анортит зависит главным образом от температуры кристаллизации, и, по-видимому, наиболее полно они проявляют смесимость в «сухих» расплавах, близких к этой системе. Такими расплавами будут трахитовые жидкости, поскольку присутствие кремнезема, с одной стороны, или нефелина, с другой — понижает температуру плавления. В этом же направлении влияют летучие компоненты. Следовательно, твердые растворы тройных полевых шпатов полнее проявляются в эффузивных породах, а не в глубинных соответствующего состава.

Обсуждая возможные пути кристаллизации в этой системе О. Татл и Н. Боуэн отмечают, что присутствие вкрапленников двух полевых шпатов — плагиоклаза и щелочного полевого шпата — в эффузивных породах не противоречит тому, что «однополевошпатовые» породы лейкократового типа являются высокотемпературными. Они показывают, что существование двух полевых шпатов не исключает однополевошпатовую стадию кристаллизации при формировании пород.

На диаграмме $Ab-Og-An$ (рис. 58, а) линия K_1D отражает состав жидкости в равновесии с двумя полевыми шпатами (при этом не учитывается инконгруэнтное плавление ортоклаза), а кривая LK_sP — состав твердых растворов полевых шпатов в эффузивных породах. Кривая K_1D пересекает проекцию поля твердых растворов полевых шпатов, но не доходит до линии $An-Og$. Точка K_s представляет состав одного полевого шпата в равновесии с жидкостью K_1 .

При равновесной кристаллизации жидкости состава Y выделяется плагиоклаз, несколько более основного состава, чем в точке C' . Дальнейший путь кристаллизации жидкости будет проходить по кривой в направлении к точке C_1 с выделением плагиоклаза, а в этой точке к последнему присоединяется щелочной полевой шпат состава C . Затем жидкость изменяет свой состав вдоль пограничной кривой до точки B_1 , составы плагиоклаза изменяются от C' до B' , а щелочного полевого шпата от C до B . В равновесных условиях кристаллизация заканчивается в точке B_1 , так как точка исходного состава Y попала на сторону $B'B$ треугольника фаз. Примерно сходный путь кристаллизации будет осуществляться ниже кривой K_1D , однако первой выделяющейся фазой здесь будет щелочной полевой шпат.

Более сложный путь кристаллизации имеют составы, заключенные в области K_sK_1F . Жидкость, имеющая состав X , начинает кристаллизоваться с выделением плагиоклаза, несколько более основного, чем в точке Q' , и изменяет свой состав в направлении к Q_1 . При этой температуре к плагиоклазу присоединяется щелочной полевой шпат состава Q . По мере снижения температуры жидкость изменяет свой состав в направлении к точке A_1 , а полевые шпаты, реагируя с жидкостью, достигают составов A' и A . В этот

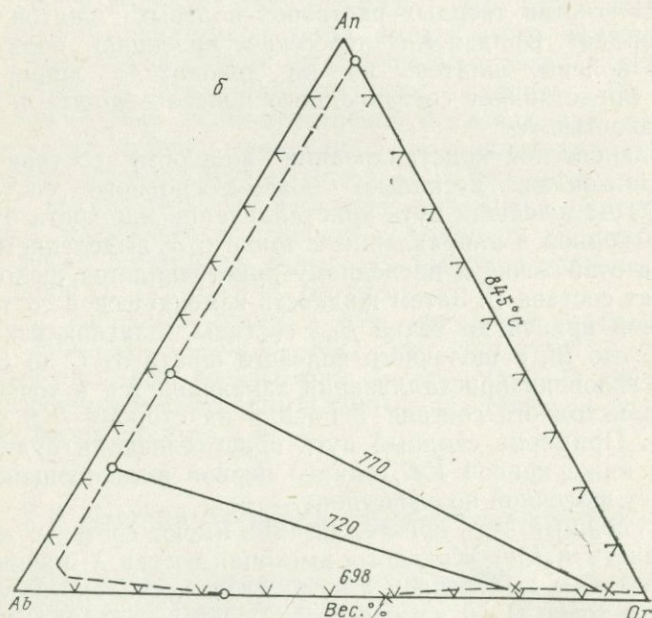
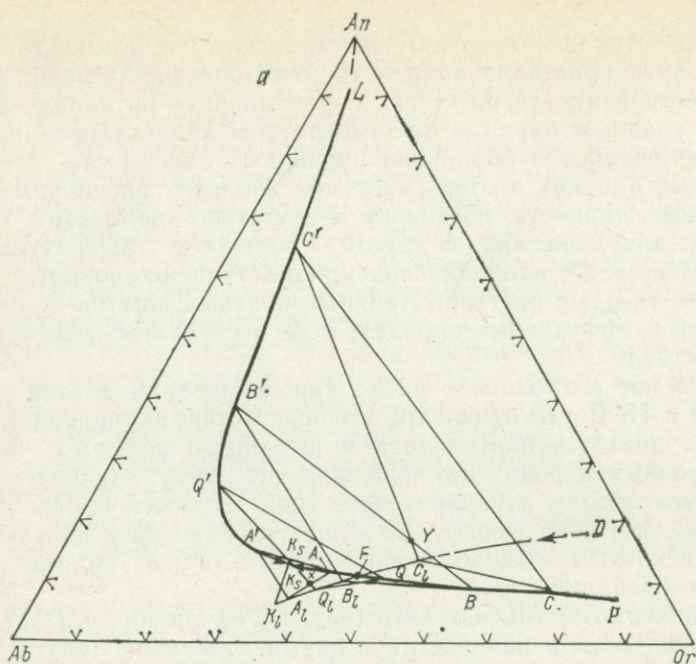


Рис. 58. Схематическая диаграмма для системы KAlSi_3O_8 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, возможные пути кристаллизации в ней (по О. Татлу и Н. Боуэну [84]) (а) и экспериментально определенные коннды, связывающие сосуществующие полевые шпаты в равновесии с жидкостью и газом при $p_{\text{H}_2\text{O}}=500$ бар (по Х. Йодеру, Д. Стюарту и Д. Смиту [6]) (б).

момент точка исходного состава X попадает на сторону A_1A фазового треугольника, жидкость покидает линию K_1D и движется к линии $Ab-Og$. Состав кристаллов изменяется по направлению к точке X .

Следовательно, первичные составы, попадающие в область K_sK_lF будут кристаллизоваться на ранней стадии и плагиоклаз, и щелочной полевой шпат, однако в дальнейшем плагиоклаз может исчезнуть при взаимодействии с жидкостью, и на поздней стадии будет кристаллизоваться лишь щелочной полевой шпат. Фракционная кристаллизация, а такой тип очень характерен для эффузивных и гипабиссальных пород, будет способствовать сохранению вкрапленников плагиоклаза и щелочного полевого шпата. Она в то же время объясняет высокотемпературную кристаллизацию единого полевого шпата даже для составов, лежащих выше кривой LK_sP . Примерно сходный тип кристаллизации часто встречается в монцонитах и некоторых гранодиоритах, в которых основной плагиоклаз и темноцветные минералы заключены в ойкокристаллы щелочного полевого шпата: анортклаза или ортоклаза.

Экспериментально определенные коннды составов плагиоклаза и щелочного полевого шпата [6] показывают, что при давлении воды 500 бар (рис. 58, б) они располагаются довольно полого к линии $Ab-Og$, т. е. состав плагиоклаза изменяется быстрее состава щелочного полевого шпата, и что при этом давлении появляется разрыв смесимости даже при относительно высоких температурах.

§ 4. Гидротермальный ионный обмен в системе полевые шпаты — водный раствор хлоридов щелочей и перенос компонентов в газовой фазе

Исследования Ж. Виара и Г. Сабатье [1956 г.] показали, что природные альбиты или калиевые полевые шпаты можно легко «микроклинизировать» или «альбитизировать» в присутствии водных растворов щелочных хлоридов.

П. Орвилем [72] проведены дополнительные опыты по ионному обмену между синтетическими полевыми шпатами и двумолярным раствором щелочных хлоридов для различной температуры и давления 2 кбар. Результаты экспериментов приведены на рис. 59. На диаграмме (рис. 59, а), соответствующей относительно высокой температуре (700°C), показано, что для всех составов в системе присутствует одна ассоциация — гомогенный полевой шпат и раствор щелочного хлорида. Выше и ниже этой области находятся участки, где сосуществуют один полевой шпат и раствор щелочного хлорида. Реакции субсолидусного обмена с понижением температуры осуществляются несколько медленнее, чем при высокой температуре. Одной из существенных особенностей реакции обмена с понижением температуры является уменьшение доли калия в растворе щелочного хлорида, находящегося в равновесии с двумя полевыми шпатами. Так, при температуре 600°C отношение $K/(Na+K)$ в растворе составляет 0,236; при 500°C — 0,198; при 400°C — 0,163 мол. %.

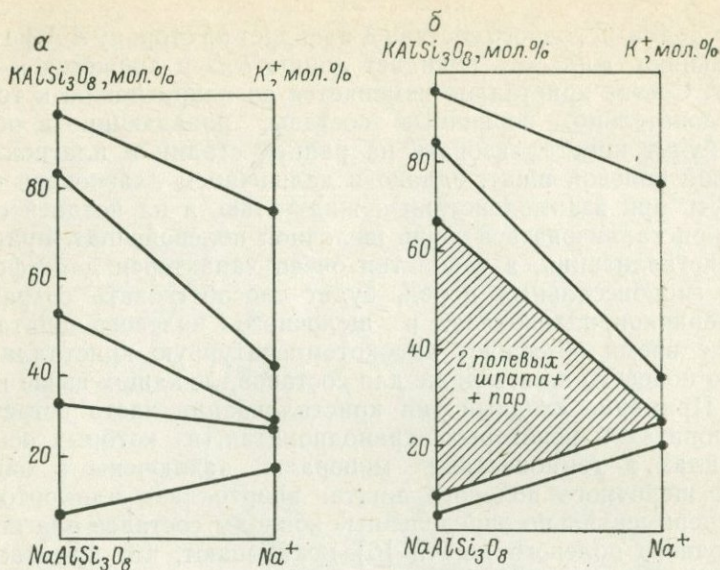


Рис. 59. Система щелочной полевой шпат—двумолярный раствор щелочного хлорида при $T=700^\circ\text{C}$ и $p=2000$ бар (а) и при $T=600^\circ\text{C}$ и $p=2000$ бар (б). По П. Орвилю [72].

Некоторые данные получены П. Орвилем и для тройной системы альбит—ортоклаз—анортит, касающиеся характера реакции взаимодействия с раствором щелочных хлоридов. Они показывают, что чем более кальциевый плагиоклаз сосуществует с раствором щелочного хлорида, тем выше доля калия в растворе. Иными словами, при сосуществовании двух пар ассоциаций [1) кальциевый плагиоклаз—щелочной полевой шпат и 2) менее кальциевый плагиоклаз—щелочной полевой шпат] калиевые ионы переходят от первой ассоциации ко второй, а натриевые от второй к первой. П. Орвиль указывает, что при повышенной температуре и в присутствии растворов этот эффект ведет к обеднению калием в породах с высоким содержанием кальция в условиях регионального метаморфизма, т. е. является причиной метаморфической дифференциации. Можно предположить, что и в магматических условиях накопление калия в некоторых породах частично обусловлено таким видом контроля.

В другой работе, посвященной также ионному обмену щелочами между полевыми шпатами и раствором щелочного хлорида, П. Орвилем показано, что равновесие расплав—кристалл весьма сходно с равновесием пар—кристалл. Это означает, что породы с суммарными составами полевых шпатов, близкими к минимуму плавления гранитов, могут быть получены и при гидротермальном ионном обмене в присутствии хлоридов щелочей. В этих условиях при давлении 2 кбар вершина кривой сольвус установлена при температуре 675°C и составе $Ab_{70}Or_{30}$, что характеризует его

большей асимметрией по направлению к альбиту по сравнению с сольвусом при давлении 1 кбар.

Кроме того, П. Орвилем установлена экспериментальная основа для понимания процессов щелочного приконтактового метасоматоза вблизи гранитных интрузий и в зоне эндоконтакта. Поскольку при понижении температуры газовая фаза, сосуществующая с двумя полевыми шпатами, становится беднее калием, следовательно, будет происходить замещение натриевого полевого шпата калиевым для установления равновесия в системе. Это может иметь место при поступлении летучих компонентов, содержащих щелочи, в более холодные вмещающие породы и обусловит образование порфиробласт калиевого полевого шпата. Сходные «порфиробласты», или «вкрапленники», могут возникать в более холодных апикальных и приконтактовых частях интрузий гранитов в процессе позднемагматической и пневматолитовой стадий автотаморфизма. Этим процессом, например, можно объяснить образование крупных порфировидных кристаллов упорядоченного микроклина в интрузиях гранитоидов Средней Азии и Приохотья [27].

Возможно, этот эффект будет иногда обратным выносу кремнезема и щелочей из гранитного расплава, определенному О. Татлом и Н. Боуэном. Ими установлена диффузия SiO_2 , K_2O и Na_2O в составе газовой фазы из гранитного расплава, и это явилось основанием для предположения о влиянии данного процесса на формирование зонально построенных интрузий. При этом могут образоваться граниты в центре, которые постепенно переходят ближе к контакту в гранодиориты и даже в кварцевые диориты. Это представление было развито И. Вэнсом [1961 г.], который нашел ряд подтверждений реальности упомянутого процесса на примере батолитов Северной Америки. У. Маккензи [1957 г.] также указывал на значительную миграцию кремнезема в составе газовой фазы. В его опытах стекло состава $\text{Ab}_{69,2}\text{Qu}_{30,8}$ находилось при температуре 700 °С в течение 260 ч. По окончании опыта у открытого конца трубки располагались кристаллы нефелина, в середине трубки нефелин+альбит, тогда как на дне были кристаллы альбита+стекло. Р. Эммонс [1953 г.] рассматривал формирование даек сиенитов и нефелиновых сиенитов в гранитном батолите штата Висконсин при помощи процесса десилификации гранитов с выносом кремнезема в газовой фазе.

В процессе калиевого метасоматоза, предлагаемого П. Орвилем, необходимым условием также является богатство первичной магмы водой. Кроме того, в случае кристаллизации от краев интрузии к центру возможна диффузия калия в охлажденные участки, которая вызовет интенсивную фельдшпатизацию уже закристаллизованных пород. При общем гранодиоритовом составе первичной магмы приконтактовые зоны в этом случае будут более лейкократовыми.

Роль давления при ионном обмене оценивается лишь предварительно. Отношение K/Na в составе газовой фазы, содержащей

щелочные хлориды в равновесии с двумя полевыми шпатами, уменьшается при увеличении давления. Следовательно, в относительно закрытой (изохорической) системе понижение температуры и увеличение давления действуют в одном направлении, т. е. способствуют формированию калиевого полевого шпата.

ГЛАВА VI

ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТНЫХ МАГМ И ИХ ЭВОЛЮЦИИ

§ 1. Частичное плавление природных образцов при максимальном водонасыщении

При образовании пород гранитоидного состава, по мнению различных исследователей, большую роль играют процессы переплавления (анатексиса и палингенеза) ранее существовавших осадочных и изверженных пород или процессы метасоматоза. В настоящее время получено много бесспорных физико-химических данных, объясняющих первый из упомянутых способов формирования гранитоидных расплавов в земной коре.

По-видимому, одним из ранних исследований, в котором показана возможность анатектического образования гранитного расплава, явилась работа А. А. Полканова [1913 г.] о реакционном влиянии даек диабазов на вмещающие породы. Не менее важны и экспериментальные работы О. Татла и Н. Боуэна, П. Уайли и О. Татла [5], Е. Кранка и Р. Ойя [1963 г.], Г. Платена [23], подтверждающие значение анатексиса. Обобщенные данные по плавлению аркозовых осадков и глинистых пород приведены П. Уайли и О. Татлом. По их мнению, кривая плавления аркозов близка к кривой плавления гранитов (рис. 60), однако при увеличении содержания кварца температура может несколько повышаться.

Кривая *D* отвечает началу плавления гранитов и аркозов, однако при насыщении гранитов водой (вес. %) они расплавятся полностью. В среде, содержащей HF, P₂O₅, SO₃ и Li₂O, температура плавления понижается значительно, чем при добавлении H₂O; наоборот, такие компоненты, как CO₂, HCl и NH₃, повышают температуру плавления гранитов. Если принять, что геотермический градиент равен 30 °C/км, значит граниты в присутствии водного раствора плавятся на глубине 21 км при температуре 635 °C. При добавлении HF даже в незначительных количествах этот процесс протекает на глубине 19 км при температуре 570—635 °C.

Кривая плавления глинистых сланцев *C* (рис. 60) показана двумя линиями с интервалом температур 15 °C, что обусловлено вариациями в составе сланцев. П. Уайли и О. Татл указывают, что при температуре на 150 °C выше кривой начала плавления сланцы на 40—50 % состоят из расплава, а также кварца, кордиерита и

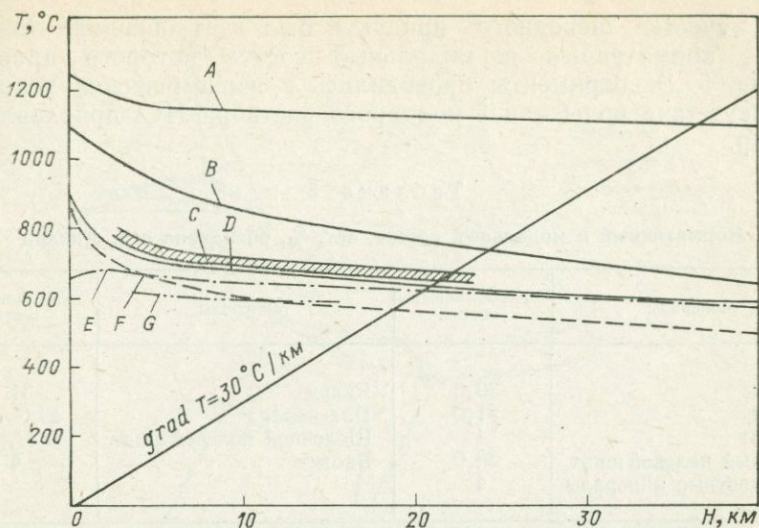


Рис. 60. Кривые плавления пород в координатах температура—глубина [5].

A—B — плавление толеитовых базальтов (*A* — полное, *B* — начало процесса); *C—F* — температура начала плавления (*C* — сланцев, *D* — гранитов, *E* — в системе $\text{CaO—CO}_2\text{—H}_2\text{O}$, *F* — гранитов в присутствии водяных паров, содержащих 96 вес. % H_2O и 4 вес. % HF); *G* — приближительная температура начала плавления в системе $\text{MgO—CaO—CO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Кривые *A* и *D* — плавление происходит в присутствии водяных паров; кривые *D* и *E* экстраполируются от 4200 бар, а *C* и *F* — от 2800.

анортита. Присутствие этих минералов при выборочном плавлении было установлено и Г. Платеном [23].

Минералы, которые могут сосуществовать с фазами, закристаллизованными из мобилизата, нередко называют «остаточными». Однако они являются не просто реликтами ранее существовавших твердых фаз. Их появление обусловлено перекристаллизацией и процессами метаморфической дифференциации в исходном веществе при плавлении. Для них применяют термины «рестит», «скиналит», «кинцигит» [Менерт К., 1963 г., 1971 г.].

Плавление кальцита начинается при давлении воды 1 кбар и температуре 740 °С. Из остатка, состоящего из известки, кальцита и воды, образуется, кроме того, портландит, и кривая плавления кальцита при низком давлении будет мало отличаться от кривой плавления гранита (рис. 60, кривая *E*). Кривая *G* соответствует температуре плавления вышеуказанного осадка, содержащего MgO. Другие добавочные компоненты также понижают температуры плавления нечистых известняков. Нужно отметить, что образующееся при этом количество расплава невелико по объему.

Г. Платен [23] экспериментально определил процессы кристаллизации расплавов и плавления пород, а также показал аналогию между поведением искусственных систем и процессами формирования природных мигматитов. В результате были получены ответы на многие спорные вопросы, возникающие при изучении мигматитов сложного состава.

В качестве исходного продукта был взят обсидиан (о. Липари), нормативный и модальный состав которого приведен в табл. 5. Эксперименты проводились в изохимических условиях в присутствии воды или 5-молярного раствора HCl при давлении 2 кбар.

Таблица 5

Нормативный и модальный состав, вес. %, обсидиана с о. Липари

Минералы	Нормативный состав	Минералы	Модальный состав
Кварц	30,5	Кварц	31
Альбит	31,0	Плагиоклаз	21 (An) ₂₀
Анортит	4	Щелочной полевой шпат	43 (Ab) ₃₃
Калиевый полевой шпат	30,0	Биотит	4
Темноцветные минералы	4		

На рис. 61, а точка состава обсидиана (квадрат) расположена на линии котектики в системе Ab—Og—Qu—H₂O, что позволяет предположить: первыми кристаллическими фазами в расплаве обсидиана должны быть кварц и щелочной полевой шпат. В действительности первым кристаллизовался щелочной полевой шпат, позднее к нему присоединился кварц, а на конечной стадии кристаллизации наряду с первыми минералами появился плагиоклаз. Г. Платеном для системы обсидиан—вода определены котектические линии и эвтектика, отличающиеся от таковых в системе Ab—Og—Qu—H₂O и соответствующие определенному отношению Ab/An, показанному плоскостью в тетраэдре Ab—Og—An—Qu (крестиками обозначены составы обсидианов, кружками—соответствующих расплавов). Этот исследователь указывает, что при кристаллизации расплава гранитов важно не непосредственное содержание анортита, а нормативное содержание анортита и альбита или значение отношения Ab/An.

Для выбранного состава обсидиана эвтектический расплав кристаллизовался при температуре 675, а полное плавление лейкократовых минералов происходило при 700 °C. Это указывает на небольшой интервал кристаллизации трех главных фаз. В опытах с различным количеством биотита эта фаза кристаллизовалась первой, а увеличение его содержания расширяло интервал кристаллизации.

В опытах, где в качестве флюидной фазы использовался 5-молярный раствор HCl, порядок кристаллизации и, следовательно, вид диаграммы плавкости иной. Здесь точка исходного состава находится в поле кристаллизации кварца (рис. 61, а, кривая 2). Этот минерал выделяется первым, а позднее к нему присоединяется плагиоклаз. Эвтектическая кристаллизация происходит при температуре 665 °C с выделением кварца, плагиоклаза и щелоч-

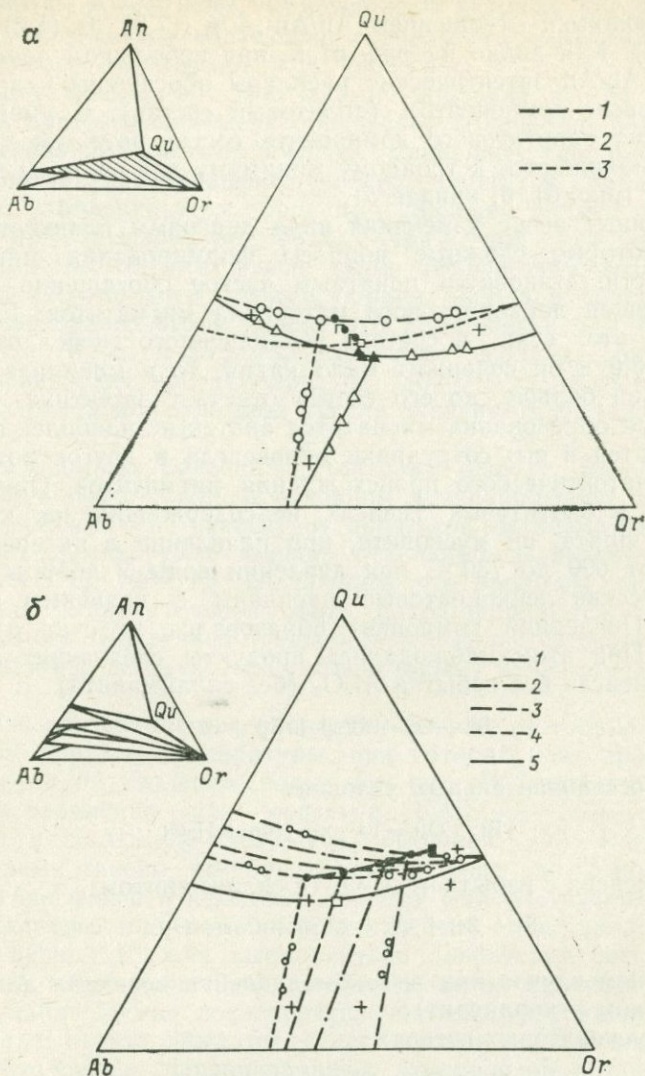


Рис. 61. Диаграмма кварц—альбит—ортоклаз с котектическими линиями и эвтектическими точками. По Г. Платену [23].

a — для систем: 1 — обсидиан—вода ($Ab/An=7,8$; $T=675^\circ C$), 2 — обсидиан—вода—5-молярный раствор HCl ($Ab/An=7,8$; $T=665^\circ C$), 3 — кварц—альбит—ортоклаз—вода ($Ab/An=\infty$) при давлении 2 кбар; *b* — для систем: 1—4 — обсидиан—вода—анортит (1—15% An , $Ab/An=1,8$; 2—8% An , $Ab/An=3,8$; 3—6% An , $Ab/An=5,2$; 4—4% An , $Ab/An=7,8$); 5 — альбит—ортоклаз—кварц—вода ($Ab/An=\infty$).

ного полевого шпата. Таким образом, состав флюидной фазы сильно меняет порядок кристаллизации.

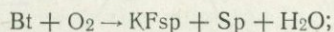
Г. Платен изучил и влияние содержания анортитового компонента (отношения Ab/An) на кристаллизацию гранитного расплава. В опытах осуществлялось плавление — кристаллизация

обсидиана при различном содержании анортита и соответственно с изменяющимся отношением Ab/An : 4 % (7,8) 6 (5,2), 8 (3,8) и 15 (1,8). Как видно на рис. 61, б, при небольшом значении отношения Ab/An эвтектические расплавы обогащены кварцевым и ортоклазовым компонентом (аплитовый состав). С уменьшением содержания анортитового компонента состав эвтектического расплава приближается к тройному минимуму для системы $Ab-Og-Qu-H_2O$ (рис. 61, б, кривая 5).

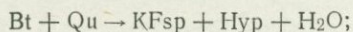
Описанные выше изменения вида диаграмм плавкости объясняют некоторые сложные вопросы формирования мигматитов. В частности, становится понятным частое обогащение калиевой составляющей лейкократового материала мигматитов. Г. Платен показал, что если в составе неизмененного гнейса отношение $Ab/An = 3,0$ и он содержит мало калия, то в мобилизате калия значительно больше, но его состав отвечает эвтектике. Следовательно, при образовании мигматитов анатексис наиболее вероятен.

Г. Платен и его сотрудники опровергли и другое возражение против анатектического происхождения мигматитов. Они определили, что в биотитовых гнейсах, не содержащих ни калиевого полевого шпата, ни мусковита, при плавлении в интервале температур от 690 до 730 °С при давлении воды 2 кбар возникают анатектические лейкократовые расплавы с калиевым полевым шпатом. Последний компонент образовался за счет плавления биотита. При этом наблюдались продукты следующих реакций:

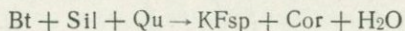
— в гнейсах без избытка Al_2O_3 (без силлиманита)



— в восстановительных условиях

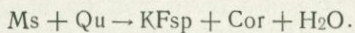


— в гнейсах с избытком Al_2O_3 (с силлиманитом)



(в последнем случае при высоком давлении возникал альмандин, а при низком — кордиерит);

— в мусковитовых гнейсах



Значимость приведенных реакций для природных объектов Г. Платен обосновывает изменением пород, подвергшихся плавлению при внедрении базальтовой магмы (по данным С. Коритнига). Первичные породы в этом случае почти не содержали калиевого полевого шпата, однако анатектические расплавы несут в себе много калиево-полевошпатового компонента и их состав изменяется от гранитного до гранодиоритового.

Полевые исследования также подтверждают, что по гнейсам, содержащим избыток глинозема, образуются мигматиты с кор-

диеритом и альмандином. Чарнокитовые граниты могут формироваться в результате анатексиса гнейсов без избытка глинозема [Саранчина Г. М., Лыгина В. В., 1968 г.].

Результаты опытов с граувакками показали, что их первичный состав в значительной мере определяет количество возникающих при нагревании метаморфических минералов: кордиерита—биотита—плагноклаза—калиевого полевого шпата и кварца. Анатектическое плавление этих пород при давлении воды 2 кбар началось при температуре 680 °С. При этом, чем ниже было отношение Ab/An , тем выше была температура возникающего расплава. Кроме того, первые порции расплава содержали тем больше ортоклазового и кварцевого компонента, чем ниже было отношение Ab/An в метаморфизованных осадках. Полное плавление происходит при температуре 730—770 °С, и состав анатектических расплавов конечной стадии зависит от состава исходных пород.

Все эти данные привели Г. Платена к выводу, что образование мигматитов обусловлено в основном возникновением анатектических расплавов и не зависит от процессов метасоматоза. Это заключение противоречит мнению отдельных исследователей [Судовиков Н. Г., 1967 г.], считающих, что процессы селективного плавления в значительной мере подготавливаются процессами метасоматоза. Последнее предположение является скорее выходом из трудностей гипотез, чем объективным доказательством процесса.

Состав анатектических расплавов зависит не только от состава исходных пород и температуры, при которой идет процесс плавления, но и от давления воды. На рис. 54 изображены кривые начала плавления для составов $KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$ (кривая III) и $NaAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$ (кривая IV). Расположение этих кривых таково, что при давлении воды до 2 кбар первой плавящейся фазой в исходных породах соответствующего состава будет калиевый полевой шпат, тогда как при давлении более 2 кбар первой должна выплавляться альбитовая составляющая.

С этой точки зрения не лишено основания предположение, что обычно наблюдаемая последовательность формирования мигматитов и даже интрузивных тел—плаггиогранит—микроклиновый гранит—обусловлена первоначальным выплавлением при высоком давлении воды расплава, обогащенного альбитом, а позднее в относительно «сухих» условиях остатка, более богатого калием.

§ 2. Плавление природных образцов в условиях водоненасыщения

В настоящее время для серии пород от гранита до габбро построены диаграммы, которые отражают условия их плавления не только при избытке воды и в присутствии самостоятельной паровой фазы, но и при интенсивном уменьшении водной составляющей вплоть до положения «сухого» ликвидуса [94]. Эти данные

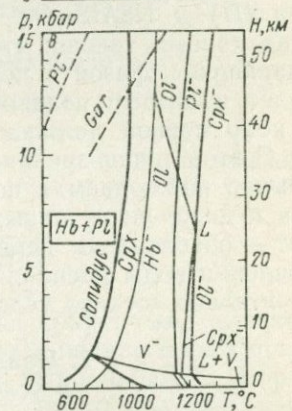
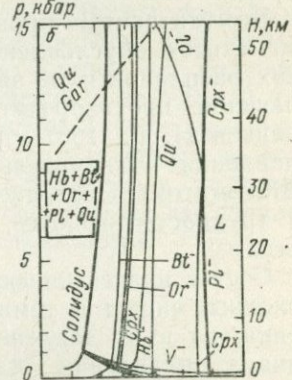
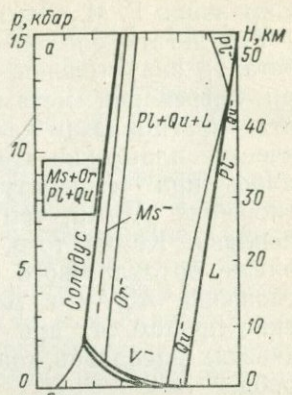
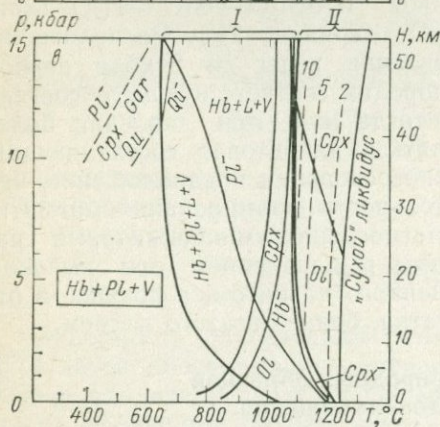
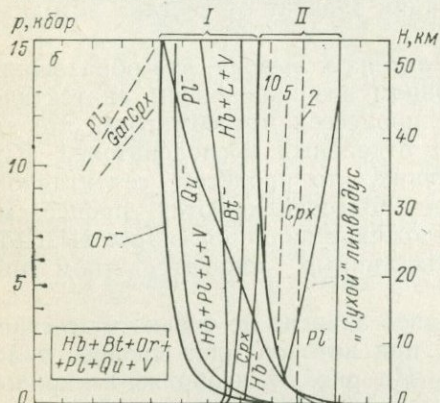
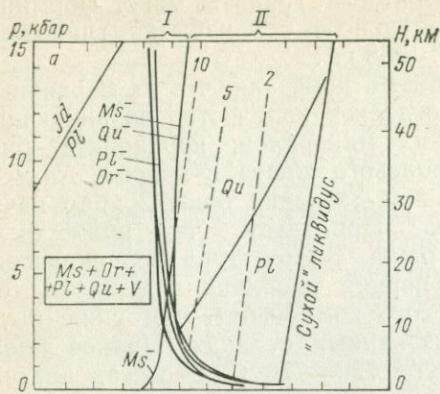


Рис. 62. Фазовые диаграммы для мусковитового гранита (а), тоналита (б) и габбро (в). По П. Уайли [94].

I — интервал плавления с избытком воды; II — поверхность водонасыщенного ликвидуса; штриховые линии — содержание воды в расплаве, вес. %

Рис. 63. Фазовые диаграммы для мусковитового гранита (а), тоналита (б) и амфиболита (в) без самостоятельной паровой фазы. По П. Уайли [94].

имеют существенное значение для анализа генерации магматических расплавов, особенностей их кристаллизации и эволюции.

На рис. 62, а показана p — T -диаграмма для мусковитового гранита. В левой ее части интервал плавления с избытком воды для давления до 5 кбар довольно узкий и соответствует анхизвтектическому составу. При увеличении давления поле кварца расширяется (ср. рис. 53), меняется характер наклона кривой плавления гранита, так как вместо плагиоклаза начинает выделяться кварц. На рис. 62, б приведена диаграмма плавления тоналита, которая по температуре начала плавления водонасыщенной кривой очень незначительно отличается от таковой мусковитового гранита. Однако ликвидус для этих пород при избытке воды уже выше гранитного на 200—300 °С. Таким образом, интервал плавления для тоналита с избытком воды значительно превышает таковой гранита, что объясняется присутствием биотита, амфибола и более высоким содержанием в тоналитах кальциевого плагиоклаза. Но при этом сужается интервал плавления водоненасыщенных составов. Как показывает диаграмма плавления габбро (амфиболита) (рис. 62, в), интервал плавления его с избытком воды еще шире, чем у тоналита. Одновременно отмечается еще большее сокращение водоненасыщенного ликвидуса.

Фазовые диаграммы, отражающие плавление гранита, тоналита и амфиболита (габбро), содержащих водные минералы, но без самостоятельной паровой фазы, изображены на рис. 63. В этих породах содержание воды составляет несколько десятых долей процента, вся она связана в кристаллической структуре водных минералов. Для мусковитового гранита (~0,6 вес. % H_2O) плавление начинается с разложения мусковита, освобождения воды и формирования водоненасыщенной жидкости. Отметим обратный наклон кривой солидуса для этих условий в сравнении с таковым для избытка воды. Заметно также, что интервал плавления в рассматриваемом случае значительно шире и что кварц с плагиоклазом сосуществуют с расплавом в значительном температурном интервале. Свободная паровая фаза встречается только при низком давлении и в ограниченном ряду температур. Плавление тоналита (0,3 вес. % H_2O) начинается с разложения биотита, который разрушается в более широком температурном интервале, чем мусковит. Следовательно, вблизи солидуса количество расплава ограниченное. Для амфиболита (0,5—1,0 вес. % H_2O) плавление начинается с разложения амфибола при значительно более высокой температуре, чем солидус для мусковита и биотита. Отмечается также исчезновение плагиоклаза при более высокой температуре, чем для этой породы, но при избытке воды (см. рис. 62, в).

Ряд важных деталей процесса плавления хорошо заметен на изобарических диаграммах в координатах X — T , где X — порода с постоянным количеством кремнезема в равновесии с различным содержанием воды (рис. 64). При давлении 10 кбар для каждой породы видны три различные реперные температуры плавления,

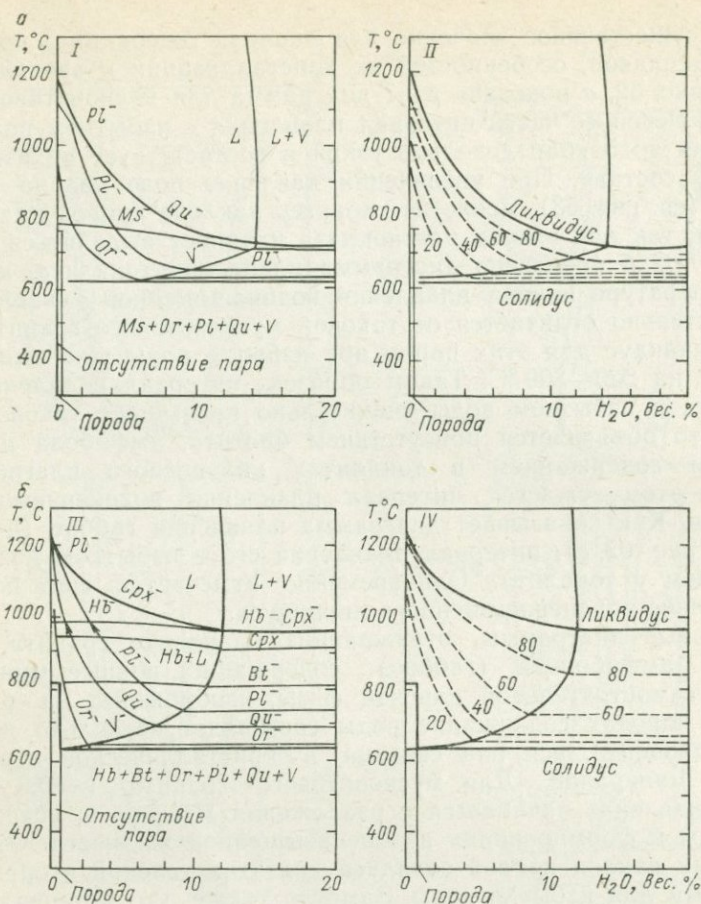


Рис. 64. Фазовые диаграммы в координатах $X-T$ для систем мусковитовый гранит—вода (а) и тоналит—вода (б) при давлении 10 кбар. По П. Уайли [94].

Цифры на диаграмме — доля расплава.

зависящие от содержания воды: 1) для безводных составов (0 % H_2O) для гранита 960 и для тоналита 1000 °С; 2) для пород с десятими долями процента воды температура солидус соответствует реакции дегидратации водных минералов в условиях отсутствия воды; 3) при наличии даже следов свободной водной фазы температура начала плавления соответствует солидусным кривым на рис. 62, а и б, т. е. 610 °С для гранита и 630 для тоналита.

На рис. 64 отчетливо заметны уменьшение интервала плавления пород с ростом содержания воды, а также границы ассоциаций с паром и без него: точка пересечения этой границы с ликвидусом характеризует растворимость H_2O в жидкости при давлении 10 кбар. Границы фаз, содержащих воду, горизонтальные.

Диаграммы показывают, что, несмотря на различный температурный интервал плавления пород, зависящий от содержания воды, первые порции расплава остаются гранитными по составу. В соответствии с рис. 64, I и II гранит с 6 вес. % H_2O плавится внутри интервала $20^\circ C$ с образованием 20 % расплава, насыщенного водой. Для гранита с 1 вес. % H_2O температура должна быть поднята на $200^\circ C$ выше солидуса, чтобы получить 20 % расплава, недосыщенного водой.

Из рис. 64, III, IV видно, что в тоналите с избытком воды щелочной полевой шпат, кварц и плагиоклаз плавятся совместно в температурном интервале около $100^\circ C$; при этом образуется расплав гранитного состава, сосуществующий с вторичными остаточными фазами в интервале $200^\circ C$ до ликвидуса. В тоналите с 1 вес. % H_2O эти минералы сосуществуют с водоненасыщенной жидкостью в очень большом температурном интервале. Таким образом, рис. 64, IV показывает, что для общего состава с 7 вес. % H_2O нужно поднять температуру на $100^\circ C$ выше солидуса, чтобы получить 60 % расплава, насыщенного водой. С другой стороны, при малом содержании воды (~ 1 вес. %) требуется поднять температуру на $400^\circ C$ выше солидуса для образования 60 % водоненасыщенного расплава.

На рис. 65, а видны интервалы плавления для серии пород габбро-гранит при переменном содержании воды. На рис. 65, б субсолидусные ассоциации включают пар, а водонасыщенный расплав существует только внутри очень узкого температурного интервала выше солидуса. При этом содержание H_2O в жидкости в условиях насыщения составляет около 15 вес. % (кривая пара) и уменьшается до 2 вес. % на ликвидусе.

Анализ приведенных диаграмм плавления показывает, кроме того, что слюдястые граниты при значительном содержании воды являются продуктом анхизэвтектической кристаллизации расплава с небольшим интервалом плавления. Этот расплав может образоваться двумя различными путями. В первом случае гранитный расплав — продукт анатектического плавления. При отчетливом отрицательном наклоне кривых начала плавления водонасыщенного гранита пространственно-временная «жизнь» такого расплава является ограниченной. Это вызвано тем, что адиабатические кривые, идущие под небольшим углом к оси давления, пересекают солидус водонасыщенных расплавов, следовательно, уменьшение давления приводит к его кристаллизации.

Другой путь образования гранитного расплава — фракционная кристаллизация более мафических магм, например гранодиоритовых или тоналитовых. Все они имеют значительный температурный интервал кристаллизации, а также гранитный состав близсолидусных минералов. Кажется вероятным, что эти физико-химические данные поддерживаются физиографическими наблюдениями, указывающими на многостадийность процесса кристаллизации минералов в гранодиоритах, что весьма характерно для фракционирования. Попутно отметим, что для тоналитов, грано-

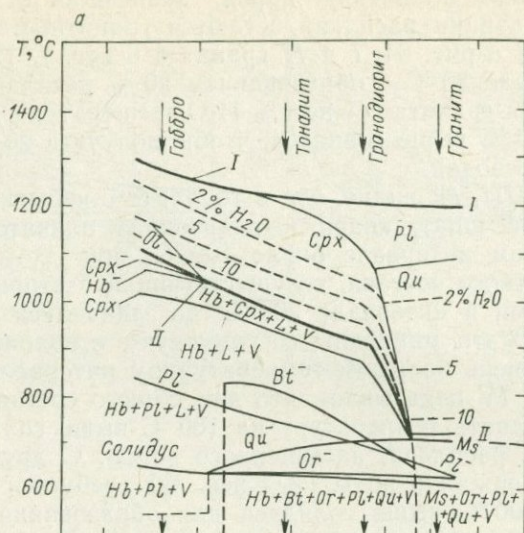


Рис. 65. Фазовая диаграмма для серии пород габбро—гранит с содержанием воды переменным (а) и 2 вес. % (б) при давлении 10 кбар. По П. Уайли [94].

I — «сухой» ликвидус; II — ликвидус с избытком воды. Знак «минус» (—) соответствует исчезновению фазы.

диоритов и гранитов (не обогащенных K_2O) калиевый полевой шпат является самым поздним (близосолидным) минералом. Естественно поэтому, что он обнаруживает реакционные взаимоотношения с более ранними силикатными фазами и, обогащая остаточные расплавы и растворы, возможно, создает эффект «калшпатизации» в закристаллизованных участках массивов.

Тоналитовые и гранодиоритовые породы почти никогда не встречаются в составе жильного материала мигматитов. Это обусловлено высокой температурой плавления соответствующих составов ($800-1000^\circ C$) при умеренном водосодержании (2 вес. % H_2O). Температура $1000^\circ C$ требуется, чтобы достичь полного плавления тоналитов при максимальном водосодержании (11 вес. % H_2O). При недостатке воды температура плавления поднимается до $1200^\circ C$ и одним из показателей таких условий является минерал ранних стадий кристаллизации — клинопироксен, который в дальнейшем может замещаться амфиболом и биотитом.

Состояние водоненасыщенности гранитоподобных расплавов, по-видимому, определяется участием в составе сложных флюидов летучих компонентов меньшей растворимости, чем вода. Главным из таких летучих является CO_2 , наряду с CO , CH_4 .

Даже не привлекая гипотетических представлений о CO_2 -содержащих мантийных флюидах, можно высказать более реальные предположения о вхождении CO_2 в состав флюидов, способствующих анатексису. Вычисления Дж. Холлоуэя [53] показывают, что реакция кальцита с кварцем с образованием волластонита и углекислого газа осуществляется или несколько ниже температуры гранитного минимума, или слегка выше солидуса (рис. 66, а). Как видно на рис. 66, а, температура ликвидуса повышается более чем на $100^\circ C$ при увеличении активности CO_2 до значения 0,5. Наряду с этим главным следствием вхождения CO_2 в состав флюидов, равновесных с силикатным расплавом, важными являются некоторые физико-химические особенности уменьшения активности воды.

На рис. 66, б для разных значений мольных долей CO_2 во флюиде $X_{CO_2}^v$ показано содержание CO_2 в альбитовом расплаве. Количество растворенного углекислого газа и во флюиде, и в расплаве обусловлено давлением, уменьшение которого ведет к сокращению растворимости CO_2 . Вправо от линий определенных значений $X_{CO_2}^v$ расплав насыщен углекислым газом, который существует как самостоятельная флюидная фаза.

В целом установлена небольшая растворимость CO_2 в силикатном расплаве даже для давления 10 кбар, и это существенно отличает поведение CO_2 от поведения H_2O при равновесии с магмой. Так, при давлении 10 кбар растворимость H_2O в силикатном расплаве достигает 18 вес. %, тогда как для CO_2 она составляет лишь 0,8 вес. %. При совместном присутствии H_2O и CO_2 в составе сложного флюида в магме требуется значительно меньше H_2O ,

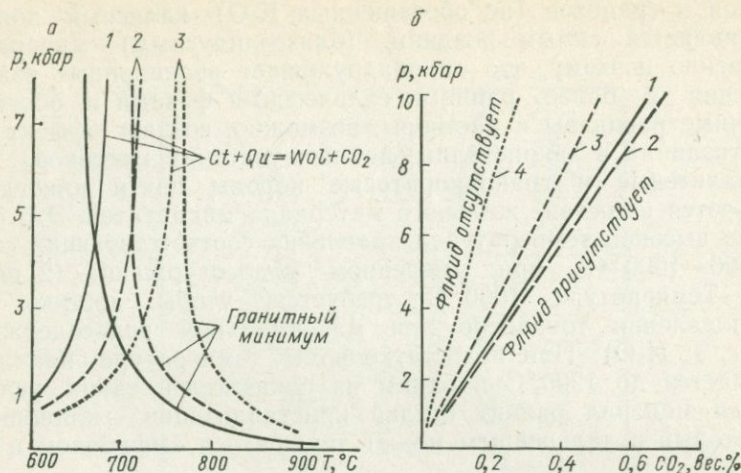
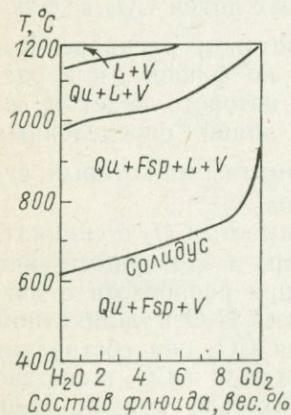


Рис. 66. Кривые «гранитного минимума» и реакций декарбонатизации (а) и растворимость CO_2 в альбитовом расплаве для смеси $H_2O + CO_2$ во флюиде (б). По Дж. Холловею [53].

a_{CO_2} : 1 — 0,1; 2 — 0,25; 3 — 0,5; $X_{CO_2}^v$: 1 — 1,0; 2 — 0,75; 3 — 0,5; 4 — 0,25.

чтобы появилась самостоятельная паровая фаза, свидетельствующая о насыщении расплава летучими компонентами.

На рис. 67 показаны фазовые взаимоотношения гранита в смеси с флюидом (H_2O и CO_2) при 2% его содержания. Отмечаются упрощения минералогического состава субсолидусного гранита и при его плавлении. Довольно значительно увеличиваются температуры солидуса и ликвидуса с возрастанием отношения CO_2/H_2O . Вследствие низкой растворимости CO_2 при таких давлениях (см. рис. 66, б) паровая фаза присутствует во всем интервале плавления, несмотря на то что содержание H_2O недостаточно для насыщения расплава. В свою очередь для некоторых интервалов давления растворение CO_2 в силикатных расплавах обуславливает положительный наклон кривых солидуса и, следовательно, определяет существование расплава с уменьшением давления при подъеме магм.



Присутствие газовой фазы, способной к растворению целого ряда полезных компонентов, повышает вероятность миграции летучих на различных стадиях подъема и кристаллизации магмати-

Рис. 67. Фазовые взаимоотношения в системе гранит— H_2O — CO_2 . По П. Уайли [94].

ческих расплавов. Это особенно ясно при переходе «закрытой» системы в «открытую» и уменьшении растворимости CO_2 . Низкая растворимость CO_2 в силикатных расплавах при коровых давлениях — благоприятный фактор для проявления эффекта закаливания магм, если они контактируют с известняком. В условиях регионального метаморфизма могут происходить процессы декарбонатизации и в этом случае добавление CO_2 в силикатный расплав при определенном давлении служит причиной экстракции H_2O из магмы и ее кристаллизации.

По влиянию на процессы плавления главных породообразующих минералов выделяются три типа пород. Первый тип — габброидные (амфиболиты), они не содержат щелочного полевого шпата и первая жидкость образуется из натриевой и калиевой составляющих их плагиоклаза совместно с небольшой пропорцией разрушающегося амфибола. Значительный интервал плавления определяется высокотемпературной диссоциацией амфибола. Второй тип — граниты, характеризуются субкотектическим плавлением щелочного полевого шпата, кварца и плагиоклаза, температура ликвидуса в них является функцией содержания воды. Третий — тоналиты и гранодиориты, включающие в свой состав гранитные минералы, которые имеют низкотемпературный интервал плавления, и габброидные (амфибол, клинопироксен и кальциевый плагиоклаз). Последние определяют высокую температуру ликвидуса, независимо от содержания H_2O .

Если в породах присутствуют Al_2O_3 , CaO и MgO в количествах, превышающих таковые для серии габбро—гранит, то характер процессов плавления сохраняется с минимальными температурами перехода в жидкое состояние кварц-полевошпатовой составляющей. Лишь при более высокой температуре имеет место влияние дополнительных компонентов и температура ликвидуса будет выше, чем показано на рис. 62 для пород серии габбро—гранит.

В настоящее время для ряда регионов определены термодинамические условия проявления процессов метаморфизма. Эти данные вместе с кривыми геотермического градиента для щитов и океанов нанесены на обобщенную диаграмму, отражающую условия образования водонасыщенных и водоненасыщенных расплавов (рис. 68). Кривые *a—e* отражают термодинамические условия метаморфизма амфиболит-гранулитовых фаций на различных глубинах с максимальными температурами между 700 и 800 °C. На рисунке показаны также наивысшие принимаемые температурные оценки гранулитовой фации Норвегии (*f*) и Шотландии (*g*). Из рис. 68 видно, что кривые начала плавления с избытком воды для серии габбро—гранит пересекаются большинством метаморфических кривых. Отсюда следует, что процессы анатексиса определяют возникновение зон мигматитов в условиях амфиболитовой фации.

Есть основание предполагать для гранулитовой фации метаморфизма высокое отношение $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$, и это, по-видимому, может

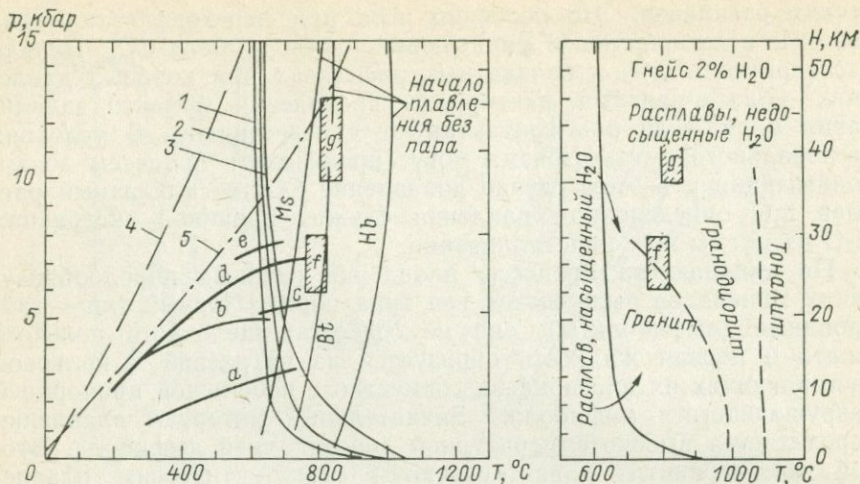


Рис. 68. p - T -диаграммы, отражающие термодинамические условия метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций для различных регионов и условия плавления пород в серии гранит—тоналит—габбро. По П. Уайли [94].

1—3 — водонасыщенные солидусы (1 — гранита, 2 — тоналита, 3 — амфиболита); 4—5 — геотермы (4 — щитов, 5 — океана).

свидетельствовать об уже прошедшем относительно низкотемпературном анатексисе для пород гранулитовой фации и удалении расплава, богатого водным флюидом.

Новый этап плавления для пород гранулитовой фации может начинаться при температуре, при которой остаточные водные минералы (биотит, амфибол) будут реагировать, освобождая H_2O для водоненасыщенного расплава. На рис. 68 область образования водоненасыщенных гранитных и гранодиоритовых расплавов располагается правее кривых распада мусковита и биотита, при температуре выше 800—900 °C.

Значение последних экспериментальных работ по плавлению разнообразных пород габбро-гранитной серии состоит и в том, что они раскрывают более общий случай термодинамики генерации расплавов, осуществляющейся в природе, когда плавление происходит не при $p_{H_2O} = p_{общ}$. Тогда особенно значительным оказывается буферизирующее влияние водосодержащих минералов (мусковита, биотита, амфибола), которые, разрушаясь с ростом температуры, образуют водоненасыщенную жидкость. Напомним, что распад этих минералов при давлении 6—8 кбар происходит в такой последовательности: мусковит (при 700—750 °C), биотит (800—900 °C), амфибол (900—950 °C). Присутствие в изверженных породах водосодержащих минералов свидетельствует не об избытке воды, а лишь об ее участии как компонента расплава.

По реальным оценкам p_{H_2O} отличается от $p_{общ}$, определение их весьма затруднено. Делались попытки определить p_{H_2O} для вулканогенных пород исходя из изменения соотношения между фено-

кристаллами кварца и полевых шпатов, поскольку это отношение в синтетической системе альбит—ортоклаз—кремнезем—вода уменьшается с ростом давления воды. Однако полученные значения не точны из-за влияния анортитового компонента. Термодинамические расчеты по определению p_{H_2O} и f_{H_2O} также не вполне надежны, поскольку реальные оценки температуры, составов минералов и влияния других летучих компонентов могут быть неопределенными.

Показательно, что наряду с последними экспериментальными данными, свидетельствующими о водоненасыщенности широкого спектра природных силикатных расплавов, полевые наблюдения также убедительно показали, что в процессе анатектического мигматитообразования гранитная магма недосыщена водой. Эти наблюдения многих петрологов могут быть суммированы следующим образом.

1. В метаморфических породах, относящихся к высокотемпературной части амфиболитовой и гранулитовой фаций, сохраняется парагенезис кислый плагиоклаз—ортоклаз—кварц, и, следовательно, реакция $Pl + Qz + Kfs + H_2O \rightarrow L$, начинающаяся при температуре 630—670 °C с образованием расплава, не проходит до конца даже при температуре 800—950 °C в условиях гранулитовой фации. Естественно, что «заторможенность» этой реакции и неполнота выплавления прежде всего обусловлены недостатком воды.

2. Присутствие многофазных парагенезисов в жильном материале мигматитов и появление в нем граната, гиперстена, кордиерита свидетельствуют об инертном поведении воды, ее недостатке и образовании безводных минералов при реакциях дегидратации слюдястых фаз. Кроме того, изучение соотношений темноцветных безводных минералов в субстрате и жильном веществе мигматитов показывает, что их доля в анатектическом материале в 2—3 раза выше, чем в субстрате, что, вероятно, обусловлено интенсивной дегидратацией темноцветных водосодержащих минералов в расплаве в условиях недостатка воды. В этом случае вовлекаемые в процесс плавления амфибол, биотит и мусковит обеспечивают образование водоненасыщенного расплава и безводных темноцветных минералов.

Для крупных гранитных плутонов, магма которых в отличие от мигматитов представляет собой продвинутую стадию плавления, можно предполагать наличие в кварц-полевошпатовом расплаве некоторого количества тугоплавкого кристаллического материала, такого, как основной плагиоклаз, роговая обманка и биотит. Агрегаты этих минералов, возможно, формируют «амфиболитовые» ксенолиты, обычные для гранитоидных пород.

По представлениям ряда авторов, слишком высокие температуры, полученные в процессе экспериментальных работ по образованию гранодиоритовых и более основных расплавов, не являются обязательными. Этот вывод может быть справедливым только при предположении, что гранодиоритовые, тоналитовые и

адамеллитовые интрузии представляют собой смесь расплава и реликтового вещества. Такое представление развивают А. Уайт и Б. Чаппел [90], которые одновременно сделали попытку различить два типа гранитоидов в зависимости от состава пород, подвергавшихся процессу частичного плавления.

Первый S-тип возник при частичном плавлении осадочных, главным образом пелитовых, пород, которые изначально пересыщены глиноземом и имеют низкое отношение Na/K. Кроме того, поскольку пелитовые породы обогащены рубидием по отношению к стронцию, то со временем они становятся обогащенными радиоактивным изотопом ^{87}Sr . Гранитные расплавы, образованные по исходным пелитовым породам, в качестве реститных, или остаточных, минералов могут содержать алюмосиликаты (в основном, силлиманит), кордиерит, гранат и биотит. Граниты также будут иметь низкое отношение Na/K и высокое $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ даже в том случае, если они формируются из расплава-минимум без следов реститового материала. Отклоняющиеся от составов-минимум граниты этого типа обычно имеют относительно непостоянный состав.

I-тип гранитов происходит из источников, имеющих изверженный состав (базальтов, андезитов и их метаморфизованных эквивалентов), и, следовательно, характеризуется высоким отношением Na/K и общим более высоким содержанием Na, K и Ca относительно Al.

А. Уайт и Б. Чаппел считают, поскольку оба типа гранитов представляют собой смесь расплава и остаточных (реститовых) масс, в гранитах I-типа включениями являются мафические минералы: пироксен и замещающий его в стадию поднятия магмы и насыщения расплава водой амфибол. Кроме того, последний тип гранита более постоянен в отношении общего химизма и изотопного состава, что обусловлено гомогенностью источника плавления.

В процессе анатексиса образования около 50 % расплава по отношению к исходному объему первичных пород вполне достаточно для движения смеси жидкости и части остаточных фаз в верхние горизонты. При этом происходит гомогенизация магмы. Крайний случай образования гранитной магмы — это генерация расплава-минимум и создание очень фельзитических пород, в которых содержание кремнезема составляет около 76 %, а Mg, Sr и Ni близко к нулю. В минеральном составе таких пород почти полностью отсутствуют сложнзональные плагиоклазы, нет кордиерита или продуктов его изменения.

Если вещество, подвергающееся плавлению, проходит стадию образования расплава-минимум и смесь не полностью освободилась от рестита, общий состав таких пород будет лежать на «линии несмешивания» между расплавом-минимум и реститом, проходя через состав источника породы.

А. Уайт и Б. Чаппел указывают, что признаками, характеризующими гранодиориты, образованные при неполном плавлении первично изверженного материала, являются несколько более основные ядра в плагиоклазах, их сложная зональность, ядра

пироксенов в амфиболах. Однако эти минералогические особенности могут возникать и при нормальной последовательности кристаллизации из гомогенной магмы. Кроме того, при неполной степени плавления и внедрении «каши» трудно объяснить однородность состава многих массивов.

Нужно принимать во внимание также многократно установленную в складчатых областях последовательность образования пород в магматических комплексах, отражающих эволюцию расплава от диоритов к гранодиоритам и гранитам. Эта последовательность обратна анатектической модели плавления, при которой кислый солидус и ликвидус достигаются раньше среднего.

§ 3. Геохимическая характеристика гранитоидных пород

В последнее десятилетие важными индикаторными параметрами изверженных пород, и в частности гранитов, стали изотопные отношения целого ряда элементов: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и др. [71].

По стронциевому отношению выделяют две группы гранитоидов. Одна из них обогащена радиогенным стронцием и имеет значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710 \div 0,740$. Интрузивные тела обычно залегают в высокометаморфизованных породах амфиболитовой фации. Предполагается, что они могли сформироваться при переплавлении высокометаморфизованных осадочных пород.

Другая группа гранитов вне зависимости от возраста имеет изначально низкую оценку $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703 \div 0,706$. Близкие к этим значения имеют большинство батолитов Северной Америки, знаменитые батолиты Перуанского и Чилийского побережья Южной Америки и т. п. Для таких гранитных пород предполагается участие главным образом мантийного материала при плавлении и формировании магм.

Промежуточные между этими крайними группами значения стронциевых изотопов могут быть обусловлены или процессами сиалической контаминации мантийных магм, или плавлением океанической коры в зонах субдукции. В последнем случае мантийные магмы частично извлекают радиогенный стронций или рубидий из древней сиалической коры либо обедненная радиогенным стронцием базальтовая кора формирует кислые дериваты.

Обращают на себя внимание следующие факты. Большая мощность коры (например, 70 км в районе Перуанского батолита) не изменяет первично-мантийных изотопных соотношений, и значения их в частных интрузивных телах с увеличением возраста таковы: Санта-Роза $0,70411 \pm 0,0001$ (77 млн. лет), Пускао $0,70411 \pm 0,0008$ (65 млн. лет) и Сайон $0,70400 \pm 0,0024$ (64 млн. лет). В то же время в батолитах Орегона, Вашингтона и Айдахо установлена зависимость первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от типа коры. Там четкой границей служит поле гранитов, прорывающих фанерозойские эвгеосинклинальные образования, с отношением стронциевых изотопов 0,702—0,704 и гранитов, поднятых через

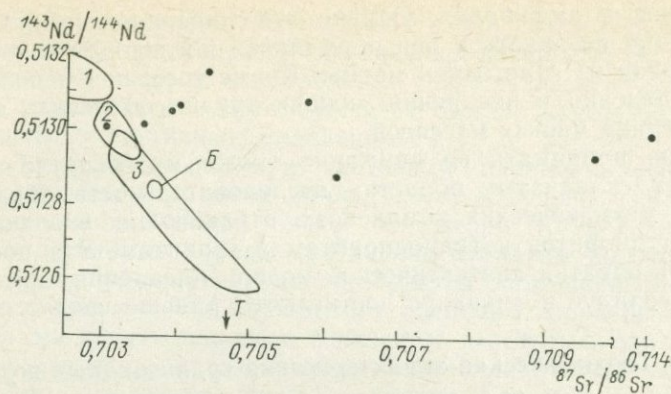


Рис. 69. Диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ с основными типами мантийных базальтов.

1 — срединно-океанических хребтов; 2 — Исландии; 3 — вулкана Этны и вулканов Кении, Патагонии; Б — Боувейт; Т — островов Тристан-да-Кунья. Точки — базальты, измененные взаимодействием с морской водой.

протерозойское основание, с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,706 \div 0,707$. Для последних гранитов предполагается смешение мантийных магм с переплавленным коровым веществом.

Сравнительно недавно получены новые данные о том, что для некоторых мантийных пород (ксенолитов) могут встречаться значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71$, следовательно, промежуточные, как указано выше, значения, равные 0,705—0,708, не всегда свидетельствуют об ассимиляции мантийными расплавами корового материала.

Более надежные данные о геохимических особенностях областей плавления или обстановке эволюционных тенденций магм получаются при комбинированном изучении стронциевых и неодимовых изотопов. Это совместное рассмотрение основывается на взаимосвязанном поведении отношений Sm/Nd и Rb/Sr в течение геологической истории Земли, а также вычисленных современных оценках: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51262$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045 \div 0,7050$. Таким образом, современные с мантийным источником вулканические породы имеют высокие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и низкие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по сравнению с составом Земли на сегодняшний день. Для этих образований вещество мантии, подвергавшееся плавлению, обеднено рубидием и легкими редкими элементами. Такие ассоциации, как базальты срединно-океанических хребтов, вулкана Этна, вулканических пород из зоны рифта в Кении и др. (рис. 69), формируют определенный тренд на диаграмме в координатах стронциевых и неодимовых изотопов.

Гидротермальное изменение этих пород с участием морской воды приводит к фракционированию изотопов неодима и стронция. При этом отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ возрастает, поскольку для океанической воды оно составляет 0,7092, а отношение изотопов неодима не изменяется. Континентальные образования имеют более высокие значения стронциевых и низкие неодимовых изотопов.

Эти данные положены в основу сравнения геохимических систем, отражающих условия образования вулканогенных пород на окраине континентов: базальтов, андезитов и их кислых производных. Результаты геохимического изучения показывают, что и в толентах островных дуг, и в континентальных андезитах наблюдается увеличение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по сравнению с таковым для пород срединно-океанических хребтов. Кроме того, повышение содержания радиогенного стронция вызывается не добавлением плавящегося материала коры, но, вероятно, интенсивной дегидратацией материала в зоне субдукции. Например, для Южных Сандвичевых островов первичные магмы имеют: $\text{Rb}/\text{Sr} = 0,08$, $\text{Ce}_N/\text{Yb}_N = 0,8$. Эти параметры свидетельствуют об обогащении щелочами, щелочноземельными элементами, но обеднении легкими лантаноидами. Если $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704$, это указывает на возможность частичного плавления в зоне субдукции, однако в этом случае можно было бы ожидать и обогащения легкими лантаноидами ($\text{Ce}_N/\text{Yb}_N \geq 1$). Отсутствие этого позволяет предполагать дегидратацию, но не плавление в зоне субдукции.

Предполагается, что около 5% кристаллического материала Эквадора и севера Чили было ассимилировано андезитовыми магмами и это объясняет некоторое возрастание $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,704 и 0,708 соответственно) и уменьшение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (до 0,1526 и 0,1522—0,1523). В частности, этим процессом контаминации обусловлен и несколько более кислый характер упомянутых выше андезитов.

Рассмотрим на ряде конкретных примеров геохимические характеристики природных комплексов, на основе которых можно сделать достоверные петрогенетические построения.

В общеизвестном метаморфическом поясе британских каледонид распространены два типа гранитов [71]. «Старые» возникли в период каледонских деформаций и метаморфизма при переплавлении древней коры, их возраст древнее 450 млн. лет, они образуют малые интрузии гранитного состава, биотитовые или двуслюдяные, с высоким первичным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($> 0,710$). Более распространены постметаморфические «новые» граниты, формирующие крупные, сложные по составу (диорит-тоналит-гранитные) плутоны с низким первичным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (максимум 0,704—0,706). Общие химические изменения, наблюдаемые в массивах последнего типа (увеличение содержания K_2O и SiO_2 , падение — CaO , MgO , FeO), допускают различные модели эволюции. Это могут быть процессы фракционной кристаллизации, вариации степени частичного плавления различных источников или контаминация основной магмой коровых пород. Выбор вариантов формирования комплекса «новых» гранитов становится более надежным на основании геохимических данных, полученных по массивам Стронциевому и Фойерс.

Вариации в первичном отношении изотопов стронция для различных типов пород, слагающих эти массивы, составляют 0,704—0,709. При этом фигуративные точки образцов группиру-

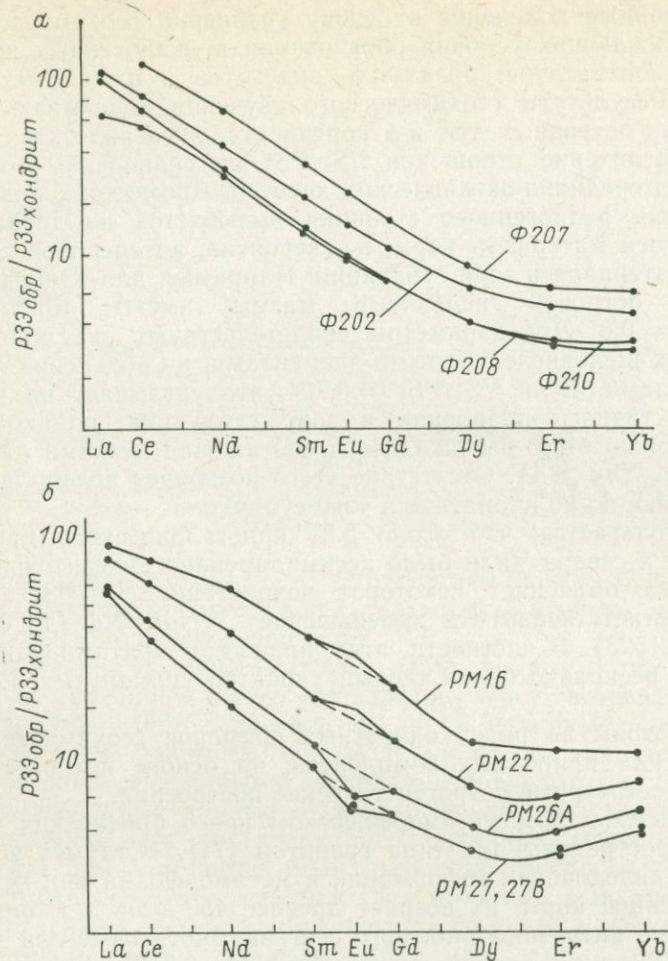


Рис. 70. Профили РЗЭ для гранитоидных комплексов британских каледонид.
 а — Стронциевый комплекс (Ф208 — гранит, Ф207 и Ф210 — гранодиорит, Ф202 — тоналит); б — комплекс Фойерс (РМ27, 27В, РМ26А — гранит, РМ22 — гранодиорит, РМ16 — тоналит).

ются на графиках $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в трех полях. Граниты массива Фойерс попадают на изохрону 415 млн. лет с первичным отношением 0,7045. Для более ранних тоналитов и гранодиоритов этого массива первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ограничено значениями от 0,7060 до 0,7081, а для сходных пород Стронциевого массива — от 0,7053 до 0,7072. Эти данные позволяют предполагать или первичный глубинный источник, обогащенный радиогенным стронцием, или контаминацию магмы сиалическим материалом.

Несмотря на сходство состава пород в двух массивах, редкоземельная геохимия их существенно различная. На рис. 70 видно, что РЗЭ в обоих массивах сильно фракционированы, примерно

в 2—3 раза больше, чем в типичной щелочноземельной серии, связываемой с активными границами континентальных плит. При этом, однако, степень фракционирования заметно выше в Стронциевом массиве: выдержанное отношение Ce/Yb в породах этого массива составляет 20 по сравнению с 15 в гранитоидах массива Фойерс. Наблюдаются и другие различия в распределении индивидуальных РЗЭ, в частности слабые аномалии европия в массиве Фойерс: отрицательные в гранитах, положительные в тоналитах и гранодиоритах. РЗЭ указывают на генетическое единство ассоциаций в пределах каждого из рассмотренных массивов. Вместе с тем представленные данные свидетельствуют, что массивы не могут быть разобщенными частями одного плутона.

Установленные соотношения РЗЭ не позволяют построить удовлетворительной модели петрогенезиса исходя из фракционирования присутствующих в породах вкрапленников или частичного плавления какого-то гомогенного источника. Можно говорить о фракционной кристаллизации плагиоклаза, роговой обманки и некоторых других фаз, но ниже уровня консолидации массивов. При этом исходные магмы и их эволюционные пути были для двух массивов различными.

Самым простым объяснением вариаций в первичном отношении изотопов стронция было бы предположение о контаминации первичного расплава радиогенным стронцием из древних коровых пород. Однако отсутствие очевидного контаминационного эффекта в редких элементах предполагает или селективное добавление лишь летучих компонентов, или геохимическое сходство между магмой и ассимилированными коровыми породами.

Состав исходного расплава был близок к тоналиту или основному гранодиориту. Такая жидкость не могла образоваться как многообъемный расплав из мантийного перидотита. Более вероятно, что 10 %-ное плавление толеитового эклогита могло обеспечить одностадийным механизмом родоначальную магму.

Среднетретичные игнимбриты запада Мексики и юга США формируют наибольшую из провинций подобных пород на земном шаре. Вулканическое плато параллельно западному побережью Мексики и протягивается на 1200 км. Игнимбриты были эруптивированы в промежутке между 34 и 27 млн. лет, они занимают площадь 200 тыс. км² и имеют среднюю мощность 1 км. По условиям залегания пояс игнимбритов параллелен древней зоне субдукции. Вероятно, они образовались в магматической дуге, сопряженной с этой зоной [71].

С риолитовыми игнимбритами ассоциируют дацитовые и андезитовые лавы, составляющие в целом щелочноземельную серию. Для этой ассоциации проведено сравнение стронциевой изотопии в риолитовых игнимбритах и перемежаемых с ними андезит-дацитовых породах. Тринадцать образцов пород от андезита до риолита не обнаруживают особых вариаций в изначальном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr$ в зависимости от содержания SiO_2 (рис. 71, а). В этих породах также отсутствует зависимость первичного $^{87}Sr/^{86}Sr$ от

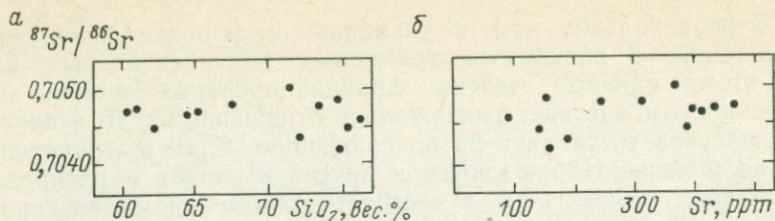


Рис. 71. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в андезит-дацит-риолитовой серии пород Западной Мексики по отношению к содержанию кремнезема (а) и стронция (б) [71].

содержания стронция (рис. 71, б). Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для одного из районов (Batopilas) варьируют от 0,7042 до 0,7050. Эти геохимические данные свидетельствуют об отсутствии какой-либо контаминации сиалического материала первичными магмами. Последние являются крайними дифференциатами андезитовых расплавов при кристаллизации $> 60\%$ плагиоклаза, 10 магнетита и небольшого количества пироксена и роговой обманки. Расчеты моделей фракционирования РЗЭ (здесь не приводятся) подтверждают это. Некоторое увеличение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в северных районах связано с незначительной контаминацией ($< 5\%$) сиалического материала.

§ 4. Об орогенных гранитных сериях

Новые данные о температурах формирования тоналит-адамелит-гранитных расплавов, об их водоненасыщенности, а также геохимические материалы, указывающие на гетерогенность вещества при плавлении гранитоидных магм, вызвали обсуждение геологических вопросов о способе образования гранитоидов в фанерозойских складчатых поясах. Пионером постановки этой проблемы был В. Питчер [71].

Старый тезис Г. Рида о том, что имеются «граниты и граниты», после долгого перерыва вновь привлек внимание, но на новой основе. Петролого-геохимические параметры, как было указано выше, позволяют различать два крайних типа гранитных серий: I и S. Первый характеризуется значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ менее 0,7080, отсутствием мусковита, а также унаследованных кристаллов циркона и нормативного корунда, обычны амфибол и сфен. Среди рудных минералов развит магнетит, и это свидетельствует о высокой активности кислорода. Кроме того, эта серия пород имеет широкий ряд составов: габбро—диорит (тоналит—гранодиорит)—гранит в пропорции 15 : 50 : 35.

Вторая гранитная серия (S-тип) ограничена по составу и (или) не имеет мафических ранних членов или содержит их в следующей пропорции 2 : 18 : 80. В породах обычно более высокое содержание калия ($< 3,2\%$ N_2O и $\sim 5\%$ K_2O) и более высокое пер-

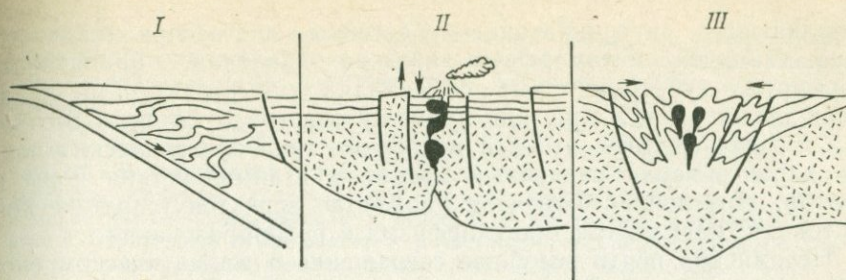


Рис. 72. Схемы строения трех типов орогенных поясов. По В. Питчеру [71].

I — Альпинотипный; II — Андотипный; III — Герцинотипный.

вичное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,708$. В минералогическом составе для них характерны мусковит, кордиерит, гранат, монацит и ильменит. Последний отражает низкую активность кислорода в процессе кристаллизации.

Современные петрологи согласны с тем, что образование первого типа гранитных серий также может быть гетерогенным и иметь несколько отличающийся источник: мантийный, ранее образованные вулканические комплексы, расположенные в зоне субдукции или даже в коре. И та и другая серии могут сопровождаться при становлении различно проявленными метасоматическими процессами и рудной минерализацией. В частности, для южноазиатских складчатых поясов устанавливается отчетливая связь Sn—W-минерализации с гранитами S-типа, тогда как Cu—Mo-рудопроявления ассоциируются с гранитами I-типа. Аналогичная последней связь устанавливается и для Южно-Американского континента.

В. Питчер расширил классификацию орогенов по Цварту, объясняющую различный характер метаморфизма в орогенных поясах и, кроме того, неодинаковую роль гранитоидов в их составе. Им выделены три типа контрастных орогенных поясов (рис. 72).

1. Альпинотипный, моделируемый островными дугами, сформированный пирокластами и лавами в океаническом желобе. Здесь широко развиты ультраосновные тела, преобладают метаморфические ассоциации высокого давления и низких температур. Для таких поясов гранитные батолиты не характерны.

2. Андотипные, развитые среди островодужных образований эвгеосинклинального типа и локализованные вдоль континентальных окраин. Для них характерны преобладание вертикальной разломной тектоники и метаморфизм умеренных и средних давлений в широком диапазоне температур. Здесь присутствуют большие гранитные батолиты с широким спектром состава: преобладают граниты I-типа, включающие реститовый материал подкорового происхождения.

3. Герцинотипные пояса без проявления широкой вулканической деятельности. В их строении участвуют осадочные образования,

заполняющие внутрикратонные бассейны многоэпизодического типа. Типичен метаморфизм низкого давления. Гранитоиды формируют субгармоничные со складчатыми структурами тела, принадлежащие к S-типу или промежуточному от I-типа к S-типу.

Следует заметить, что два последних типа орогенических поясов характеризуют различный механизм взаимодействия коры и мантии; этот вопрос включает множество аспектов теоретической тектоники, магматизма, метаморфизма и рудообразования.

Несомненно почти всеобщее соглашение о магматическом способе образования гранитоидов и о значительной роли кальциево-щелочных гранитоидов I-типа в росте континентальной коры. Методологически важным в расшифровке истории развития континентальной коры является признание большой роли мантийно-корового обмена посредством генерации средних по составу магм в зонах субдукции. Их дифференциация на относительно высоком уровне обеспечивает развитие более кислых пород.

К этому нужно добавить, что выделяются и внутриконтинентальные орогенические пояса, которые возникают при надвигании друг на друга плит континента, что приводит к утолщению коры. В нижних частях таких структур могут возникать очаги плавления, стимулированные не только тепловой поддержкой из мантии, но и дегидратацией водосодержащих минералов. Тектонический режим напряжения этих областей, а также кислый, более вязкий характер магм способствуют возникновению субсогласных плутонов, бескорневых «капель», которые не сопровождаются вулканическими производными.

Наконец, выделяется еще один тип гранитных ассоциаций, которые развиты в неорогенных условиях. К ним относятся, в частности, широко распространенные протерозойские образования, составляющие серию габбро—анортозиты—граниты рапакиви. Несомненно, что указанные граниты генетически родственны с породами основного состава. Вероятно, помимо мантийного источника для формирования базальтоидных магм в процессе происхождения серии рапакиви участвовал и процесс коровой контаминации.

Субщелочные граниты Судана, Египта, Нигерии также являются неорогенными и, по-видимому, их образование связано с разломной тектоникой рифтогенного характера.

ГЛАВА VII

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА ДОКЕМБРИЙСКИХ ГРАНИТНЫХ КОМПЛЕКСОВ

В последние годы вновь резко возрос интерес к проблеме докембрийского гранитообразования, которая приобрела общегеологическое, глобальное звучание в связи с интенсивными разработками вопросов ранней истории Земли и происхождения континентальной коры.

Современная петрология гранитоидов характеризуется плюрализмом идей и концепций. Наряду с классическими представлениями, трактующими генезис

гранитов с позиций дифференциации ювенильной магмы или гранитизации, широкое распространение получили гипотезы корово-анатектического, палингенно-метасоматического, а в последние годы метамагматического происхождения гранитов.

Многообразие петрогенетических представлений отражает гетерогенность гранитоидов, но нельзя не заметить при этом одного существенного обстоятельства. В современной отечественной литературе, посвященной тем или иным аспектам проблемы гранита, явно просматривается скептическое отношение к магматической дифференциации, особенно в приложении к докембрийским гранитам. Отражением этого является, в частности, необычайно широкое употребление термина «гранитизация», заменяющего очень часто более строгое и общее понятие «гранитообразование». Сказанное относится прежде всего к работам общего геологического и металлогенического плана. Подобные работы часто не обременены аргументацией, ограничивающейся все теми же «старыми» доводами: проблемой пространства, нередко надуманной, неоднородностью гранитных масс, постепенными их переходами во вмещающие породы и т. п. Вместе с тем петрогенетические схемы, рассматривающие происхождение гранитов не с магматических позиций, редко достигают модельного уровня, оставаясь в лучшем случае гипотезами. И не игнорированием ли петрологических аспектов рудогенеза, невысказанных без рассмотрения магматических процессов, объясняются скромные успехи металлогенистов и поисковиков в некоторых докембрийских регионах?

Ниже с различной степенью детальности будут рассмотрены три типа докембрийских гранитоидов: синорогенная габбро-тоналит-трондьемит-адамеллитовая ассоциация, посторогенные чарнокиты и формация анортозитов—гранитов рапакиви.

§ 1. Габбро-тоналит-трондьемит-адамеллитовая ассоциация

Тоналит-трондьемитовые серии пород обычно весьма широко развиты в составе докембрийских структур. По всей химической характеристике они близки, но не полностью идентичны базальт-андезит-дацит-риолитовым сериям молодых окраинно-континентальных структур. Достаточно подробное геолого-петрографическое изучение этих серий проведено в Южной Африке, Индии, Австралии, на юго-западе Финляндии.

В Южной Африке многочисленные купольные тела, получившие название «стад-батолитов», в последние годы детально изучены А. Гликсоном [49]. Они располагаются среди ранних вулканитов, метаморфизованных на стадии зеленых сланцев или гранулитов, причем в последних состав гранитоидов более мафический. Эти купольные тела субсогласны со структурами супракрустальных образований и имеют сложные взаимоотношения с последними. Так, их концентрически-зональная структура подчеркивается многочисленными, в различной степени переработанными ксенолитами вулканитов, а также зонами мигматизации, где тоналитовый жильный материал инъецирует вмещающие породы. По составу и морфологии в батолитоподобных образованиях выделяют следующие типы пород: 1) наиболее ранние тоналитовые гнейсы, расположенные в краевых частях купольных структур и деформированные совместно с зеленокаменными породами; они богаты ксенолитами и ассоциируют с мигматитами; 2) бедные ксенолитами тоналиты, расположенные ближе к ядрам куполов;

3) массивные разновидности тоналитов, слагающие большие интрузии в ядрах купольных структур и являющиеся наиболее поздними образованиями. А. Гликсон подчеркивает, что ранние гнейсовые фации мелкозернисты, а поздние породы массивного облика более крупнозернисты и характеризуются порфирированными и пегматитовыми структурами.

Реконструкция развития этих структур в различных районах Африки, Индии и Австралии свидетельствует о том, что тоналитовые купола развиваются последовательно, причем слагающие их тоналит-гранодиты формируются как паразитические доли одна стратиграфически выше и после другой и обладают различной способностью к диапиризму и ассимиляции. Среди геохимических особенностей тоналитовых плутонов, несмотря на их известное разнообразие в различных регионах, следует отметить низкий уровень LIL-элементов и РЗЭ, а также низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по сравнению с протерозойскими плутоническими сериями.

Площадное изучение показало, что первоисточник тоналитовых магм непосредственно нигде не наблюдается. В то же время найдены доказательства широко проявленного процесса ассимиляции относительно кислыми магмами мафических и ультрамафических (коматитов) вулканитов, в результате которого магма должна была существенно изменить свой состав. Геологические взаимоотношения указывают, что масштаб этого усвоения огромен и приводит к уничтожению отдельных складчатых членов докембрийских серий и синклинальных корней зон зеленых сланцев.

А. Гликсон полагает, что при таком проявлении ассимиляции мафического и ультрамафического материала тоналитовая исходная магма должна была иметь ликвидусные или даже выше ликвидусных температуры. Только это может объяснить избыток тепла, необходимого в рассматриваемом процессе. Структурные особенности, в частности повсеместно наблюдаемый мелкозернистый характер большинства натриевых кислых пород, поддерживают это предположение, поскольку такие породы не сохраняют остаточный реститовый материал в противоположность интрузиям кристаллических каш, находящимся в близосolidусных температурных условиях.

Деформация и метаморфизм вмещающих супракрупных образований являлись результатом плутонического подъема и размещения магматических масс. Многокупольная геометрия батолитов соответствует долговременной аккреции магматических масс при их подъеме вверх. Этому явлению сопутствует меньшего масштаба площадная инъекция интрузирующих расплавов во вмещающие породы.

Есть еще одна особенность становления тоналитовых батолитов. Попадая в вулканические образования (некоторые из них содержат до 10 % H_2O), магма существенно понижает вязкость, приобретает подвижность и снижает гранитный solidus. Все это способствует формированию зон мигматитов в контактах и вдоль ослабленных зон.

Относительно геологических форм становления этой серии А. Гликсон заключает, что «размещение многокупольных „стад-батолитов” рассматривается как процесс, включающий прогрессивное и неоднократное поднятие перегретых „мегакапель” тоналит-трондьемитовых расплавов в раннюю зеленосланцевую кору, ассимиляцию больших объемов последней».

Полевые, петрологические и геохимические данные позволяют обсудить вопросы происхождения тоналит-трондьемитовой серии. Процессы сиалического анатексиса для объяснения происхождения тоналитовых магм неприменимы, поскольку при частичном плавлении кислых пород образуются расплавы гранитного состава. Более того, при последовательном анатексисе первыми магмами должны быть гранитные и лишь более поздние выплавки могут быть более мафическими. Реальная последовательность в тоналит-трондьемитовых батолитах является противоположной вышеуказанной модели.

М. Дж. и Р. П. Вильджоены [1969 г.] предполагали, что тоналиты комплекса Барбертон являются непосредственным мантийным дифференциатом, образованным при частичном плавлении гидратированной мантии при давлении выше 10 кбар. Следует указать, что подобный механизм можно применить, скорее, к андезитам, а объемы дацитовых выплавов при этом невелики.

Другой возможный путь образования тоналитовых расплавов — их отделение при частичном плавлении природных объектов основного состава, что наиболее полно поддерживается геохимическими и экспериментальными данными. В породах комплекса тоналитов наблюдается очень низкий уровень калия, рубидия, урана, тория, циркония, ниобия, иттрия. Кроме того, сильный дефицит тяжелых РЗЭ обусловлен фракционированием ферромагнезиальных минералов — амфибола и граната. Экспериментальная петрология подтверждает возможность генерации дацитовых расплавов при частичном плавлении амфиболитов, основных гранулитов или эклогитов [Green D. H., Ringwood A. E., 1970 г.; Lambert J. V., Wyllie P., 1972 г.].

На рис. 73 показаны взаимоотношения экспериментальных кри-вых солидуса для оливиновых толеитов и пиролита, насыщенных водой, и пиролитовый солидус с исчезновением амфибола. При поднятии геотермического градиента до 40—50 °С/км образование дацитовых расплавов начнется на глубине 20 км. В безводных условиях этот процесс развивается на глубине 35 км. Переход амфиболитов в гранулиты и эклогиты и сопутствующая дегидратация, возможно, определяли положение архейской зоны низких скоростей и процесс частичного плавления для тоналитов с незначительным содержанием воды.

При высоком геотермическом градиенте в породах гранулитовой фации плавление может начинаться при температуре около 1200 °С на глубине 10—20 км. Это будут близиквидусные условия для тоналит-трондьемитовых магм, способных к удовлетворению полевых данных о высокой ассимиляционной способности этих

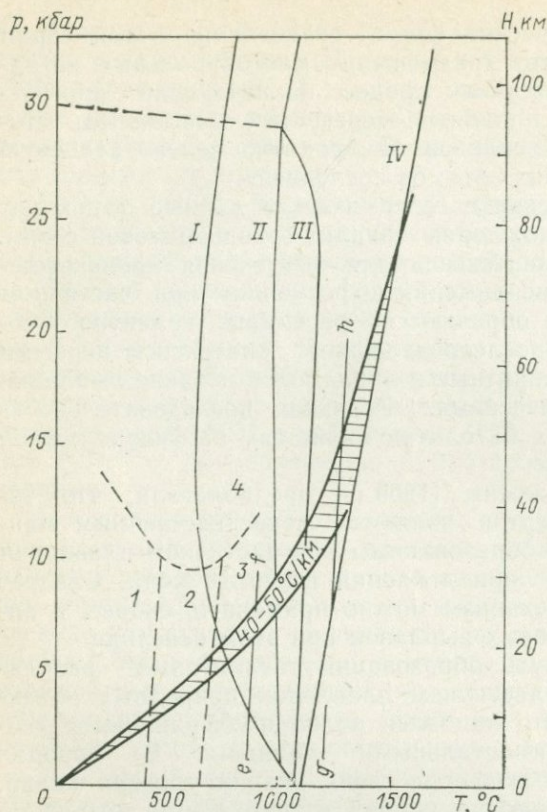


Рис. 73. p - T -диаграмма с кривыми солидуса и геотермическим градиентом, моделирующая процесс плавления тоналитов в архее. По А. Гликсону [49].

1 — зеленые сланцы; 2 — амфиболиты; 3 — гранулиты; 4 — эклогиты; I — водонасыщенный оливин-толеитовый солидус; II — то же, пиролитовый; III — IV — пиролитовый солидус (III — с 0,2% H_2O и разложением амфибола, IV — «сухой»); e — j — водонасыщенный гранодиоритовый солидус; g — h — безводный тоналитовый ликвидус.

расплавов. Комплементарные тоналитовым расплавам мафические разновидности нигде не наблюдаются и, возможно, они гравитационно опустились в мантию.

Сходный тип эволюции магм известково-щелочной серии пород установлен в известном по работам А. Хиетанен [1943 г.] габбродиорит-тоналит-трондьемитовом комплексе на юго-западе Финляндии. На основании геолого-петрографического и химического изучения пород она показала, что тоналитовые и трондьемитовые магмы образовались при фракционной кристаллизации роговой обманки и биотита из первичной габброидной магмы. Новое петролого-геохимическое изучение этого комплекса было предпринято Дж. Артом, Ф. Баркером, З. Петерманом и И. Фридманом [35].

Синкинематические факолиты комплекса сформировались во время свекофеннской орогении. Изохронный (рубидий-стронциевый и уран-свинцовый) возраст пород 1900 млн. лет, а первичное отношение изотопов стронция (0,7022) указывает на мантийную природу родоначальной магмы. Главными минералами этой серии являются амфибол, плагиоклаз ($An_{65}-An_{15}$), биотит и кварц. Калиевый полевой шпат появляется только в трондьемитах в количе-

стве не более 7%, так как значительная часть окиси калия, возможно, входит в биотит.

На вариационных кривых модального минерального состава, а также на харкеровских вариационных диаграммах петрографические и химические характеристики пород изменяются плавно и закономерно (рис. 74). Это обстоятельство в совокупности с пространственной и временной близостью габбро, мелатоналитов, тоналитов и трондъемитов предполагает их комагматическую связь. В эволюционном ряду пород с увеличением содержания кремнезема количество магния, кальция, железа снижается, а натрия возрастает (от 2 до 5%). Тренд алюминия имеет инверсионный тип с максимумом для тоналитов. Специфично поведение калия и

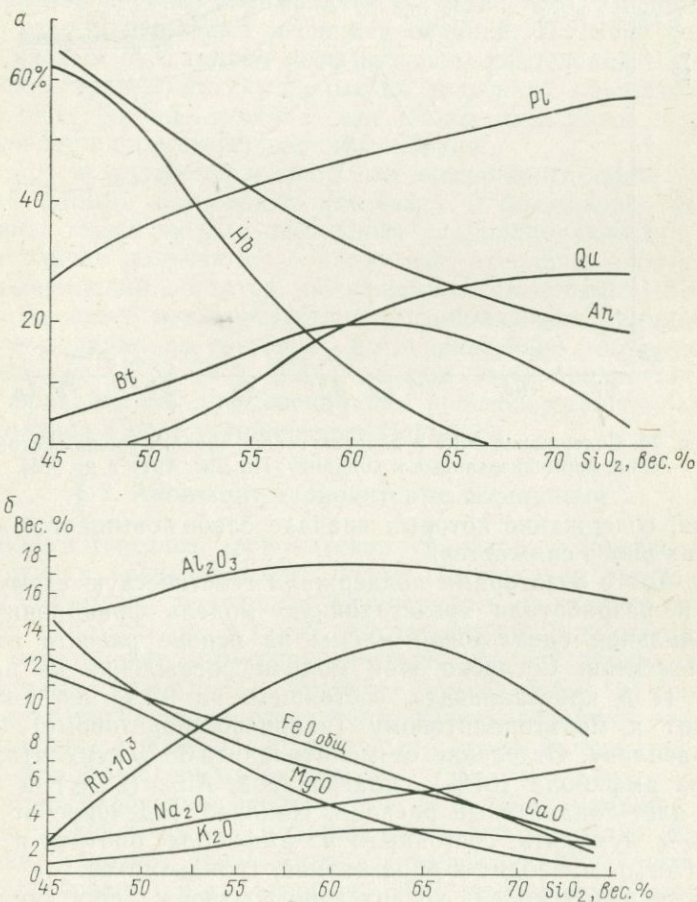


Рис. 74. Изменение модального минерального состава пород и состава плагиоклаза в зависимости от содержания кремнезема (а) и харкеровская вариационная диаграмма (б) габбро-тоналит-трондъемитовой серии на юго-западе Финляндии. По Дж. Арту и др. [35].

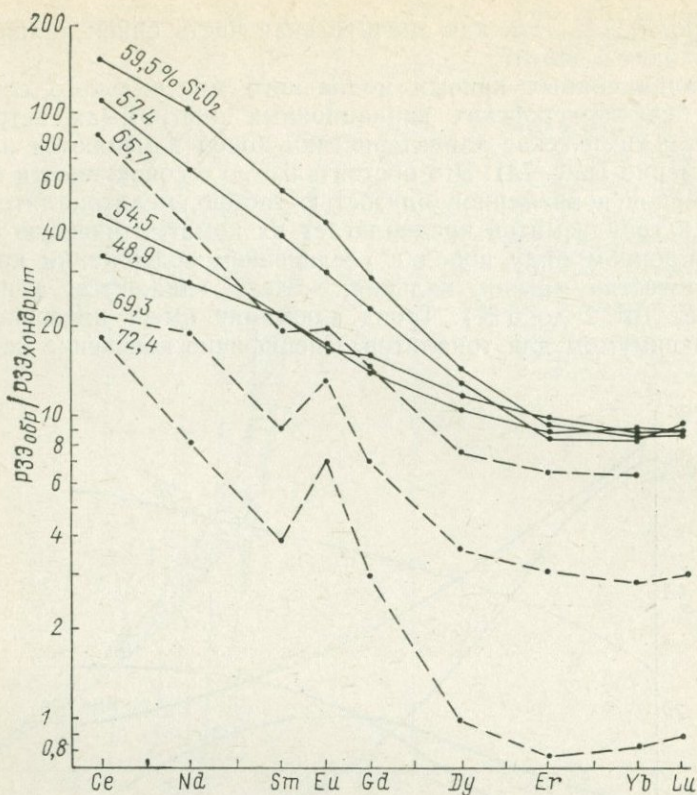


Рис. 75. Содержания РЗЭ в породах габбро-тоналит-трондьемитовой серии, нормализованные к хондриту. По Дж. Арту и др. [35].

рубиния, содержание которых вначале слабо повышается, а в трондьемитах вновь снижается.

Дж. Арт с соавторами поддержали генетическую схему А. Хие-танен и разработали трехстадийную модель фракционирования родоначальной базальтовой магмы на основе расчета петрогенных элементов. Согласно этой модели осаждение из расплава габбро 47% кристаллизата, состоящего на 97% из амфибола, приводит к мелатоналитовому (кварцево-диоритовому) остаточному расплаву. Отделение от мелатоналита 38% кумюлята, состоящего из амфибола (67%), плагиоклаза Ap_{40} (25%) и биотита (8%), дает тоналитовый расплав. Наконец, отделение от последнего 26% кумюлята, состоящего из амфибола, биотита и плагиоклаза (Ap_{30}), приводит к образованию трондьемитов.

Рассчитанная модель убедительно подтверждается данными по распределению РЗЭ. На рис. 75 приведены профили РЗЭ для пород этой серии. Они показывают, что с увеличением содержания кремнезема в меланократовых породах возрастает количество легких РЗЭ, тогда как тяжелых остается постоянным. На профилях

отсутствуют аномалии в содержании европия. В более поздних дифференциатах наблюдается иная картина распределения РЗЭ: их количество уменьшается с увеличением содержания кремнезема. Таким образом, в целом для рассматриваемой серии изменение концентрации индивидуальных элементов суммы РЗЭ и степени их фракционирования носит инверсионный характер. Обращает на себя внимание необычное появление резкого избытка европия в наиболее поздних породах трондьемитового состава и их обеднение РЗЭ гольмиевой группы (тербий—тулий).

Все отмеченные особенности находятся в полном соответствии с коэффициентами разделения РЗЭ между амфиболом и расплавом (см. рис. 6), а также с принятой моделью фракционирования. В амфиболах базальтов и андезитов коэффициенты разделения РЗЭ щериевой группы минимальны, и, кроме того, амфиболы базальтов не обнаруживают дефицита европия. По мере перехода к более кислым вулканитам коэффициенты разделения РЗЭ резко возрастают, причем максимальные их значения характерны как раз для ряда тербий—тулий. В амфиболах из дацитов и липаритов наблюдается заметный дефицит европия.

Дж. Арт и другие указывают, что экспериментальные и геохимические данные позволяют применить к объяснению генезиса этих пород также модель частичного плавления эклгита. В последнем случае получают тоналитовые расплавы и остаточный гранатсодержащий остаток, обогащенный тяжелыми РЗЭ и европием. Вместе с тем присутствие амфиболитовых кумулятивных агрегатов и вариации составов последовательно образующихся расплавов (от 42 до 74 % SiO_2) делают более предпочтительной модель фракционной дифференциации водосодержащих базальтовых расплавов в поле устойчивости амфибола.

§ 2. Анортозит-чарнокитовые ассоциации

Проблема генезиса чарнокитовых гранитов и нередко с ними ассоциирующих анортозитовых пород традиционно вызывала дискуссию, поскольку решение ее базировалось на геолого-петрографических наблюдениях и было противоречиво. Даже относительно полное определение термодинамических условий кристаллизации чарнокитовых гранитов — высокие температуры и давления, а также водоненасыщенность среды кристаллизации — не позволяло выяснить причинно-следственные связи ассоциаций пород, а также генезис исходных расплавов.

Известно небольшое число работ, в которых петролого-геохимическое количественное моделирование использовано для расшифровки генезиса чарнокитовых комплексов. К их числу относится исследование Дж. Петерсена [77], посвященное анортозит-чарнокитовым сериям Ругаланнской провинции в дальсландской зоне позднедокембрийской активизации на юге Норвегии, в котором вскрываются причины эволюции кислых магм рассматриваемой ассоциации. В работе охарактеризованы два массива —

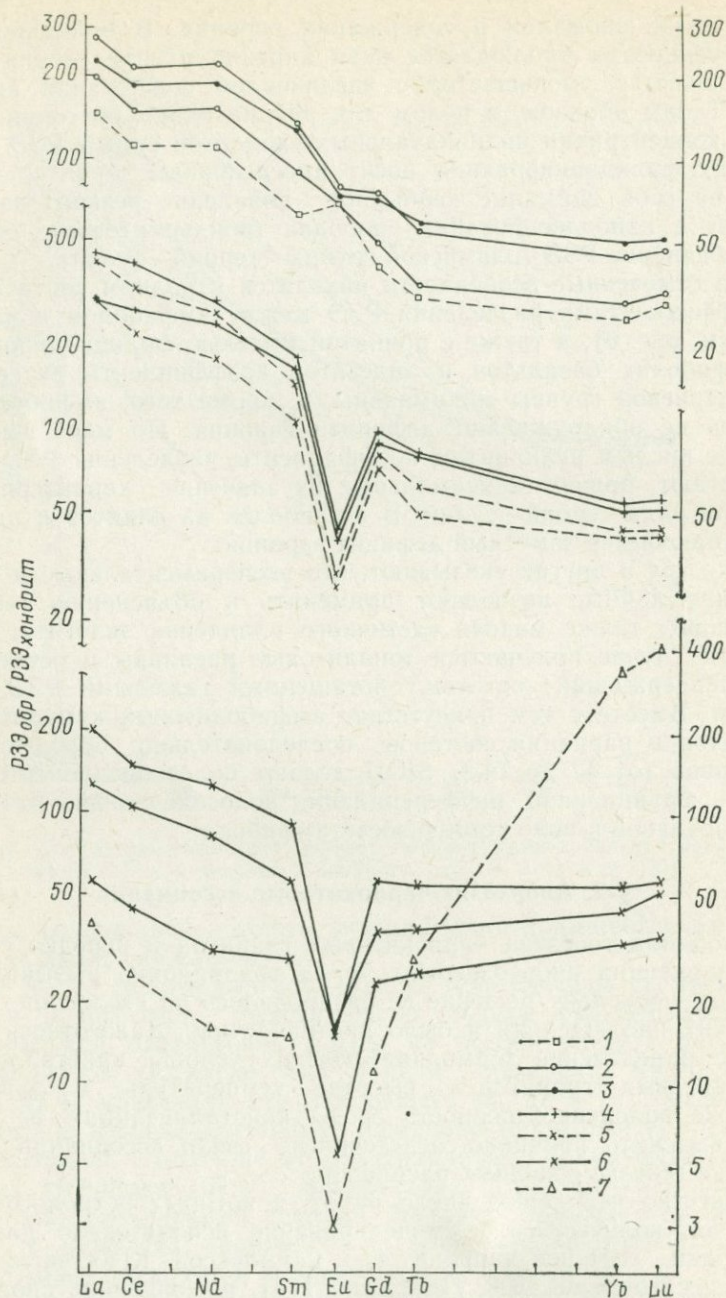


Рис. 76. Содержания РЗЭ в чарнокит-гранит-лейкогранитовом комплексе Клейван, Юго-Западная Норвегия. По Дж. Петерсену [77].

1 — чарнокит; 2—6 — граниты (2 — пироксен-амфиболовые, 3 — амфиболовые, 4 — амфибол-биотитовые, 5 — биотитовые I генерации, 6 — то же, II генерации); 7 — лейкогранит.

Фарсунн, сложенный слабодифференцированными чарнокитами, и Клейван, в котором представлен широкий спектр пород, от пироксеновых гранитоидов до лейкогранитов. Радиологический возраст этих посткинematических массивов 930 млн. лет. Первичное отношение изотопов стронция ($0,7053 \pm 0,002$) указывает на мантийный или нижнекоровый источник первичных магм.

Пироксеновые гранитоиды массива Клейван, однотипные с чарнокитами массива Фарсунн, соответствуют по составу кварцевому монцодиориту. В массиве Клейван они последовательно сменяются пироксен-амфиболовыми гранодиоритами, амфиболовыми и амфибол-биотитовыми адаметеллитами, биотитовыми гранитами двух генераций и, наконец, лейкогранитами. Пироксены в интрузивном комплексе представлены ортоферросилитом и ферроавгитом — геденбергитом, амфибол-гастингситом; плагиоклаз изменяет состав от андезита до альбита (лейкограниты), а калиевый полевой шпат — от мезопертита до микроклина. Аксессуары представлены апатитом (исчезает в биотитовых гранитах), ортитом и флюоритом (биотитовых и лейкогранитов).

Дж. Петерсен подчеркивает, что петрохимически породы практически не отличаются от гранитоидов в комплексах рапакиви. В эволюционном ряду гранитов массива Клейван снижается содержание стронция и возрастает количество рубидия. Весьма показательным поведением РЗЭ. Как можно видеть из графиков на рис. 76, породы, занимающие различное положение в эволюционном ряду, демонстрируют очень большие вариации в отношении как общего содержания лантаноидов, так и особенностей их фракционирования.

При общем, для комплекса в целом, высоком содержании РЗЭ в пироксеновых гранитоидах (чарнокитах) оно понижено. Небольшая положительная европиевая аномалия в чарнокитах по мере перехода к амфиболсодержащим гранодиоритам постепенно сменяется отрицательной, а содержания суммы РЗЭ, легких лантаноидов и степени их фракционирования возрастают. Максимальных значений эти параметры достигают в амфибол-биотитовых адаметеллитах. При переходе к биотитовым гранитам первой генерации наблюдается инверсия в содержании суммы РЗЭ и легких лантаноидов и в значении отношения Ce/Yb . При этом дефицит европия усиливается, достигая экстремума в биотитовых гранитах второй генерации. Для них наряду с постепенным понижением содержания легких РЗЭ устанавливается обогащение тяжелыми лантаноидами. Лейкограниты обнаруживают уже совершенно иной тип распределения РЗЭ: они резко обогащены иттербием и лютецием и обеднены элементами начала и середины ряда. Отношения K/Rb и Rb/Sr в лейкогранитах достигают соответственно 121 и 26.

Все эти особенности поведения РЗЭ наглядно показаны на вариационных диаграммах (рис. 77), где в качестве меры фракционирования нами выбран стронций. Обращает на себя внимание прямолинейная зависимость между содержаниями стронция и европия с очень высоким коэффициентом парной корреляции

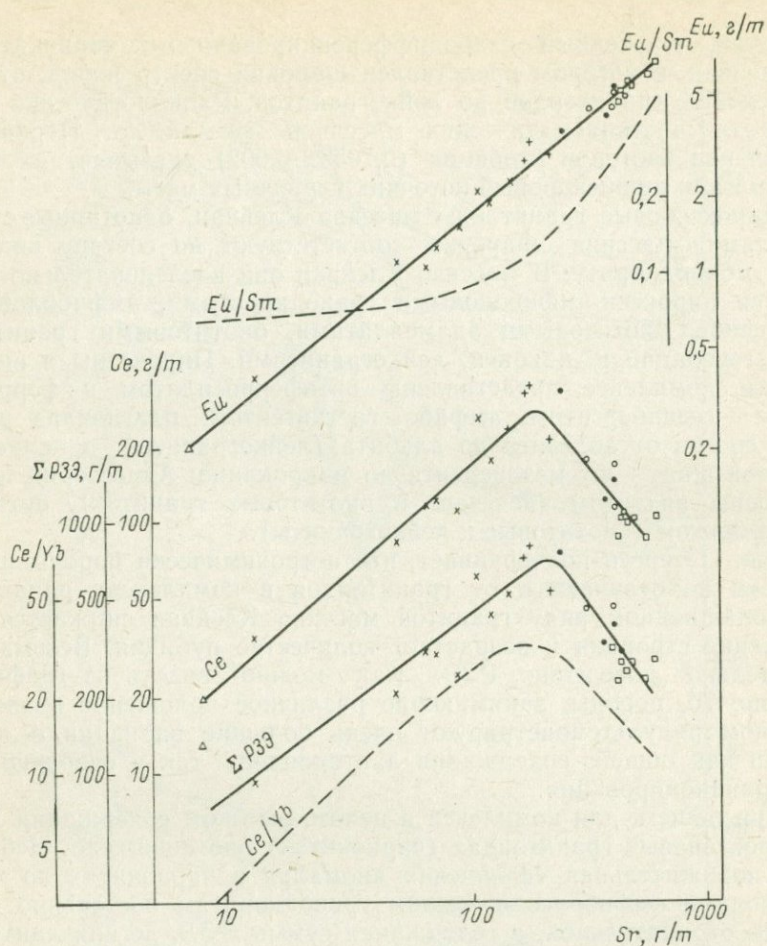


Рис. 77. Поведение PЗЭ при становлении чарнокит-гранит-лейкогранитового комплекса Клейван. Построено по данным Дж. Петерсена [77].

Усл. обозначения см. на рис. 76.

(+0,91). Уже этот факт прямо указывает на то, что полевые шпаты (плагноклаз и калиевый полевой шпат) — главные фазы при фракционировании. Участие щелочного полевого шпата в этом процессе подтверждается более быстрым убыванием содержаний стронция, чем европия. Указанное обстоятельство объясняется тем, что коэффициент разделения стронция между щелочным полевым шпатом и кислым расплавом выше, чем у европия. Таким образом, основная масса европия в расплавах имела двухвалентную форму, что отражает восстановленный характер магм. График La—Sr (на рис. 77 не показан; так же как и Sr— Σ PЗЭ, Sr—Ce/Yb) имеет максимум. Это означает, что на ранних этапах дифференциации интегральный коэффициент разделения для лантана был <1 . На поздних этапах фракционирования, наоборот,

$D > 1$ как для стронция, так и для лантана. Кроме того, поскольку поведение стронция полностью контролируется кристаллохимическим фактором, ведущую роль последнего следует предположить и для лантана.

Очень сильный рост содержания тяжелых РЗЭ в поздних лейкогранитах трудно объяснить фракционированием только главных минералов. Он связан, как предполагает Дж. Петерсен, с удалением из расплавов на поздних этапах дифференциации ортита.

В количественной петролого-геохимической модели Дж. Петерсена приняты три стадии. На первой от расплава пироксенового гранитоида отделяется 10 % лейконорита (71 % плагиоклаза, 10 ортопироксена, 10 ильменита и 2 апатита) с образованием роговообманкового адалмеллита. Вторая стадия соответствует отделению от адалмеллитового расплава 22 % монцонита (22 % андезина, 41 калиевого полевого шпата, 22 амфибола, 15 ильменита) с возникновением биотитового гранита. Наконец, на третьей стадии кристаллизат имеет гранитный состав (44 %), а остаток — лейкогранитный.

Количественное моделирование поведения РЗЭ основывалось на усредненных коэффициентах разделения для пород среднего—кислого состава. Для каждой из трех указанных стадий проводился последовательный расчет разных степеней фракционирования (F от 1 до 0,6—0,2), чтобы более наглядно представить результаты графически. При этом учитывались акцессории: на первой стадии апатит (2 %), на второй циркон (0,07 %), на третьей ортит (0,05 %).

Расчетные концентрации РЗЭ в последовательных остаточных расплавах, нормированные к хондриту, показаны на рис. 78. При сравнении этих графиков с изображенными на рис. 76 становится ясно: смоделированные кривые распределения РЗЭ чрезвычайно близки к эмпирическим. Это, безусловно, свидетельствует о высокой доказательности представленной модели петрогенезиса.

Дж. Петерсен особенно подчеркивает, что использование модели частичного плавления с привлечением субстратов разного состава не дает удовлетворительной сходимости с наблюдаемыми в гранитной серии пород соотношениями LIL-элементов и РЗЭ.

Лишь в отношении чарнокитов массивов Фарсунн и Клейван, т. е. наиболее «примитивных» гранитоидных пород формации, можно допустить анатектическое происхождение. При этом расплав, учитывая распределение РЗЭ и положительную европиевую аномалию, должен находиться в равновесии с клинопироксеном и гранатом. Соответственно этот высокобарический вариант относится к плавлению в нижней коре или верхней мантии.

Вариации LIL-элементов и РЗЭ в чарнокитах массивов Фарсунн и Клейван перекликаются с данными по кварцевым монцонитам, ассоциирующим с анортозитами и рапакиви.

Полученный в количественной модели лейконоритовый кристаллизат может быть потенциальным звеном между рассматриваемыми породами и родственными им анортозитами. Тогда

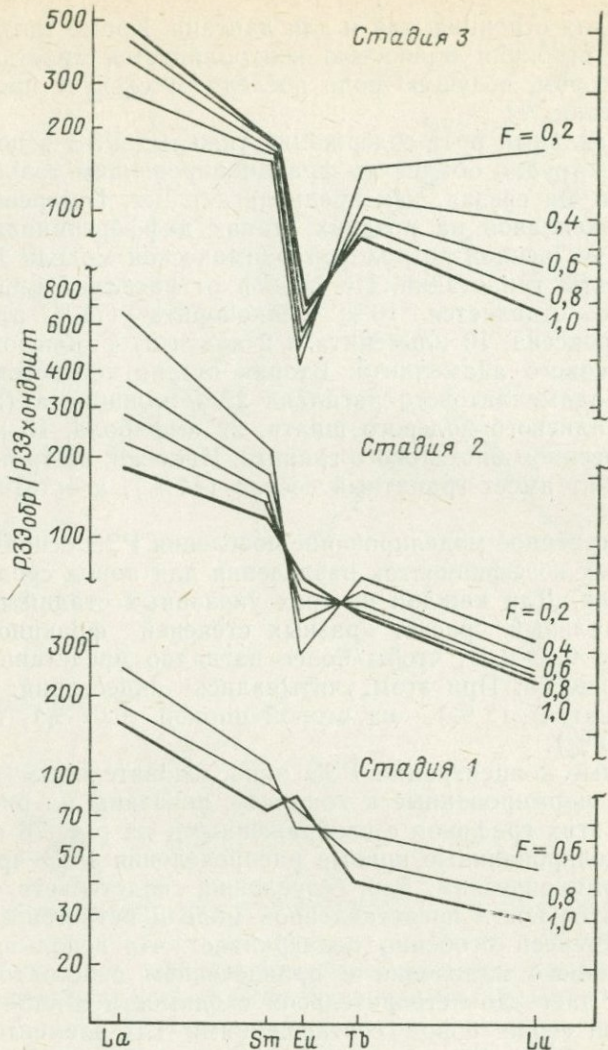


Рис. 78. Нормированные к хондриту содержания РЗЭ в комплексе Клейван, рассчитанные по трехстадийной модели фракционной кристаллизации. По Дж. Петерсену [77].

Жирными линиями показаны стартовые составы каждой стадии; тонкими — остаточные расплавы для различной степени фракционирования.

следует предположить, что сами чарнокиты — дифференциаты более мафической магмы. Это отмечает и Дж. Петерсен, указывая на повышенные содержания в них РЗЭ, рубидия, калия и бария. Отметим, что эта «сравнительно» чарнокитов и кварцевых монцитонитов должна быть сравнительно небольшой.

Среди докембрийских образований встречаются чарнокитовые ассоциации, классификационная характеристика которых вызывает затруднение.

Относительно недавно Д. Филдом и др. [47] осуществлено подробное петролого-геохимическое изучение докембрийских гнейсов сектора Бамбл в Южной Норвегии. Комплекс пород в этом районе состоит из четырех метаморфических зон: *A*, *B*, относящихся к амфиболитовой фации метаморфизма, и *C*, *D* — чарнокитовых гнейсов. Специально изучены были метаморфические породы двух последних зон. В их состав входят гранулит-чарнокитовые ассоциации, характеризующиеся некоторыми общими чертами минералогии, но отличающиеся геохимическими параметрами. В чарнокитовых гнейсах зоны *C* развиты ортопироксен, роговая обманка, биотит, калиевый полевой шпат, а по соотношению щелочей ($K_2O=4,25$ вес. %; $Na_2O=3,21$) эти породы близки к серии гранитов рапакиви. В зоне *D* преобладают ортопироксен-плаггиоклазовые гнейсы, лишенные калиевого полевого шпата, амфибола и биотита, т. е. существенно безводные ассоциации минералов с соотношением щелочей ($K_2O=0,43$ вес. %; $Na_2O=4,67$), близким к таковому для серии тоналит-трондьемитов. Ассоциация ортопироксен-плаггиоклазовых гнейсов обнаруживает чрезвычайное обеднение LIL-элементами, очень низкое отношение Rb/Sr ($<0,05$) и высокое отношение K/Rb (>1300). В зоне *C* породы имеют нормальное содержание этих элементов, типичное для коровых образований ($Rb/Sr = 1,2$; $K/Rb = 290$). Несмотря на ряд геохимических различий, чарнокитовые гнейсы из зон *C* и *D* обнаруживают сходное низкое первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ ($0,70345 \pm \pm 0,00014$), указывающее на их общий мантийный источник с низким отношением Rb/Sr , и одинаковый изохронный возраст $1,536 \pm \pm 26$ млн. лет. Содержания $P3Э$ и LIL-элементов в чарнокитах показаны на рис. 79, *a* и 80, *a*.

Отмечается различное распределение $P3Э$ в зонах *C* и *D*. В первой все образцы сильно обогащены легкими $P3Э$. Для образцов зоны *D* отношение Ce_N/Yb_N колеблется от 0,6 до 3,6. В целом низкое отношение Ce_N/Yb_N характеризует допротерозойские породы: от архейских гнейсов до плутонических гранитов. Существенные различия в распределении $P3Э$ устанавливаются и при сравнении с рассмотренной выше классической протерозойской серией тоналитов—трондьемитов на юго-западе Финляндии.

Особенно показательным соотношением между содержанием европия и суммой $P3Э$. Образцы зоны *C* имеют отрицательную европиевую аномалию и высокое содержание $P3Э$, в зоне *D*, наоборот, низкую сумму $P3Э$ и положительную европиевую аномалию. Некоторые породы характеризуются профилями $P3Э$, очень сходными с таковыми для «средних андезитов и дацитов». Отмеченный широкий спектр распределений $P3Э$ свидетельствует об их сильном фракционировании, которое могло возникнуть в результате частичного плавления или фракционной кристаллизации.

Количественное петролого-геохимическое моделирование процессов формирования рассматриваемых чарнокитовых серий осуществлено с использованием данных по $P3Э$ и LIL-элементам.

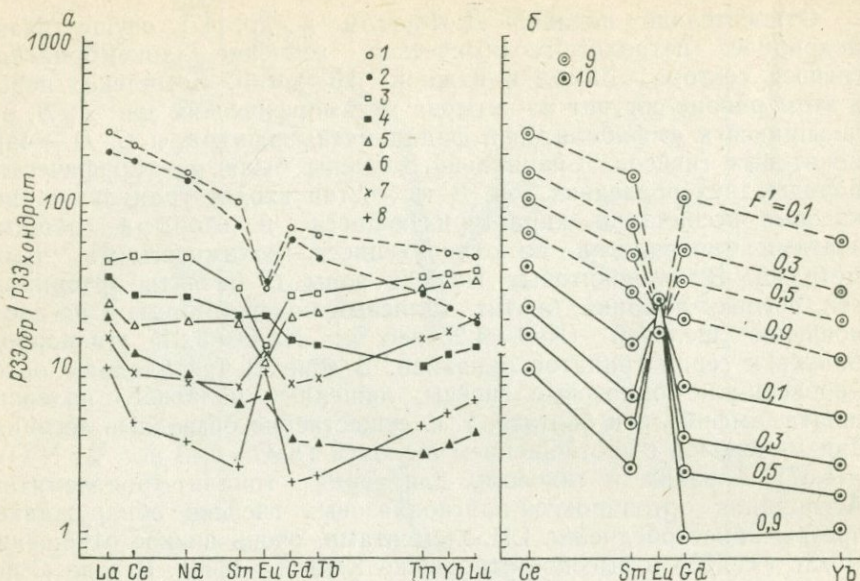


Рис. 79. Профили РЗЭ в чарнокитах Южной Норвегии (а) и результаты моделирования составов кумулятов и остаточных жидкостей (б). По Д. Филду и др. [47].

1—8 — образцы (1 — С-409, 2 — С-408, 3 — D-439, 4 — D-409, 5 — D-423, 6 — D-35, 7 — D-430, 8 — D-435); 9—10 — составы (9 — жидкостей, 10 — кумулятов).

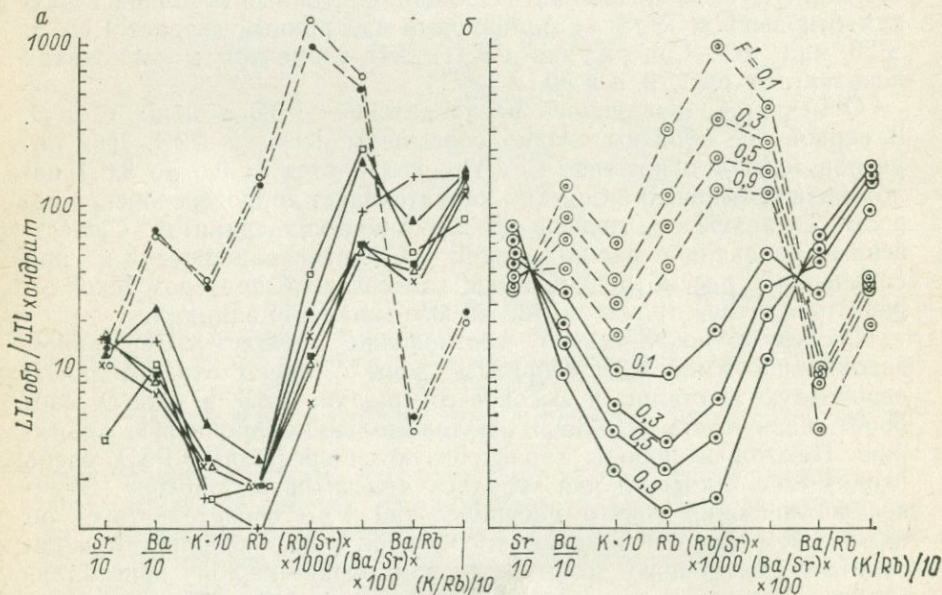


Рис. 80. Распределение LIL-элементов и их отношений в чарнокитовых гнейсах Южной Норвегии (а) и результаты моделирования кристаллизационного фракционирования для них (б). По Д. Филду и др. [47].

Усл. обозначения см. на рис. 79.

Употребив схемы отделения лейконорита от средних базальтов и андезитов, авторы получили в остаточном расплаве распределение РЗЭ, сходное лишь с таковым для образцов зоны *C*. Третья схема, отражающая кристаллизацию дацитов в условиях низкого давления воды, что характерно для гранулитовой фации, дала результаты для кумулятов, близкие для образцов зоны *D*, а для остаточных расплавов — для образцов зоны *C*.

Расчеты (см. рис. 6) показали, что для глубинных условий более отвечает действительности кристаллизация плагиоклаза (60 %) кварца (30 %), ортопироксена (5 %), рудных минералов (5 %), составляющих ассоциацию, характерную для пород зоны *D*.

На рис. 79, б представлены нормированные к хондриту рассчитанные содержания РЗЭ в остаточных расплавах и кумулятах при меняющихся соотношениях между ними от 0,9 до 0,1 (F'). Распределение РЗЭ в расплаве после отделения 70—90 % кристаллизата близко соответствует породам С-408 и С-409 из зоны *C*. Некоторые различия между наблюдаемым для пород распределением РЗЭ и полученным в модельных расчетах имеют закономерный характер. Например, европиевая аномалия в породах не так сильно проявлена потому, что поведение европия зависит от летучести кислорода, и в рассматриваемых условиях коэффициент разделения европия будет меньше, чем в сводке Дж. Арта (см. рис. 6), взятой за основу при расчетах. Кроме того, обогащение тяжелыми РЗЭ, отмеченное для некоторых пород зоны *D*, возможно, является результатом ассимиляции гранатсодержащих вмещающих пород.

Моделирование для LIL-элементов было осуществлено теми же методами, что и для РЗЭ. Как видно на рис. 80, выполненные расчеты удовлетворительно объясняют резкие различия между породами зон *D* и *C*, если допустить, что они образовались при кристаллизационной дифференциации дацитовых магмы. Действительные оценки для пород попадают на вариационные модельные профили.

В результате сопоставления эмпирических данных и петролого-геохимического моделирования правдоподобным кажется представление о принадлежности комплекса чарнокитовых гнейсов к единой магматической системе. Можно думать, что их различия возникли в результате фракционирования, вскоре после отделения из мантийного источника. Породы в обеих зонах имеют низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и, следовательно, не могут быть продуктами частичного плавления метаосадков с высоким содержанием рубидия. Кроме того, предположению о частичном плавлении препятствует отсутствие жил с нормальным содержанием LIL-элементов среди обедненных ими пород.

Возможно, правда, предположение, что геохимические различия между чарнокитовыми гнейсами зон *C* и *D* вызваны водно-флюидным переносом (метасоматическим перераспределением) ряда элементов при процессах дегидратации. Это предположение весьма сомнительно, ему противоречат в первую очередь данные

по РЗЭ. Нельзя, в частности, подобным образом объяснить закономерные вариации европия в сопряженных зонах. Можно согласиться с Д. Филдом и его соавторами, что наиболее достоверным объяснением полевых взаимоотношений и геохимических данных по изученным ими чарнокитовым гнейсам является следующая генетическая схема. Породы слагают синкинематические согласные интрузии, которые в процессе становления подвергались кристаллизации и фракционированию при низком давлении воды. Безводные кумулятивные образования были при тектонических напряжениях отделены от остаточной магмы. Последняя не только обнаруживает комплементарность с кумулятами, но является близкой по составу к магмам рапакиви.

§ 3. Ассоциация анортозитов — гранитов рапакиви

Значительная эпоха докембрийского гранитообразования проявлена на рубеже раннего и позднего протерозоя. Она отмечена интенсивными тектоно-магматическими процессами. Как показывают геолого-геофизические и петрологические данные, эти процессы развивались на основе протоплатформ и стабилизированных протогеосинклинальных областей и соответствуют, таким образом, режиму тектоно-магматической активизации.

Представления о докембрийской тектоно-магматической активизации (протоактивизации) прочно вошло в геологический обиход. Недавно они были синтезированы Л. В. Григорьевой [1980 г.; 1981 г.], которая под протоактивизацией понимает «сложный комплекс явлений, включающий глыбовый тектоногенез, перестройку глубинных структур земной коры, образование наложенных мульд и грабенов, выполненных континентальными вулканогенно-осадочными образованиями, локальный метаморфизм и мощный своеобразный магматизм, сопровождаемый возникновением разнообразных полезных ископаемых».

Области протоактивизации, по данным Л. В. Григорьевой, обладают сложным блоковым строением и тяготеют к глубинным сводовым воздыманиям поверхности Мохо; при этом глубинные структуры оказываются дисконформными по отношению к геоструктурам, сформированным на более ранних этапах геологической истории. Намечены два крайних типа областей протоактивизации. Для первых типично развитие в апикальных частях глубинных сводов мощного разуплотненного гранитного слоя; в областях второго типа апикальные части сводовых воздыманий представлены диоритовым слоем, а на крыльях свода нередко развиты блоки с мощной корой. Примером областей второго типа является Приладожье — наиболее хорошо изученная область протоактивизации.

Ведущее место среди разнообразных протоактивизационных магматических формаций принадлежит двум родственным гранитоидным формациям: габбро-монзонит-гранит-лейкогранитовой и габбро-анортозитов-гранитов рапакиви. Массивы первой фор-

мации с доминирующим развитием среди них калиевых порфировидных гранитов широко распространены в мире. На Балтийском щите — это известные плутонические комплексы: Ревзунд-Сёрвик в Швеции, Ара-Лицкий и Умбинский на Кольском полуострове, Кузнеценский, Оя-Ярвинский и Тервусский на Карельском перешейке и в Приладжье, на Украинском щите к ним относятся кировоградские и новоукраинские граниты, на Канадском — так называемые гудзонские граниты, в Австралии — граниты Джим-Джим, Вольфрам-Хилл, Сибелла, граниты п-ова Эйр и т. п. На Балтийском щите и в Австралии известны вулканические эквиваленты гранитов, представленные, в частности, серией Дала и порфирами Эдит-Ривер. Радиологический возраст всех этих гранитов тяготеет к среднестатистическому значению 1800 млн. лет.

Плутоны гранитов рапакиви, получившие глобальное развитие в виде протяженных поясов по периферии щитов, относятся в основном к более позднему этапу протоактивизационного магматизма, с возрастом 1550—1700 млн. лет. Так же как и более ранние трахитоидные граниты, рапакиви обнаруживают связь с вулканитами.

Обе рассматриваемые формации относятся к ранней эпохе докембрийской активизаций, или собственно протоактивизации. Геологические и радиогеохронологические данные указывают на проявление еще двух эпох докембрийского анорогенного магматизма с возрастом 1300—1400 и 900—1100 млн. лет. Последняя из них в отдельных районах характеризуется интенсивным проявлением процессов метаморфизма и мощным гранитным магматизмом, очень близким петрологически к магматизму протоактивизации (уже рассмотренная частично Дальсландская зона активизации на Балтийском щите и Гренвиллский пояс на Канадском).

Проблема посторогенных докембрийских гранитов (в более узком плане проблема рапакиви) является одной из ключевых в петрологии. К важнейшим геолого-петрологическим особенностям рассматриваемых плутонических комплексов относятся: 1) их повсеместная пространственно-временная ассоциация (т. е. парагенетическая связь) с породами основного и среднего состава (габбро-нориты, диорито-нориты, анортозит-лабрадориты, монцонитоиды и др.); 2) многофазный характер большей части гранитных массивов с гомодромной эволюцией состава пород; 3) специфические минералого-петрографические и петрогеохимические особенности, свидетельствующие о «сухости» и восстановленном характере магм. Все эти особенности, экстремально проявленные в комплексах рапакиви, присущи также массивам трахитоидных гранитов более раннего этапа протоактивизации. При этом, однако, последние отличаются более широкими вариациями породных ассоциаций, состава, петрохимии и структурно-текстурных особенностей пород. В общем в сравнении с рапакиви трахитоидные граниты характеризуются большей глиноземистостью и меньшей железистостью, несколько менее выраженной калиевостью, хотя в ряде случаев они почти не отличаются от

рапакиви. Это нашло отражение в довольно широком распространении названия «рапакивиподобные породы».

Отметим еще развитие среди протоактивизационных гранитоидов раннего этапа чарнокитов, широко представленных например в Умбинском массиве [Виноградов А. Н., Виноградова Г. В., 1977 г.], особенно характерны они для более поздней дальсландско-грениллской эпохи. Сходство рапакиви с чарнокитами давно и хорошо известно, что позволяет некоторым исследователям говорить о рапакиви-чарнокитовой серии кислых plutонических пород [Emsley R., 1972 г.]. Считается, что чарнокиты соответствуют более глубоким уровням становления, а рапакиви — мезогипабиссальным условиям.

Среди различных вопросов петрологии рассматриваемых формаций можно выделить два кардинальных: механизмы, контролирующие многофазное строение плутонов и эволюцию состава гранитоидов; природа родоначальной магмы и связь калиевых гранитов с породами габбро-анортозитовой серии.

Многие стороны этих вопросов рассмотрены в содержательной сводке коллектива авторов под руководством Д. А. Великославинского [1978 г.] и в других публикациях. Нет нужды их повторять. Нами будут рассмотрены некоторые петролого-геохимические аспекты проблемы, в связи с чем нужно отметить важнейшие геохимические особенности рапакиви и родственных им пород, существенные для дальнейшего изложения.

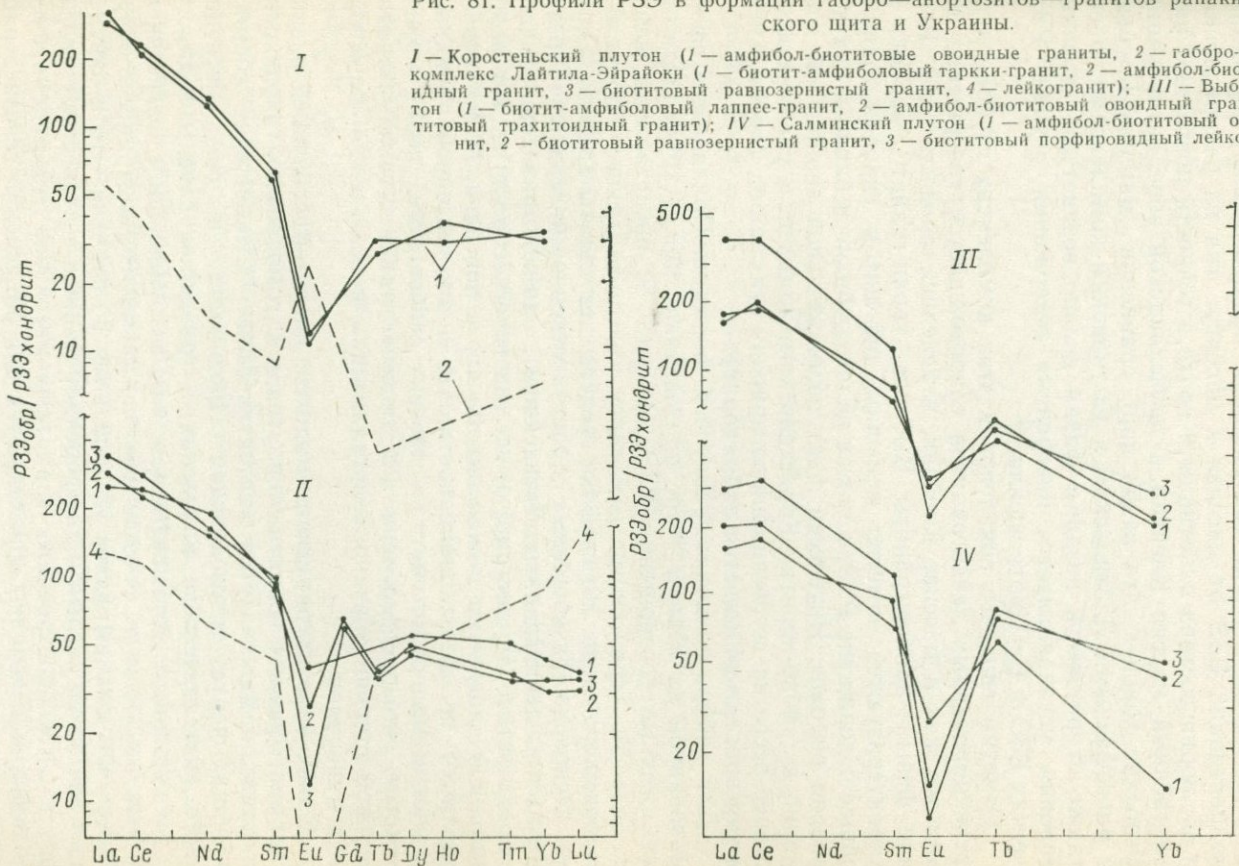
В гранитах наряду с высокой калиевостью и железистостью устанавливаются высокие содержания рубидия (возрастает в эволюционном ряду гранитов) и низкое K/Rb-отношение (понижается по мере раскисления пород); показательно поведение стронция, характеризующегося значительными вариациями содержаний и закономерным их понижением в эволюционном ряду. Для Оя-Ярвинского и Вуоксинского габбро-монзонит-гранитовых комплексов Карелии в серии кварцевый монцодиорит — адамеллит — гранит содержания стронция изменяются от 800 до 100—200 г/т. Одновременно резко возрастает Rb/Sr-отношение. Первичное изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитах варьирует в довольно широких пределах: от 0,7040 до 0,712. При этом, однако, высокие отношения устанавливаются в единичных случаях, а подавляющее большинство определений находится в интервале 0,705—0,706. Это указывает на происхождение гранитов из источника с низким Rb/Sr-отношением.

Для протоактивизационных интрузивных формаций из-за недостатка минералого-геохимических данных пока еще нет количественных моделей образования. Однако даже те геохимические материалы, которыми мы располагаем, не оставляют сомнений в том, что магматическая кристаллизационная дифференциация была ведущим механизмом, контролирувавшим становление многофазных гранитных плутонов этих формаций.

На рис. 81 показаны результаты определения РЗЭ в различных массивах рапакиви Балтийского и Украинского щитов. Для

Рис. 81. Профили РЗЭ в формации габбро—анортозитов—гранитов рапакиви Балтийского щита и Украины.

I — Коростеньский плутон (*1* — амфибол-биотитовые оvoidные граниты, *2* — габбро-норит); *II* — комплексе Лайтила-Эйрайоки (*1* — биотит-амфиболовый таркки-гранит, *2* — амфибол-биотитовый оvoidный гранит, *3* — биотитовый равнозернистый гранит, *4* — лейкогранит); *III* — Выборгский плутон (*1* — биотит-амфиболовый лаппе-гранит, *2* — амфибол-биотитовый оvoidный гранит, *3* — биотитовый трахитоидный гранит); *IV* — Салминский плутон (*1* — амфибол-биотитовый оvoidный гранит, *2* — биотитовый равнозернистый гранит, *3* — биотитовый порфиroidный лейкогранит).



Салминского и Выборгского плутонов приведены оригинальные данные, для комплекса Лайтила-Эйрайоки — усредненные по фазам данные А. Вормы [87], для Коростеньского плутона — данные П. А. Ваганова и др. [1981 г.].

При высоких общих содержаниях и значительных вариациях концентраций РЗЭ от массива к массиву тип их распределения и эволюция состава однотипны и почти в точности повторяют рассмотренный массив Клейван в дальсландской зоне активизации. Особенно хорошо это видно при сравнении массива Клейван с многофазными Лайтльским и Салминским комплексами. Здесь также от ранних к поздним фазам сильно возрастает дефицит европия, устанавливается инверсия в содержании суммы РЗЭ, легких РЗЭ и Ce/Yb-отношения.

Отметим еще, что появление в этих комплексах глубоко дифференцированных лейкогранитов сопровождается совершенно таким же, как в массиве Клейван, изменением профиля РЗЭ. Ранние фазы — лаппее-граниты Выборга, тарки-гранит Эйрайоки — характеризуются заметно меньшим дефицитом европия, однако общее содержание РЗЭ, а также калия, рубидия и бария в них довольно высокое. Интересен факт положительной европиевой аномалии в габбро-норитах Коростеньского комплекса, указывающий скорее всего на сегрегационную природу этих пород (проба взята в карьере, где добывается лабрадорит).

Для габбро-монзонит-гранитовой формации Приладжья, сформированной на первом этапе протоактивизации, устанавливаются аналогичные соотношения РЗЭ. На рис. 82 представлены наши данные по Тервусскому комплексу северо-западного побережья Ладожского озера. На графике сведены результаты анализа пород из несколько разобщенных пространственно массивов (Тервус, Велимяки, лейкограниты Латвасюрья), однако приведенные данные отчетливо демонстрируют их генетическое родство. На вариационной диаграмме можно видеть, что в поведении РЗЭ устанавливаются те же закономерности, что и для массивов рапакиви. С учетом минералого-петрологических особенностей пород можно отметить, что распределение РЗЭ в лейкогранитах также в значительной степени обязано кристаллизации и осаждению аксессуарных минералов.

Одной из конкурирующих моделей, иначе объясняющей развитие многофазных гранитных плутонов с гомодромной эволюцией состава пород, является анатектическая. Сущность ее состоит в общих чертах в следующем. Предполагается, что интенсивность анатектического плавления в гранитном слое, связанного с региональным метаморфизмом или возбуждающим действием базитовых магм, в течение тектоно-магматического цикла ослабевает. Объемы выплавки уменьшаются во времени, что и определяет все более кислый и дифференцированный состав интрузивных фаз в сложнопостроенных гранитных массивах. Эта модель и ее модификации нередко привлекаются для объяснения генезиса рассматриваемых формаций.

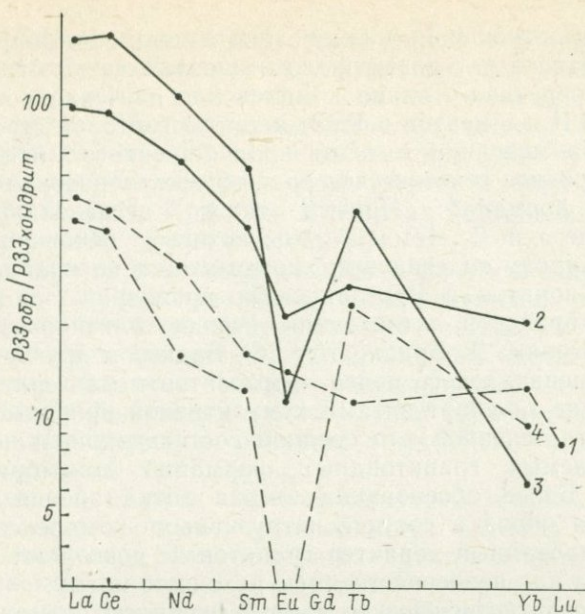


Рис. 82. Профили РЗЭ в породах Тервусского габбро-диорит-тоналит-гранитового комплекса.

1 — габбро-диорит; 2 — тоналит; 3 — трахитоидный биотитовый гранит; 4 — лейкогранит Латвасяури.

В этой связи нужно еще раз подчеркнуть, что количественное моделирование корового анатексиса в работах Дж. Арта, Г. Хансона и других показывает иные соотношения LIL-элементов и РЗЭ в серии последовательных выплавов (см. рис. 5). Анатектические породы характеризуются пониженными содержаниями РЗЭ, а слабая европейская аномалия в них отмечается лишь при очень низкой степени плавления, причем только для специфических субстратов. Это подтверждается результатами изучения свекофенских ультраметаморфогенных гранитов [Koljonen T., Rosenberg R. J., 1974 г.].

Таким образом, селективное плавление в коре, по крайней мере на уровне гранитного слоя, неприменимо к генезису рапакиви и родственных образований. В противоречии с этой моделью находятся также изотопные характеристики гранитов.

При этом, конечно, нельзя полностью исключать возможности появления небольших объемов анатектических расплавов, парагенетически связанных со становлением массивов рапакиви. Повышенные отношения изотопов стронция в некоторых гранитах, синхронных с анорогенными плутонами рассматриваемых формаций, указывают, очевидно, на их коровую природу.

Большинство исследователей признает генетическую связь калиевых гранитов и монцитонитов с анортозитами. Некоторое

время взаимоотношения между анортозитами—мангеритами—калиевыми гранитами с позиций геохимической петрологии трактовались противоречиво. Только комплексное изучение поведения переходных, LIL-элементов и РЗЭ, а также изотопов стронция и кислорода с применением методов количественного моделирования показало кровное генетическое родство всех образований рассматриваемых формаций. Пример такого исследования— работа Ж.-К. Дюшеса и Д. Демафа [40], которые обосновали сегрегационную природу андезиновых анортозитов и по крайней мере части габбро-норитов в Ругаланнской провинции дальсландской зоны докембрийской активизации. Раньше близкие взгляды развивали Е. Кранк, Д. Бриджуотер, Ф. Баркер и другие исследователи для Гренвиллского пояса анортозитов и мангеритов.

Признание за анортозитами кумулятивной природы заставляет предполагать основной или средний состав родоначальной магмы рассматриваемых гранитоидных формаций докембрийской активизации. Более обоснованна вторая точка зрения. Реальные соотношения пород в составе интрузивных комплексов, глубоко дифференцированный характер гранитов не позволяют рассматривать базальт как непосредственную исходную магму.

Кроме того, геофизические данные отрицают возможность присутствия на глубине значительных масс плотных пород. Все эти возражения снимаются для среднего состава исходной магмы. Плотность анортозитов (лабрадоритов и андезинитов) — основных представителей сегрегационной серии — незначительно превосходит плотность гранитов. С возрастанием глубины эрозионного среза, как это показано для Канадского щита [Ф. Баркер и др., 1975 г.], доля анортозитов увеличивается. В условиях градиента плотности в земной коре петроплотностные различия между анортозитами и породами рамы вообще могут сnivelироваться.

Количественное моделирование процессов магматической дифференциации для многофазного комплекса Бьёркрем-Согндал в дальсландской зоне, по данным Ж.-К. Дюшеса и А. Демафа, показало монцодиоритовый состав родоначальной магмы. Теоретический состав оказался очень близким к йотуниту — гиперстеновому монцодиориту, установленному в закалочных краевых фациях некоторых тел анортозитов. Показательно отсутствие в этой породе европиевой аномалии [40].

Дифференциация йотунитовой магмы в состоянии дать около 30 % высококалиевого гранита при условии отделения 50 % андезинового анортозита и 20 габбро-норита. Эти соотношения близки к реальным в рассматриваемой провинции и в Гренвиллском поясе. Йотунит — порода специфического состава, она отличается от типичных андезитов известково-щелочной серии повышенным содержанием титана, железа, калия и пониженным кремнезема. Показательно, что высокие концентрации этих элементов установлены в монцонитах формации рапакиви.

Для раннего протоактивизационного комплекса анортозиты не характерны, хотя и установлены в некоторых районах (Аландские

острова). Широкие вариации состава пород в ранних интрузивных фазах этого комплекса — от ультрабазитов до лейкогаббро — безусловно отражают проявление сингенетических рядов дифференциации *in situ*. Это подтверждается геологически. Усредненный состав подобных интрузий, как и состав пород без признаков сегрегационной кристаллизации, соответствует габбро-диориту или монцогаббро-диориту. При этом в породах устанавливается повышенное содержание титана и железа.

Таким образом, по нашим данным и по оценке других исследователей, состав родоначальной магмы, очевидно, варьирует от высокоглиноземистого андезито-базальта несколько повышенной щелочности до трахиандезита и трахиандезито-дацита.

Известково-щелочные магмы родоначальны по отношению к гранитоидным формациям раннего этапа протоактивизации, субщелочные — для формации рапакиви и рифейской анортозит-мангерит-чарнокитовой серии пород.

В Ладожской области протоактивизации установлены недифференцированные породы, которые могут служить прототипами родоначальных магм. Это, во-первых, латитовые андезито-дациты Янисъярвинской депрессии рифейского возраста и, во-вторых, гипабиссальные биотитовые диорито-нориты Карельского перешейка. Последние относятся к раннему протоактивизационному комплексу.

Каково же происхождение этих магм? Ряд исследователей, основываясь на хорошо обоснованных экспериментальных моделях, считают их непосредственными продуктами анатексиса в мантии или нижней коре (см. гл. IV). Другие рассматривают их как продукты коровой контаминации базальтовых магм. Эта точка зрения, как известно, впервые была высказана академиком А. А. Полкановым.

Модели смешения кажутся более перспективными. Они позволяют легче объяснить генерацию огромных масс гранитов. Ассимиляция базальтоидной магмой сиалического материала не только по пути ее следования к промежуточным очагам, но и параллельно с ведущим механизмом магматической дифференциации — кристаллизационным фракционированием — приводит к увеличению объема магмы, ее раскислению и смещению котектических равновесий к все более кислым составам.

Важной генетической закономерностью является общее увеличение щелочности пород по мере кратонизации геоблоков. Она устанавливается как для отдельных эпох и этапов, так и для всего докембрийского активизационного магматизма. Эта тенденция просматривается в конкретных областях активизации и в глобальном масштабе. Граниты рапакиви в сравнении с более ранними трахитоидными гранитами — это уже субщелочные породы. В возрастном ряду комплексов рапакиви Русской платформы (Короשתь—Выборг—Салми—Бердяуш) щелочность пород также возрастает вплоть до появления арфведсонитовых гранитов (Салми) и нефелиновых сиенитов (Бердяуш). В позднедокембрийском

Гренвиллском поясе синхронно с аортозит-мангерит-чарнокитовой субщелочной серией исключительно широко проявлен типично щелочной магматизм.

Ф. Баркер с соавторами [1975 г.] считают, что родоначальная магма сиенит-чарнокитовых и рапакиви-гранитовых серий возникла при ассимиляции щелочной оливин-базальтовой магмой вещества коры. Соответственно можно предположить, что контаминация высокоглиноземистого базальта ответственна за родоначальные магмы ранних этапов протоактивизации.

Надежных доказательств гипотез пока нет. Но можно не сомневаться, что тонкие геохимические и петрологические исследования, в том числе на основе новых количественных моделей смешения, которые сейчас интенсивно разрабатываются, внесут решающий вклад в решение этой проблемы. Интересных результатов можно ожидать от новейших исследований по редкоземельной изотопии.

Режим докембрийской активизации не находит полной аналогии среди геодинамических режимов фанерозоя. С некоторой условностью он может быть сопоставлен с орогенцией континентальных окраин как по масштабам гранитоидного магматизма, так и по особенностям его проявления.

Данные изотопной геохимии убедительно свидетельствуют о том, что наращивание докембрийской континентальной коры происходило за счет верхней мантии. Одним из крупнейших периодов этого процесса был, судя по радиологическим данным, временной интервал 1900—1600 млн. лет [Moogbath S., 1978 г.]. Есть все основания считать, что его конкретным геологическим выражением было формирование рассмотренных гранитоидных формаций. Рубеж раннего и позднего протерозоя относится к числу важнейших в геологической истории, так как именно к этому времени приурочено, очевидно, становление континентальной коры современного типа.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Щелочным породам в современной петрологии принадлежит особое место, совершенно несопоставимое с их очень небольшим удельным объемом среди магматических образований земной коры. Велико практическое значение щелочных пород как источника обширного набора ценнейших полезных ископаемых, причем в условиях развития современной технологии оно будет возрастать еще больше. Однако не только это определяет тот исключительный интерес, какой вызывают эти породы у геологов. Целый комплекс сложнейших геотектонических, минералого-геохимических и петрологических задач возникает при рассмотрении их генезиса.

Трудно переоценить вклад петрологов-экспериментаторов в разработку общих и частных вопросов щелочного петрогенеза. Начало современного этапа в петрологии щелочных пород связано с выходом в свет в 1962 г. книги Х. Йодера и К. Тилли «Происхождение базальтовых магм». Намеченные этими исследователями пути решения проблемы потребовали резкого усовершенствования техники эксперимента с особым акцентом на высокие давления и усложнение состава паровой фазы.

ГЛАВА VIII

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ

§ 1. Краткий обзор гипотез

Практически во всех силикатных системах, изученных при атмосферном давлении, в том числе в разрезах «базальтового тетраэдра», установлены температурные барьеры, отделяющие недосыщенные расплавы повышенной щелочности от «нормальных». Таким образом, в условиях низкобарического фракционирования невозможен переход базальт — щелочной базальт и, наоборот, от недосыщенных кремнеземом щелочных расплавов к кварцсодержащим.

Лишь открытие инконгруэнтного плавления ортоклаза по схеме $Or=Lc+L$ давало Н. Боуэну возможность объяснить некоторые полевые ассоциации пересыщенных и недосыщенных кремнеземом пород с позиций фракционной кристаллизации. Однако весьма ограниченное приложение фракционирования лейцита к происхождению щелочных пород в целом было совершенно очевидным из общих геологических данных.

Генезис щелочных магм оставался слабым звеном теории Н. Боуэна, и это способствовало порождению многочисленных гипотез. Ниже кратко рассмотрены наиболее распространенные из них.

Ассимиляция известняков. Эта гипотеза Р. Дэли до относительно недавнего времени оставалась наиболее популярной при рассмотрении происхождения щелочных пород. Согласно гипотезе реакция базальтовой магмы с известняками приводит к ее дифференциации и обогащению щелочами вследствие образования и удаления силикатов кальция, магния и железа. С. Шенд не только решительно поддержал представления Р. Дэли, но и значительно расширил их. Он считал, что не только базальтовая, но и гранитная магма способна при ассимиляции карбонатных осадков эволюционировать в направлении щелочных пород.

Многие исследователи, действительно, отмечали возникновение щелочных фаций в зоне контактов гранитов, гранодиоритов и даже габброидов с карбонатными породами. Однако в целом значение ассимиляции оказалось сильно переоцененным. Развитие этого процесса обычно ограничивается первыми метрами в контактовых зонах интрузий. Интересно отметить, что «известняки» многих комплексов щелочных пород, привлекавшиеся С. Шендом в качестве доказательств ассимиляции, оказались в самом деле карбонатитами. В крупном южноафриканском массиве Пилансберг, рассмотренном в классической работе С. Шенда, возраст щелочных пород оценивается в 1250 млн. лет [30]. Возраст же бушвелдских гранитов, остаточный расплав которых, по С. Шенду, реагировал с доломитами, десилифицируясь и обогащаясь щелочами, составляет $1950 \pm \pm 150$ млн. лет. Развитие щелочных пород в океанических районах и тех участках континентов, где карбонатные породы отсутствуют, — также очень сильный довод против рассматриваемой гипотезы.

Термохимические данные свидетельствуют, что тепловые запасы магм, особенно гранитных, незначительны, а для растворения известняков требуется слишком большое количество тепловой энергии. На это указывал еще Н. Боуэн, и его аргументы сохранили свое значение до сих пор. Энергетические ограничения непреодолимы в гипотезе ассимиляции.

Решающий удар по гипотезе был нанесен экспериментаторами. Д. Уоткинсон и П. Уайли [88] изучали влияние добавки силикатных минералов (альбита, ортоклаза, нефелина) к синтетическим расплавам в системе $\text{CaCO}_3\text{—Ca(OH)}_2$ (карбонатитовые расплавы) при содержании в смеси 25 вес. % воды. Эти экспериментаторы указывали, что менее 5 вес. % силикатных молекул растворяется в карбонатитовом расплаве при давлении 1 кбар. При этом начинает кристаллизаться мелилит. При добавке к силикатному щелочному расплаву богатого кальцием материала этими исследователями получен эффект десилификации с формированием нефелина, но в присутствии кристаллической фазы альбита. Таким образом, нефелин и другие недосушенные кремнеземом минералы — мелилит, ранкинит и ларнит — формируются в субсолидусную стадию. При добавке значительных количеств богатого окисью кальция материала к полевошпатовому расплаву в присутствии воды под давлением температура кристаллизации значительно возрастает.

Еще ранее П. Уайли и О. Татлом [5] экспериментально было доказано, что добавка даже незначительного количества углекислого газа в водный полевошпатовый или гранитный расплав приводит к выделению из него воды и повышает температуру его кристаллизации. Следовательно, поглощение гранитной магмой карбонатных пород должно быть весьма ограниченным, если допускать, что условия существования расплава сохраняются. Также ограничено и образование фельдшпатовых пород при реакциях взаимодействия гранитной магмы (или пород в автометаморфическую стадию) с карбонатными образованиями. Трудно предположить, что в результате такого процесса образуется десилифицированный расплав, способный к перемещению и дальнейшей эволюции.

П. Уайли суммировал экспериментальные данные, препятствующие принятию гипотезы ассимиляции. Он завершил свою работу следующими словами: «... нет определенных геологических доказательств образования фельдшпатоидных магм из субщелочных (известково-щелочных.— Н. Ш., В. И.) путем синтесиса известняков, но имеются экспериментальные данные против этой гипотезы» [30, с. 345].

Другой, «противоположный», вариант ассимиляции выдвинул А. Холмс [1932 г.], объяснив происхождение калевых ультраосновных пород Западного рифта Восточной Африки. Он предположил, что эти породы образовались при взаимодействии карбонатитовой магмы с кислыми породами коры. Как отметил П. Уайли, экспериментальных доказательств такого типа ассимиляции не получено. Кроме того, наличие глубинных включений в вулканитах указанного типа показывает, что они мало изменены по пути следования от областей магмогенерации. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, хотя и допускают возможность контаминации магмы карбонатитовым веществом коры, сильно ограничивают возможные масштабы подобных явлений.

Кислотно-основное взаимодействие. Появление щелочных расплавов за счет гранитных магм, взаимодействующих с кальциево-магнезиальными породами

кровли, обосновано Д. С. Коржинским с позиций физической химии [18]. В основе этого процесса лежит принцип кислотно-основного взаимодействия, который может быть назван «принципом Коржинского».

При инфильтрационном характере гранитизирующих растворов, вступающих во взаимодействие со средой основных (карбонатных) пород («магматическом замещении»), происходит растворение последних. Это определяет увеличение активности оснований в растворе, среди которых наиболее сильными являются щелочи. Гранитизирующий раствор находится в химическом равновесии с магмой, из которой он выделяется. Поэтому повышение химических потенциалов щелочей в растворе вызовет их диффузию в магму и обусловит увеличение ее общей щелочности. Этот процесс будет продолжаться до тех пор, пока не исчезнет градиент активности щелочей в системе «сквозьмагматический раствор — расплав».

Применение «принципа Коржинского» к генезису щелочных пород предпринималось многими отечественными исследователями. В частности, Л. Л. Перчук [1963 г.] с помощью этого принципа объяснил эндоконтактовую зональность нефелиновый сиенит—сиенит—кварцевый сиенит—гранит в Дежневском массиве. Однако другие исследователи указывают на интрузивную природу нефелинового сиенита.

Ученые школы Д. С. Коржинского настойчиво противопоставляют кислотно-основное магматическое замещение ассимиляции, подчеркивая инфильтрационный характер первого процесса и диффузионный — второго. Они отрицают сколько-нибудь существенную роль ассимиляции в петрогенезисе. Тем не менее, как справедливо указывают многие исследователи, с геологической точки зрения различия между этими процессами в рассмотренном варианте невелики. Взаимодействие гранитной магмы с известняками или другими богатыми основаниями породами может привести в соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия к появлению краевых фаций пород повышенной щелочности. Однако по своим масштабам такой процесс локален и не может быть распространен на происхождение целых формаций щелочных пород, как это делается в некоторых работах [Молчанова Т. В., 1966 г., и др.]. Об этом убедительно свидетельствуют геологические данные.

Некоторые исследователи трактуют кислотно-основное взаимодействие и магматическое замещение в приложении к щелочным породам более широко, исходя из предположения о длительной инфильтрации ювенильных («сквозьмагматических») растворов. Последние в зависимости от того, какие породы встречаются им на пути, либо ошелачиваются, либо раскисляются. В первом случае при длительном взаимодействии «сквозьмагматических» растворов с породами и достаточно высокой температуре в реакционной зоне благодаря магматическому замещению могут возникнуть щелочные магмы [Роненсон Б. М., 1966 г.].

С самых общих геологических позиций эта идея несостоятельна, так как, по-видимому, подавляющее большинство континентальных щелочных массивов размещается в породах кислого состава.

Механизм кислотно-основного взаимодействия для объяснения формирования щелочных магм в верхней мантии привлекался и Б. Г. Лутцем [19]. Близкой точки зрения на происхождение щелочных магм придерживаются Ю. А. Капустин [1976 г.], а также В. Г. Кушев и А. Г. Миронов [1980 г.]. Согласно Б. Г. Лутцу, основной газовой фазой в мантии должен быть водород (вместе с другими восстановленными газами: CO , CH_4 и т. п.). При взаимодействии водорода с металлами переменной валентности образуются ионы водорода (например, $\text{Fe}^{3+} + 0.5\text{H}_2 \rightarrow \text{Fe}^{2+} + \text{H}^+$), что должно привести к возникновению кислой среды. Наличие последней, особенно в участках магнообразования, ведет к выносу щелочей из пород мантии («глубинное кислотное выщелачивание»). Поскольку элементы по кислотно-основным свойствам размещаются в ряду с увеличением основности (F, O, Cl, S, C, H, P, Pt, B, Ca, Fe, Ti, Mn, Zr, V, Y, Mg, TR, Sr, Hf, Li, Na, Ba, K, Rb, Cs), то будет происходить избирательное выщелачивание элементов, главным образом с наиболее основными свойствами, куда попадают «некогерентные» элементы.

Результаты исследований распределения калия, натрия и рубидия в кимберлитах и калиевых щелочных базальтоидах показали, однако, что реальное

распределение этих элементов не соответствует таковому по схеме Лутца [Лебедев-Зиновьев А. А., Илупин И. П., 1977 г.]. Обогащение расплава калием должно сопровождаться, по Б. Г. Лутцу, еще более сильным обогащением его рубидием, как более сильным основанием. Это должно было бы приводить к уменьшению К/Rb-отношения, но в кимберлитах и калиевых базальтах возрастание концентрации калия сопровождается увеличением этого отношения. Кроме того, с позиций кислотно-основного взаимодействия не получают объяснения повышенные концентрации в щелочных породах элементов с сильными кислотными свойствами (Cl, F, P и др.).

Не совсем ясно образование ионов водорода в результате изменения валентного состояния катионов. Поскольку катионы связаны преимущественно с кислородом, то реакция восстановления металлов водородом должна идти с образованием воды ($\text{Me}_2\text{O}_3 + \text{H}_2 \rightarrow 2\text{MeO} + \text{H}_2\text{O}$), а не ионов водорода [Шинкарев Н. Ф. и др., 1981 г.].

Значительно более интересными и перспективными являются идеи Д. С. Коржинского и его учеников о флюидно-магматическом взаимодействии, развиваемые в свете концепции метаматизма. В приложении к щелочным породам идея метаматизма разрабатывалась Л. Л. Перчуком в варианте карбонатизации и щелочения базальтовых магм [22] (см. гл. IX).

Резорбция амфибола и биотита. Этот процесс был предложен Н. Боуэном в качестве альтернативы ассимиляционным механизмам [3]. По его мнению, наиболее вероятным способом образования щелочных магм является фракционная резорбция ранних амфибола и биотита, осаждающихся из зоны кристаллизации в области расплава с более высокотемпературными параметрами. Н. Боуэн основывал свои выводы на том, что большинство горнблендитов, которые он считал сегрегационными образованиями, содержат нормативный нефелин. В результате реакции с амфиболом и биотитом расплав обогащается такими нормативными компонентами, как нефелин, лейцит, оливин и авгит. Таким способом, толеитовые расплавы могут быть преобразованы в высокомафические фельдшпатоидные. Геологические и петрографические данные не противоречат возможности осуществления такого процесса в природе, однако для его безусловного принятия минералого-геохимических, экспериментальных и термодинамических материалов пока еще недостаточно.

Подробное обсуждение проблемы можно найти в работах Х. Йодера и К. Тилли, а также У. Лута [13, 30]. Последний считает, что механизм резорбции биотита малозффективен для образования калиевых щелочно-ультрасосновных магм, но приемлем для калиевых щелочных пород с кварц-нормативной основной массой.

Резорбция нефелин-нормативных амфиболов гастингситового ряда вполне может обусловить появление щелочных фракций магмы, если такое взаимодействие осуществляется в известково-щелочной магне монодиоритового типа. В целом, однако, механизму резорбции амфибола и биотита, очевидно, нельзя придавать универсального значения, распространяя его на все разнообразные формации щелочных пород.

Ликвация. В приложении к некоторым резко контрастным образованиям щелочных ассоциаций (карбонатиты, породы «рудного комплекса») — это один из наиболее вероятных механизмов отщепления. Что же касается генезиса собственно щелочных пород в результате ликвации, то экспериментальных доказательств в его пользу мало.

Обоснование расслоения базальтового расплава с образованием щелочной фракции приведено в работах В. А. Пугина и Н. И. Хитарова [24]. При плавлении оливинового толеита при повышенных p - T -условиях ими установлена ликвация, выразившаяся в обособлении двух жидкостей, бесцветной и темной, с разными показателями преломления зонального стекла. Иногда появлялась зона диффузионного раздела, когда граница между жидкостями становилась нечеткой. В обоих расплавах химический анализ не дал нормативного нефелина. Для отнесения отликвировавших жидкостей (черное и темное стекло) к щелочным авторы использовали индекс Полдвервартта, применяемый для выделения среди гиперстен-нормативных базальтов «слабощелочных» типов. [Если его значение «альбит—2 энстатит—1,5 ферросилит (норм.)» > 0 , то порода относится к щелочным базальтам]. Если сравнить этот индекс, по данным В. А. Пу-

гина и Н. И. Хитарова, для исходного базальта (+15, 51) и для отликвированных жидкостей (обр. 33-1 = -16,74; обр. 52-4 = +5,32; обр. 59-1 = +13,16), то окажется, что наиболее щелочным является исходный базальт, а обр. 33-1 следует относить к оливиновым толентам. Таким образом, в этой работе участие ликвации в формировании щелочных пород за счет «нормальных» щелочноземельных должным образом не обосновано. В толентах не установлены до сих пор капли щелочного состава.

Экспериментально ликвация была воспроизведена канадскими учеными при плавлении щелочных лампрофиров с оцеллами кварц- и нефелинситенитового, а также карбонатитового состава [Филпотс А., 1976 г.; Phillpots A., Hodgson C., 1968 г.; Ferguson J., Currie K., 1971 г.]. Привлекательной стороной этих исследований является увязка разнообразных геолого-петрографических данных с результатами эксперимента, что особенно отличает работу Дж. Фергюсона и К. Кюрри [1971 г.]. Авторы указанных работ склоняются к широкому толкованию своих результатов. По мнению А. Филпотса, «...возможно, все лейкократовые породы, ассоциирующие с основными щелочными породами (в провинции Монтериджиан.— Н. Ш., В. И.) образуются из несмешивающихся жидкостей» [30, с. 234].

Проявления ликвации близкого типа были установлены в стекловатых щелочных базальтах Приморья, которые несут в себе каплевидные выделения стекла феонолитового расплава [Щека С. А., 1978 г.]. Подчеркнем, что и в этом случае речь идет о расхождении в изначально щелочных основных магмах, и это не разрешает более общей проблемы преодоления термальных барьеров между насыщенными и недосыщенными кремнеземом расплавами.

Частичное плавление и фракционная кристаллизация в условиях высоких давлений. Пути решения этой общей проблемы, как уже говорилось в гл. 3, были намечены Х. Йодером и К. Тилли [13]. Их фундаментальная работа [13] резко интенсифицировала экспериментальные исследования в области высоких давлений, и в течение ближайших лет появились крупные петрологические работы, рассматривающие генезис щелочных магм. М. О'Хара показал, что температура солидуса эколгита при давлении 30 кбар должна быть выше, чем у гранатового перидотита [32]. Следовательно, эколгит, который считался Х. Йодером и К. Тилли продуктом частичного плавления, в самом деле — термальный барьер в системе гранатового перидотита и скорее всего представляет собой тугоплавкий остаток.

М. О'Хара вместе с Х. Йодером предложили двустадийную модель образования щелочных магм [68]. Предполагалось, что пикритовая жидкость, которая была получена при плавлении гранатового перидотита при высоких давлениях, фракционирует со стадией граната пироксена (I стадия эколгитового фракционирования), а затем — оливина (II стадия фракционирования). Предполагалось, что при удалении из пикритового расплава 50 % эколгита и 40 % оливина возникнут вторичные расплавы, обогащенные нефелином. Геологами эта гипотеза была встречена скептически. Пикриты распространены в природе очень незначительно, а нодулы эколгитов в щелочных базальтах встречаются значительно реже, чем гипоксенолиты перидотитов. Кроме того, как показал Д. Х. Грин, отношение $100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ в образованных таким способом магмах должно быть меньше 55. В самом деле в щелочных базальтах, оливиновых нефелинитах и других подобных породах это отношение составляет 63—73 [8].

Расширение поля стабильности ромбического пироксена при повышении давления, установленное при плавлении ряда синтетических составов и природных перидотитов, легло в основу модели ортопироксенового фракционирования выплавки пиролита Д. Грина и А. Рингвуда (см. гл. III, § 1), или частичного плавления перидотита на больших глубинах [22].

Одновременно довольно значительные исследования проводились по изучению теплового потока в различных геоструктурах и минеральных равновесий в глубинных включениях, позволившие рассчитать современные континентальные и океанические геотермы, а также минеральные палеогеотермы для районов развития кимберлитов и щелочных базальтоидов. Было показано, что «ни одна из вычисленных к настоящему времени геотерм не пересекается с солидусом перидотита» ([12, с. 93]; см. также рис. 16).

Кроме того, как показали опыты по плавлению базанитов и оливиновых нефелинитов, освобожденных от летучих компонентов, ортопироксен появляется лишь в очень ограниченном диапазоне p - T -условий.

Таким образом, на рубеже 60—70-х годов повсеместное признание получила идея об определенной генетической самостоятельности щелочной магмы, решающим фактором образования которой является большая глубина зарождения. Одновременно выявилась недостаточность экспериментальных данных при высоких давлениях в «сухих» системах. Современные модели происхождения щелочных магм основываются на опытных данных, полученных в присутствии летучих. Мы рассмотрим их после краткого освещения важнейших геохимических особенностей щелочных пород.

§ 2. Некоторые геохимические аспекты проблемы

Данные изотопной геохимии. Изотопные отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ и др.), как известно, особенно информативны для суждения о природе источника магматических пород. Для многих щелочных пород они дают однозначные ответы. В частности, для карбонатитов и генетически связанных с ними щелочно-ультраосновных пород Na-ряда по всем изотопным парам получен одинаковый результат об их мантийном происхождении [19, 62, 80 и др.].

У щелочных базальтов вулканических островов первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ несколько выше, чем у толентов срединно-океанических хребтов (0,703—0,706). Ассоциированные со щелочными базальтами разнообразные более кислые щелочные породы (муджириты, трахиты, фонолиты и др.) многих островных вулканов имеют идентичные первичные отношения изотопов стронция [30, 39]. Однако более типично увеличение этих отношений параллельно с возрастанием Rb/Sr-отношения от базальтов к более дифференцированным фельзитическим членам ассоциаций. Как известно, для многих вулканических серий океанических островов устанавливается бимодальный характер распределения составов («разрыв Дэли»), и данные изотопной геохимии дают как бы дополнительные аргументы тем исследователям, которые оспаривают возможность формирования этих пород в результате фракционной кристаллизации.

И. Кармайкл, Ф. Тернер и Дж. Ферхуген не разделяют подобной точки зрения [39]. Они полагают, что некоторые стадии дифференциации могут быть отделены от извержения значительным перерывом (до 10 млн. лет), достаточным для накопления радиогенного стронция в более кислых фракциях щелочной магмы, обогащенных в процессе дифференциации рубидием.

Континентальные щелочные базальты и связанные с ними породы широкого спектра, от нефелинитов и фонолитов до трахитов и пантеллеритов, имеют довольно высокое первичное отношение изотопов стронция, которое, правда, значительно ниже среднего для земной коры [30, 39 и др.]. Отличаясь, кроме того, более высоким в сравнении с породами вулканических островов содержанием калия, рубидия и других элементов, континентальные щелочные базальты, возможно, обнаруживают влияние коры, хотя и весьма незначительное.

Рассмотренные особенности изотопной геохимии щелочно-базальтовых вулканических ассоциаций сохраняются на плутоническом уровне в интрузивных комплексах щелочно-основной формации Na-ряда.

Более сложны для интерпретации данные для щелочных пород K-ряда. Дж. Пауэлл и К. Белл [30] показали, что отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них довольно высокие и колеблются от 0,704 до 0,710 и даже выше. При этом устанавливаются закономерные изменения изотопных отношений в зависимости от содержаний рубидия и стронция, свидетельствующие об однотипном происхождении пород. Рассматривая самые разные варианты природы установленных отношений, Дж. Пауэлл и К. Белл отвергают возможность следующих процессов: дифференциации базальтовой магмы; резорбции слюд базальтовой магмой; зонного плавления в мантии; анатексиса слюдитов и амфиболитов; ассимиляции известняков; ассимиляции силикатического вещества базальтовой магмой.

Адекватная интерпретация аналитических данных возможна, если имели место три процесса: частичное плавление флогопит-содержащих пород верхней мантии; ассимиляция сиала карбонатитовой магмой; ассимиляция сиала мафической щелочной магмой. Отметим сразу же малую вероятность последнего варианта, поскольку он неприменим к калиевым ультрамафитам Западного рифта Восточно-Африканской системы, крайне недосыщенным кремнеземом. Можно добавить, кроме того, что по расчетным данным Дж. Пауэлла и К. Белла гипотеза А. Холмса об ассимиляции карбонатитами вещества сиала не объясняет реального распределения в породах рубидия [30].

«Некогерентные» элементы. Д. Грин и А. Рингвуд выделили группу второстепенных (калий, титан, фосфор) и редких (уран, торий, барий, цезий, рубидий, стронций, церий, цирконий) элементов, содержания которых «в щелочных оливиновых базальтах часто намного выше, чем это можно было ожидать, если бы дифференциация осуществлялась путем простой кристаллизационной отсадки из богатого оливином толента или являлась бы результатом частичного плавления одного и того же исходного перидотита» [22, с. 209]. Они назвали такие элементы «некогерентными». Круг их в приложении к щелочным породам может быть значительно расширен [Овчинников Л. Н. и др., 1970 г.; Бородин Л. С., 1981 г., и др.].

Большинство микроэлементов, которыми сильно обогащены щелочные безальтоиды в соответствии с их коэффициентами разделения в системе кристалл—расплав, относится к магматофильным ($K_p < 1$) или даже гипермагматофильным ($K_p \ll 1$, см. Введение) элементам. Следовательно, при низкой степени плавления в магматическом источнике магмы должны быть обогащены этими элементами в отличие от расплавов, формирующихся при интенсивном плавлении. Различия в коэффициентах разделения между расплавом и разными кристаллическими фазами (например, для

пары гранат—клинопироксен) в отношении тяжелых РЗЭ (см. рис. 6) могут обусловить значительные вариации геохимических особенностей пород в зависимости от соотношения твердых фаз в области плавления.

Высокая избирательность селективной выплавки при генерации щелочных магм была постулирована геохимиками еще до появления удовлетворительных экспериментальных моделей и широкого распространения количественных расчетов поведения микроэлементов. На это, в частности, указывали Л. Н. Овчинников, Л. С. Бородин и В. В. Ляхович [1970 г.].

Большие вариации коэффициентов разделения лантаноидов для различных твердых фаз мантийного перидотита определили эту группу элементов как наиболее показательную в количественных геохимических моделях происхождения щелочных магм. Наиболее обстоятельно распределение РЗЭ в различных типах базальтовых магм в связи с их зарождением в верхней мантии рассмотрено в работах Дж. Шиллинга [1966 г., 1971 г.] и П. Гаста [1968 г., 1973 г.].

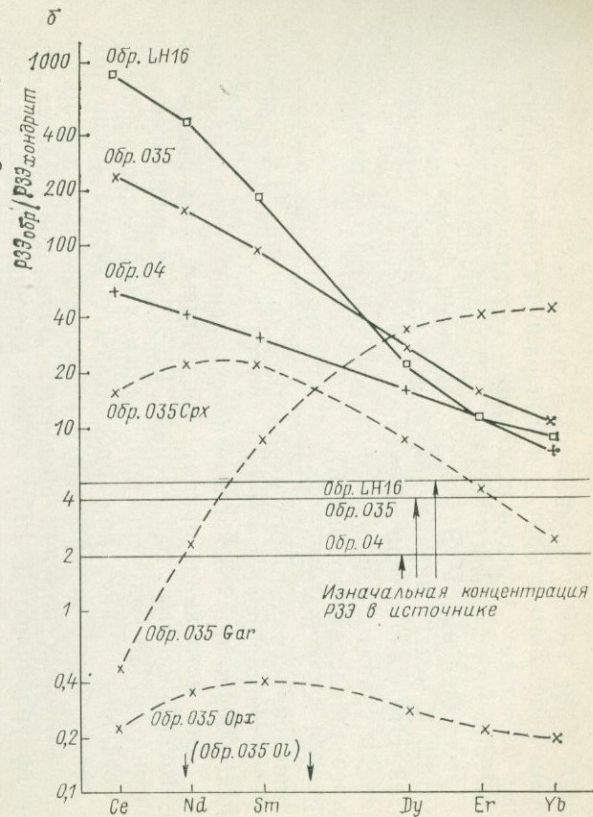
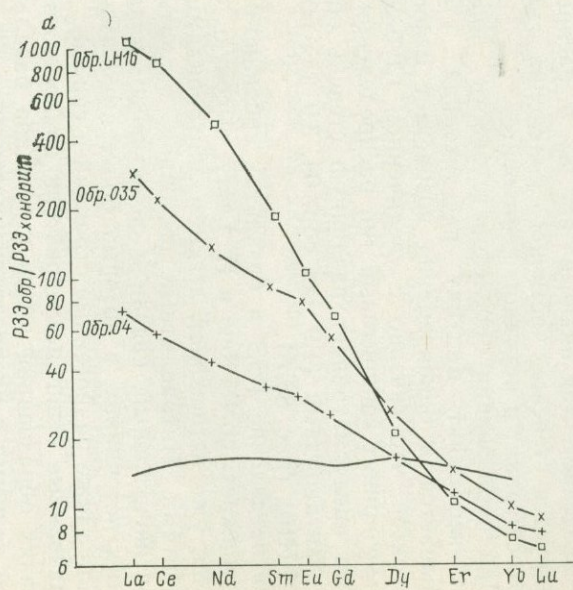
Р. Кей и П. Гаст проанализировали большое число щелочных пород из разных районов мира. Они же представили одну из интереснейших количественных геохимических моделей генезиса этих пород [54]. По результатам их исследований построен график содержания РЗЭ в трех щелочных породах (рис. 83, а): щелочном оливиновом базальте (обр. 04) и оливино-мелилитовом нефелините (обр. 035) серии Гонолулу (Гавайские острова), а также мадупите (калиевой щелочно-ультраосновной породе; обр. LH16) из штата Вайоминг (США). Для сравнения приведена усредненная кривая нормированного распределения РЗЭ в среднем типе толеитового базальта срединно-океанических хребтов. Хорошо виден резко фракционированный характер РЗЭ в щелочных породах по сравнению с океаническими толеитами; общее содержание и степень их фракционирования (показателем ее может служить отношение Ce/Yb) возрастает в ряду оливиновый щелочной базальт — оливино-мелилитовый нефелинит — мадупит.

Отмеченные закономерности устойчиво сохраняются для трех главных типов щелочных магм: щелочных базальтов, нефелинитов и калиевых базальтоидов, хотя вариации в общем содержании и распределении индивидуальных РЗЭ обнаруживаются при изучении образцов из разных провинций.

Р. Кей и П. Гаст отвергают механизм контаминации и селективного выщелачивания редких элементов из боковых мантийных пород, рассматривавшийся Д. Грином и А. Рингвудом при интерпретации «несовместимых» элементов в щелочных базальтах. Они не считают возможным также принять для объяснения распределения РЗЭ гетерогенность мантии в отношении акцессорных и второстепенных минералов, хотя для других редких элементов и допускают такую трактовку. По мнению Р. Кея и П. Гаста, основной контроль в редкоземельной геохимии щелочных базальтоидов заключается в перераспределении лантаноидов между расплавом

Рис. 83. Содержание РЗЭ в щелочных породах и толенте срединно-океанического хребта (а) и влияние клинопироксен-гранатового отношения и степени плавления гранатового перидотита на содержание РЗЭ в щелочных магмах (б). По Р. Кею и П. Гасту [54].

Для обр. ЛН16 (рис. 83, б) в магматическом источнике рассчитано 3% клинопироксена, 17 граната, 0,35 расплава; для обр.035 соответственно — 11; 9 и 0,95; для обр. 04 — 15; 5 и 2,4. На графике показана, кроме того, концентрация РЗЭ в минералах исходной мантийной породы для обр. 035.



и твердыми фазами гранатового перидотита в области магмогенерации. При этом учитываются результаты экспериментов по фазовым переходам в мантии и минералогия гипоксенолитов в щелочных базальтах. Однако решающим геохимическим аргументом при выборе минерального состава субстрата являются коэффициенты распределения РЗЭ между твердыми фазами, устойчивыми в мантии, и между вкрапленниками и матрицей в щелочных базальтах. Эти данные свидетельствуют о ведущей роли клинопироксена и граната при фракционировании РЗЭ в результате частичного плавления (ср. рис. 6).

На рис. 83, б показаны результаты модельных расчетов условий плавления гранатового перидотита (оливин 55 %, ортопироксен 25 %, клинопироксен+гранат 20 %) для получения установленных содержаний РЗЭ в трех перечисленных образцах щелочных пород. Для источника принят хондритовый тип распределения РЗЭ. Коэффициенты разделения РЗЭ для равновесия клинопироксен/расплав получены при анализе «мафического фонолита», для остальных минералов рассчитаны с учетом распределения РЗЭ между этими минералами и клинопироксеном в эклогитовых и перидотитовых нодулях щелочных базальтов. Расчет проводился по уравнению Д. Шоу, модель которого подразумевает непрерывную экстракцию расплава при конгруэнтном плавлении фаз (см. Введение). Как видно из рис. 83, б, распределение РЗЭ контролируется степенью частичного плавления и отношением клинопироксен/гранат в исходном перидотите.

При образовании последовательности пород щелочной базальт—нефелинит—мадупит рассчитанная степень плавления уменьшается и одновременно возрастает отношение гранат/клинопироксен, что связано с увеличением глубины источника. Поскольку принят хондритовый тип распределения РЗЭ в источнике, модель предусматривает различную степень обогащения перидотита лантаноидами (1,9 для обр. 04, 3,9 для обр. 035 и 5,1 — для обр. LN16) (рис. 83, б).

Распределение РЗЭ в базальтах срединно-океанических хребтов отражает, по Р. Кею и П. Гасту, высокую степень плавления мантии, уже истощенной легкими лантаноидами и литофильными элементами. Интраплитный щелочной магматизм, океанический и континентальный, связан с селективным плавлением в неистощенных источниках, в которых более высокими параметрами обладали также радиогенные стронций и свинец.

Названные выше исследователи подкрепляют свои выводы об условиях образования различных типов базальтоидов геофизическими данными о распространности слоя пониженных скоростей прохождения сейсмических волн (астеносферы). Хотя отдельные моменты в модели Р. Кея и П. Гаста могут вызвать возражения (игнорирование физико-химического контроля частичного плавления характеристическими точками, очень низкая степень плавления исходного материала и некоторые другие), в целом она представляется принципиально верной.

Довольно близкие количественные оценки поведения РЗЭ при формировании различных типов океанических базальтовых магм можно найти в работах Дж. Шиллинга [1966 г., 1971 г., 1973 г. и др.].

Х. Йодер, проанализировав данные по распределению РЗЭ с позиций экспериментальной петрологии, присоединился к выводам геохимиков о том, что соотношения между главными твердыми фазами (в первую очередь между клинопироксеном и гранатом) в исходном материале и степень его плавления определяют характер распределения РЗЭ в базальтах [12].

Если в отношении легких РЗЭ проблема кажется решенной, то для ряда других «несовместимых» элементов моделирование частичного плавления на основе главных минеральных фаз мантийных пород (перидотитов, эклогитов и др.) часто не дает удовлетворительных результатов.

Р. Кей и П. Гаст отмечали, что особенно часто несоответствие между рассчитанными и реальными концентрационными трендами обнаруживается для рубидия и что в некоторых случаях нужно допускать присутствие в источнике калийсодержащих фаз. В некоторых образцах из коллекции этих исследователей высокие концентрации рубидия коррелировались с повышенными содержаниями радиогенного стронция.

Известно много других примеров, когда геохимические особенности пород могут быть объяснены только исходя из неоднородности мантии в отношении второстепенных и аксессуарных минералов. Одним из первых проблему источника «несовместимых» элементов на примере калия рассмотрел Э. Р. Оксбурх [75, 28].

Он показал, что содержание калия в перидотитовых гипоксенолитах щелочных базальтов более чем на порядок ниже необходимого для создания существующего в атмосфере количества ^{40}Ar при дегазации мантии. Следовательно, перидотитовые включения в базальтах — представители мантии, уже истощенной при частичном плавлении. Опираясь на данные по содержанию калия в эклогитах, базальтах и перидотитах, Р. Э. Оксбурх пришел к выводу о наличии в мантии самостоятельных калийсодержащих фаз, разложение которых при плавлении создает наблюдаемые в базальтах количества калия. Он считал главной из них амфибол.

В настоящее время доказано, что амфибол может быть устойчивым только в самых верхних горизонтах мантии. При давлении выше 25 кбар он разлагается с образованием граната. Флогопит, напротив, устойчив, по крайней мере до давления 50 кбар [Марков В. К. и др., 1966 г.; Kushiro I. e. a., 1967 г.], т. е., безусловно, является стабильной фазой в верхней мантии. Именно этот минерал в настоящее время признается большинством исследователей в качестве наиболее вероятного источника калия и когерентных с ним элементов (рубидия, цезия, а также титана). Вопрос о первичной или вторичной природе флогопита в мантии остается открытым. В. С. Соболев на основании изучения включений в алмазах считает, что слюда отсутствует ниже раздела графит — алмаз

[26]. Первичным источником калия, по его мнению, служит клинопироксен, на что указывают данные Н. В. Соболева [1974 г.] по составу этого минерала в эклогитовых нодулях и экспериментальная работа Н. Шимизу, подтвердившего возможность нахождения окиси калия в пироксене при давлении до 100 кбар. В результате дегазации мантии вместе с флюидами часть калия могла удаляться из первичного вещества и фиксироваться в виде «мантийных месторождений» биотита (флогопита) в самых верхних частях мантии. Ассимиляция этого минерала более поздними магмами может привести к формированию высококалийевых щелочных магм типа лейцититов.

В общем, как указывали еще Д. Грин и А. Рингвуд, вопрос о «некогерентных» элементах неизбежно приводит к необходимости признания некоторой неоднородности мантии в отношении второстепенных и аксессуарных минералов. Они полагали, что основная часть K_2O , TiO_2 , P_2O_5 связана с такими устойчивыми минералами верхней мантии, как флогопит, ильменит, апатит.

К другим фазам, присутствие которых в мантии доказано при изучении глубинных включений в кимберлитах, Н. В. Соболев [1974 г.] относит циркон. Несомненно, круг их будет расширяться по мере более тщательного изучения гипоксенолитов, и на этом пути окончательное решение проблемы «некогерентных» элементов кажется возможным.

Отметим в заключение, что уже сейчас намечается соответствие между изотопными данными, экспериментальными данными по устойчивости минералов и некоторыми геохимическими особенностями щелочных пород. Такое соответствие, кажется, можно констатировать в отношении калия и рубидия и их источника в мантийных магмах — флогопита. Важным выводом, вытекающим из геохимических особенностей пород, в частности характера фракционирования в них РЗЭ, является низкая степень плавления мантийного вещества при формировании щелочных магм. Данные по РЗЭ указывают, кроме того, на вероятное присутствие граната в области магмогенерации, т. е. на значительные глубины зарождения щелочных магм. Это согласуется с экспериментальными данными.

§ 3. Частичное плавление водосодержащего пиrolита

Оригинальная модель генерации недосыщенных кремнеземом щелочных магм была предложена Д. Грином и Р. Балтитьюдом [8]. В своих петрогенетических построениях эти исследователи основывались на собственных опытах по изучению ликвидусных фаз при плавлении пиrolита, щелочных базальтов и нефелинитов в «сухих» условиях и в присутствии воды. По их данным, введение в систему всего 2—5 вес. % H_2O наряду с понижением температуры ликвидуса с 1400—1450 до 1200—1300 °C приводит к расширению поля устойчивости ортопироксена относительно оливина. Д. Грин и Р. Балтитьюд подчеркивали, что кристаллизация ром-

бического пироксена происходит только в недосыщенных составах и только в присутствии воды.

Резкое понижение температур ликвидуса и солидуса в присутствии небольших количеств воды позволило этим исследователям опереться в их аргументации на геофизические данные о наличии в мантии зоны с пониженной скоростью прохождения сейсмических волн. Эта зона («волновод», астеносфера и т. п.) по своим геофизическим параметрам отвечает области, содержащей некоторое количество жидкой фазы. Зона волновода фиксируется в интервале глубин 80—120 и до 200 км (под срединно-океаническими хребтами около 50—60 км).

По Д. Грину [8], противоречие между геофизическими данными и параметрами солидуса безводных перидотитов, не допускающими существования расплава на таких глубинах, вполне разрешимо, если предположить, что в верхней мантии присутствует всего 0,1—0,2 вес. % воды. Тогда океанические геотермы пересекутся с кривой солидуса на глубине около 80 км (рис. 84).

Состав частичных расплавов будет обуславливаться степенью плавления и минеральными ассоциациями пиролита, которые в свою очередь определяются общим давлением или глубиной. Первые порции жидкости будут находиться в равновесии с той или иной ассоциацией пиролита. При возрастании степени плавления в расплав будут постепенно переходить все более устойчивые фазы. Критерием устойчивости тех или иных фаз являются данные о ликвидусных ассоциациях при плавлении базальтов разных типов в условиях высоких давлений. Таким образом, ортопироксен должен быть остаточной фазой при выплавлении из пиролита щелочных недосыщенных магм. Кроме того, такие магмы должны появляться при невысокой степени плавления. Свои выводы Д. Грин и Р. Балтитюд подкрепили опытами, согласно которым в присутствии воды (2—10 вес. %) в условиях высоких давлений и низкой степени плавления пиролита образуются резко недосыщенные жидкости типа оливиновых нефелинитов.

Соотношения между минеральными ассоциациями пиролита, глубиной магмогенерации, степенью плавления, типом магм и содержанием в них воды показаны на рис. 84. На диаграмме очень наглядно видны особенности щелочных магм. Резко недосыщенные кремнеземом щелочные магмы (оливиновые нефелиниты, меллититы) генерируются на больших глубинах при самой низкой степени плавления.

Привлекательной стороной гипотезы Д. Грина и Р. Балтитюда является логическая завершенность тонкого анализа, охватывающего широкий круг геолого-петрологических данных. В петрогенетической схеме, безусловно, учтена и геохимическая проблема «некогерентных» элементов. Хотя Д. Грин обращается также и к другим механизмам обогащения базальтовых магм «несовместимыми» элементами (перераспределение микроэлементов, плавление пиролита, уже обедненного на ранних стадиях анатексиса, неоднородность мантии, миграция флюидной фазы и т. п.

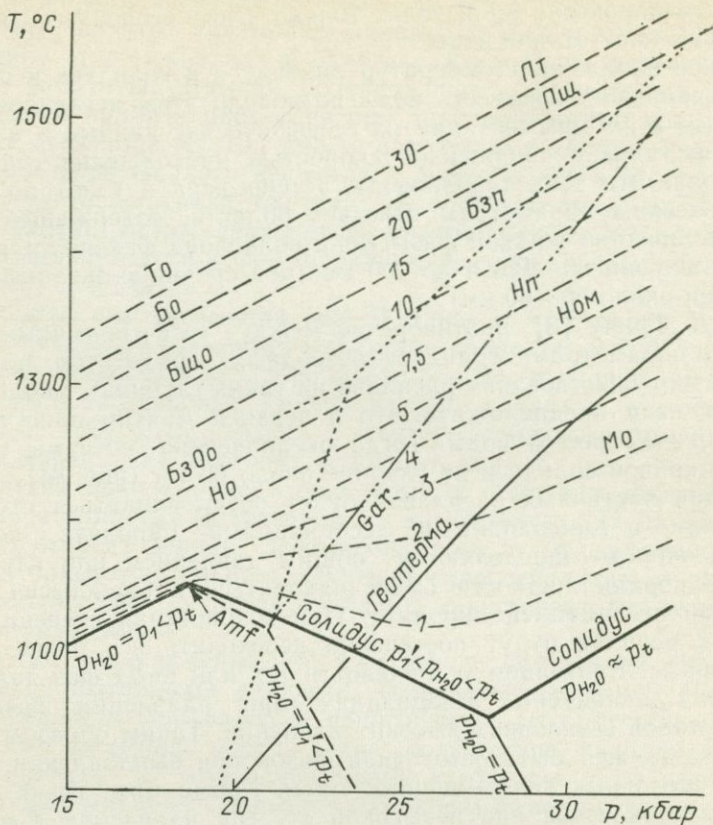


Рис. 84. Силидус пиролита, содержащего 0,1 % H_2O , и соотношения между типами магм при частичном плавлении разной интенсивности. По Д. Х. Грину [8].

Пунктирные линии — безводный силидус пиролита; штриховые линии — степень частичного плавления при разных температурах выше силидуса с соответствующими типами магм; p_1 — давление воды на линии силидуса в присутствии 0,1 % H_2O . Стрелкой показано место пересечения силидуса с кривой разложения амфиболов.

Типы магм (снизу вверх): Мо — оливиновый мелилитит; Но — оливиновый нефелинит; Ном — оливин-мелилитовый нефелинит; БзОо — обогащенный оливином базанит; Нл — пикритовый нефелинит; БщО — щелочной оливиновый базальт; Бзп — пикритовый базанит; Бо — оливиновый базальт; Пщ — щелочной пикрит; То — оливиновый толеит; Пт — толеитовый пикрит.

[22]), селективное плавление остается наиболее приемлемой моделью.

Работы Д. Грина и Р. Балтитьюда приобрели большую популярность у геологов, впервые получивших, как им казалось, экспериментально проверенную петрогенетическую модель происхождения щелочных базальтоидных магм. В то же время петрологические экспериментаторы отнеслись к этой работе резко критически [8]. Ими опровергалась основа построений австралийских ученых — расширение поля стабильности ромбического пироксена в присутствии воды. К тому времени уже был изучен целый ряд систем, для которых были получены прямо противоположные результаты

(см. рис. 86, 88). Как показал И. Куширо, в синтетических системах в присутствии воды должны выплавляться насыщенные кремнеземом жидкости типа андезита. Позднее он же вместе с другими японскими исследователями подтвердил это при плавлении перидотитов из глубинных включений в щелочных базальтах. Более поздние эксперименты Б. Майсена и А. Бётчера (уже рассматривавшиеся нами) также показали, что в присутствии существенно водного флюида при плавлении гранатовых и шпинелевых дерцолитов образуются андезитовые расплавы.

С физико-химической точки зрения гипотеза Д. Грина и Р. Балтитьюда также уязвима. В ней не учитывается наличие в природных системах характеристических точек (реакционных, эвтектик и т. п.), которые в значительной степени определяют составы выплавляемых магм. Однако довольно скоро выяснилась и ограниченность гипотезы как в широком геолого-геофизическом плане, так и в отношении более узкой проблемы происхождения щелочных магм. Присутствие воды должно было бы обусловить, как пишет Х. Йодер, «чрезмерно большой масштаб плавления» [12] в мантии вследствие резкого понижения температур солидуса. В приложении к генезису щелочных магм типа оливиновых нефелинитов или мелилититов предпосылка Д. Грина и Р. Балтитьюда, конечно же, также недостаточна, поскольку в формировании подобных пород исключительную роль играет углекислый газ. Со всей очевидностью это демонстрирует генетическая связь щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами.

Существует много других доказательств присутствия CO_2 в верхней мантии, коротко и убедительно суммированных П. Уайли [93]: включения карбоната в мантийном пиропе из кимберлитовых трубок взрыва; богатые CO_2 флюидные включения в минералах глубинных ксенолитов, которые впервые описаны Э. Рёддером [1965 г.], а затем многими другими исследователями; выделение CO_2 при истирании в вакууме природных алмазов; уже упомянутые карбонатиты, в том числе вулканические и взрывные, в тесной ассоциации с щелочными ультраосновными лавами, содержащими многочисленные отторженцы верхней мантии; присутствие значительных количеств карбонатитового компонента в некоторых кимберлитах при убедительных доказательствах его магматической природы и др.

Наличие CO_2 в сложном по составу мантийном флюиде решает и более общую проблему, поскольку при этом уменьшается активность воды. Вариации в пропорциях воды и углекислого газа должны обусловить значительные колебания температуры перидотитовых солидусов, что объясняет различную глубину залегания астеносферы или даже ее отсутствие в разных районах земного шара [20].

Именно в экспериментах по плавлению природных и синтетических составов при высоких давлениях и в присутствии CO_2 были получены результаты, значение которых трудно переоценить, в особенности в приложении к щелочному петрогенезису. Значение

же работы Д. Грина и Р. Балтитьюда заключается в том, что после нее мантийный анатексис стал рассматриваться в качестве главного механизма формирования родоначальных щелочных магм, а фракционирование — как ведущий механизм их эволюции.

§ 4. Плавление синтетических и природных перидотитов в присутствии CO_2 . Углекислый газ в мантии

Уже первые эксперименты показали, что эффект присутствия CO_2 противоположен влиянию воды. В условиях смешанного водно-углекислотного флюида при плавлении образовывался более недосыщенный кремнеземом, чем только в присутствии воды [41], расплав, а температура солидуса повышалась.

Поскольку оставалось неясным, связано это с уменьшением активности воды (CO_2 — инертный компонент) или с растворимостью CO_2 в расплаве, следствием которой должны быть глубокие изменения его структуры, дальнейшие исследования в Институте Карнеги развивались в двух направлениях. Наряду с плавлением некоторых природных шпинелевых и гранатовых перидотитов (Б. Майсен, А. Бёттчер, И. Куширо, П. Модряски и др.). Д. Эгглер предпринял серию экспериментов в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$, модельном составе перидотита. Результаты его исследований представлены на рис. 85, 86. Для сечения $\text{NaAlSiO}_4-\text{Mg}_2\text{SiO}_4-\text{SiO}_2$ был изучен состав $\text{Ne}_{62}\text{Fo}_{18}\text{O}_{20}$ (вес. %). Как видно на рис. 85, б, точка смены ликвидусных фаз (оливин—ортопироксен) значительно смещена в область более низких p - T -условий (на 7,5 кбар и 90 °С) в сравнении с «сухими» условиями. Полученные данные использованы для определения положения пограничной кривой между полями кристаллизации оливина и ортопироксена в тройном сечении при давлении 20 кбар (рис. 85, а).

Оказалось, что поле устойчивости ортопироксена в присутствии CO_2 значительно расширилось по сравнению с его положением в «сухой» системе. Состав расплава в инвариантной точке также заметно более недосыщен кремнеземом, особенно резко он отличается от насыщенного расплава, образующегося при плавлении в присутствии H_2O . Близкие результаты были получены для составов в сечении $\text{Mg}_2\text{SiO}_4-\text{CaAl}_2\text{SiO}_6-\text{SiO}_2$, где температура ликвидуса понизилась в присутствии CO_2 почти на 75 °С.

Особенно резкие изменения были обнаружены в системе $\text{Mg}_2\text{SiO}_4-\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{SiO}_2$ (рис. 86), для которой изучены разрез $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ и два состава внутри системы (DFS17 и DFS-E6). В псевдобинарном сечении форстерит—диопсид при 20 кбар в условиях избытка CO_2 температура совместной кристаллизации двух фаз понизилась на 65 °С в сравнении с данными в отсутствие летучих. При давлении 30 кбар впервые на ликвидусе вместе с клинопироксеном и оливином появился ортопироксен. Возникновение поля первичной кристаллизации ортопироксена в тройной системе для составов, лежащих на краевом разрезе

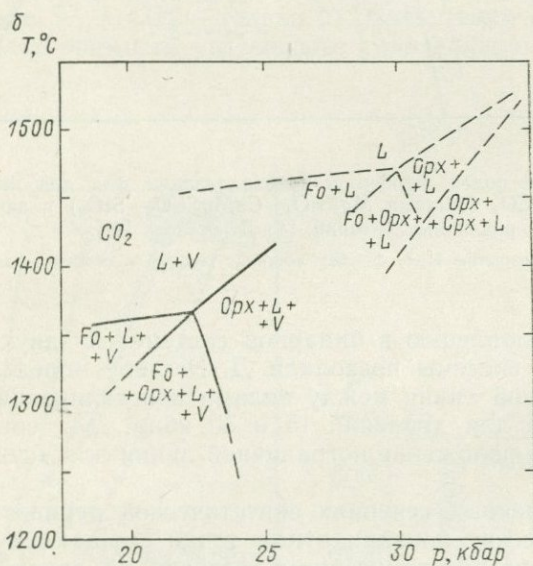
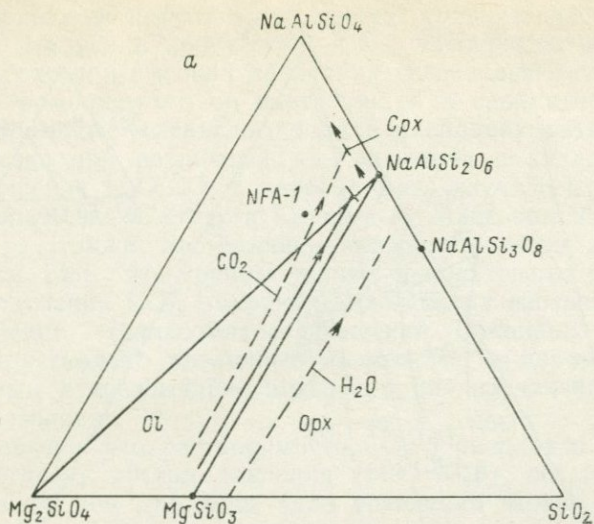


Рис. 85. Положение полей первичной кристаллизации фаз в системе $Mg_2SiO_4-SiO_2-NaAlSiO_4$ при давлении 20 кбар в случае избытка CO_2 и H_2O и в «сухих» условиях (а), а также результаты закалочных экспериментов с составом NFA-1 (б). По Д. Эгглеру [41].

$Mg_2SiO_4-CaMgSi_2O_6$, указывает на то, что изобарическая неинвариантная точка совместной кристаллизации диопсида, ортопироксена и оливина не может находиться внутри треугольника составов $MgSiO_3-Mg_2SiO_4-CaMgSi_2O_6$, она лежит левее сечения диопсид-форстерит.

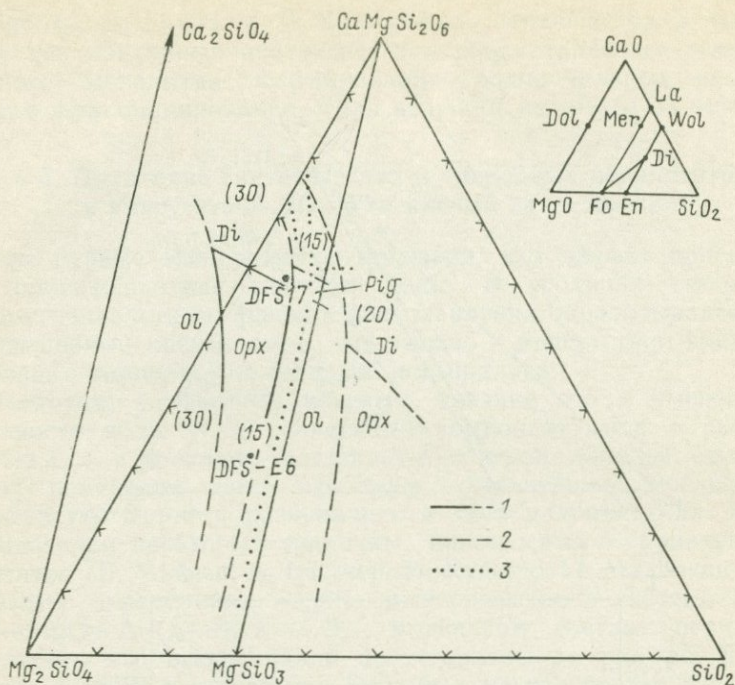


Рис. 86. Положение полей первичной кристаллизации фаз для части системы $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ (система $\text{Mg}_2\text{SiO}_4-\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{SiO}_2$) в зависимости от различных условий. По Д. Эгглеру [41].

1 — избыток CO_2 ; 2 — избыток H_2O ; 3 — без летучих. Цифры в скобках — давление, кбар.

Данные по плавлению в бинарной системе и двух составов внутри тройной системы позволили Д. Эгглеру определить положение пограничной линии между полями кристаллизации оливина и ортопироксена для давлений 15 и 30 кбар. Для сравнения на рис. 86 показано положение пограничной линии для «сухих» и водных условий.

Во всех изученных сечениях синтетической перидотитовой системы изобарические неинвариантные точки смещаются в области более недосыщенных кремнеземом составов по сравнению с положением для «сухих» условий. При этом значительно расширяется поле первичной кристаллизации ортопироксена, и тем больше, чем выше p_{CO_2} . Д. Эгглер первым указал, что три фактора, которые ранее рассматривались в различных моделях происхождения базальтовых магм: общее давление (глубина магмогенерации), давление воды и степень частичного плавления — для этого недостаточны. Должен обязательно учитываться еще один фактор — активность CO_2 .

Наиболее приемлемым механизмом образования недосыщенных кремнеземом магм (базаниты, оливиновые нефелиниты, оли-

вино-мелилитовые нефелиниты) следует признать частичное плавление в мантии в присутствии CO_2 . Эксперименты Д. Эгглера показали, что при высоких давлениях углекислый газ не является инертным компонентом, он растворяется в силикатном расплаве.

Растворимость углекислого газа в расплавах разного состава. Это свойство при различных p - T -условиях и различных значениях отношения $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ в паровой фазе изучалось в геофизической лаборатории Института Карнеги Б. Майсеном и Д. Эгглером [41, 64], а также австралийскими петрологами Д. Грином и Дж. Брэм [38]. Эти группы ученых использовали разные методики определения CO_2 : американские — метод изотопной «метки», австралийские — газохроматографический. Очевидно, поэтому получены и несколько различные данные, но в целом результаты сопоставимы и чрезвычайно интересны для изучающих глубинное магмообразование.

Установлено, что растворимость CO_2 в расплавах существенно увеличивается с ростом давления (рис. 87, а), оставаясь все же более низкой, чем для воды (для сравнения можно указать, что растворимость H_2O в диопсидовом расплаве при давлении 30 кбар около 30 вес. %, а CO_2 — только 5). Следствием относительно невысокой растворимости углекислого газа должно быть появление

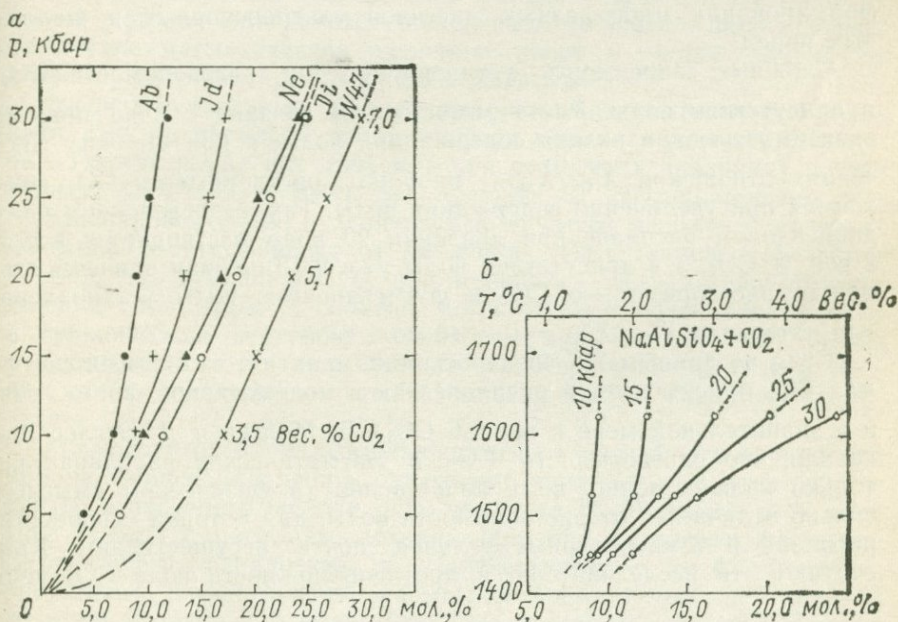


Рис. 87. Растворимость CO_2 в расплавах различного состава при разных p - T -условиях. По Б. Майсену [64].

а — изотермы (обр. W47 — природный оливино-мелилитовый нефелинит, $T=1625^\circ\text{C}$); б — изобары для расплава нефелина.

насыщенных им магм даже в том случае, если абсолютное содержание CO_2 в области магмогенерации очень мало. Если принять, что в щелочной недосыщенной кремнеземом магме растворяется около 5 вес. % CO_2 , то при 3—7 %-ном плавлении достаточно 0,15—0,35 вес. % CO_2 в мантийном перидотите [41].

Состав расплава сильно влияет на растворимость CO_2 : в основных, менее полимеризованных расплавах она выше, чем в кислых. Наименьшая растворимость определена для альбитового расплава *, более высокая — для нефелинового и диопсидового, максимальная — для оливино-мелилитового нефелинита (высокие содержания Ca, Na, K, низкие Si, Al).

Интересна зависимость растворимости от температуры, что для изобарических условий наглядно показано на рис. 87, б. Изобары растворимости CO_2 в нефелиновом расплаве имеют положительный наклон, выраженный тем сильнее, чем выше давление (рис. 87, б) **. Положительный наклон изобар и изотерм растворимости CO_2 , свидетельствующий о ее понижении при охлаждении расплава и снятии нагрузки, означает, что даже в том случае, когда исходные магмы все же оказались ненасыщенными CO_2 , при их фракционировании и движении вверх должно наступить насыщение остаточных расплавов CO_2 . Эти данные очень существенны для понимания генезиса тех карбонатитов, которые появляются на определенных, обычно заключительных стадиях формирования многофазных массивов ультраосновных и щелочных пород.

Сложные зависимости установлены для растворимости CO_2 в присутствии воды. Растворимость CO_2 связана с $X_{\text{H}_2\text{O}}^v$ прямой зависимостью при низких содержаниях воды, а при высоких значениях отношения $X_{\text{H}_2\text{O}}^v/X_{\text{H}_2\text{O}}^v$, наоборот, растворимость CO_2 снижается при увеличении содержания воды. Так, в насыщенном CO_2 диопсидовом расплаве при давлении 20 кбар растворяется всего 2 вес. % CO_2 , а в присутствии воды уже 9. Линейная зависимость между растворимостью CO_2 и фугитивностью воды установлена для интервала $X_{\text{H}_2\text{O}}^v/X_{\text{CO}_2}^v = 0 \div 40$ мол. %.

Судя по данным ИК-спектроскопии, практически во всех системах CO_2 присутствует в расплаве как в молекулярной форме, так и в значительной мере в ионной CO_3^{2-} . Б. Майсен и Д. Эгглер показали, что растворимость CO_2 в магматических расплавах не только количественно, но и качественно (в физическом смысле) сильно отличается от растворимости воды, для которой основность расплава и температурные условия почти незначительны. Как считают эти исследователи, в противоположность воде CO_2 уве-

* Данные Дж. Холлоуэя о растворимости CO_2 в альбитовом расплаве были рассмотрены в гл. VI.

** Эта закономерность оспаривается Дж. Брэем и Д. Грином, получившими для оливинового мелилитита, хотя и слабовыраженный, но отрицательный наклон изобары 30 кбар [38].

личивает степень полимеризации расплава и его вязкость. Собственно этим и объясняется влияние воды на растворимость CO_2 .

Различная растворимость главных компонентов магматического флюида позволяет оценить распределение CO_2 в мантии. Это очень важно, поскольку из описанных экспериментов следует, что обогащенная CO_2 мантия — наиболее приемлемая модель генезиса щелочных недосыщенных кремнеземом пород. Выплавление магм в присутствии сложного водно-углекислотного флюида из-за различной растворимости его компонентов должно приводить к обогащению остаточного перидотита (рестита) CO_2 . На основе современных космогеохимических данных Д. Эгглер приходит к выводу, что в процессе эволюции Земли (вследствие дегазации, формирования атмосферы, гидросферы, стратисферы, земной коры, континентов) мантия должна была относительно обогащаться CO_2 [41].

Одним из процессов фракционирования летучих компонентов могло быть формирование протоконтинентов (безусловно связанное с плавлением мантии), поскольку кислые магмы растворяют значительно меньшее количество CO_2 в сравнении с H_2O . Базальтовый и андезитовый магматизм также должны были истощать мантию водой, но в относительно меньшей степени. Хотя этот вывод не сформулирован Д. Эгглером, он напрашивается сам собой: не относительным ли обогащением мантии CO_2 в течение геологической истории объясняется общеизвестный факт — практическое отсутствие магматических щелочных пород в раннем докембрии и преимущественное их развитие в фанерозое?

Экспериментальные данные американских петрологов проливают свет на проблему гетерогенности мантии в отношении летучих. Изучив плавление диоксида при различных давлениях и значениях $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$ во флюиде, Д. Эгглер показал, что состав паровой фазы, отделяющейся от смеси расплав + кристаллический рестит, зависит от давления. При давлении, большем 5 кбар, пар обогащен CO_2 , при меньшем — H_2O . Следовательно, нижний слой коры и мантия должны быть более богаты CO_2 , а сравнительно неглубокие горизонты коры — H_2O . Этот вывод перекликается с заключением Д. С. Коржинского, еще в 30—40-е годы показавшего, что активность CO_2 с глубиной возрастает.

На состав расплава, отделяющегося от мантийного перидотита при частичном плавлении, оказывают влияние и другие компоненты, в частности щелочи. Как показали П. Модрески и А. Бётчер [1972 г.], расплавы, возникающие при плавлении флогопит-содержащего перидотита и сосуществующие с форстеритом, энстатитом и флогопитом, насыщены кремнеземом по крайней мере до давления 15 кбар. Это показательный пример смещения оливин-ортопироксеновой «котектики» в сторону обогащенных кремнеземом составов под влиянием K_2O и H_2O , если учесть, что флогопит — сильно недосыщенный кремнеземом минерал. Такое же влияние, очевидно, будет оказывать натрий.

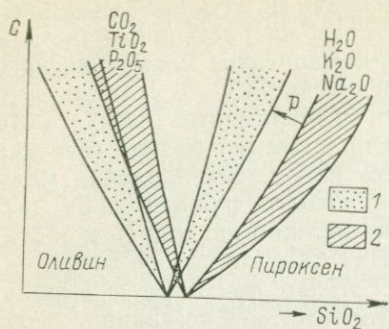


Рис. 88. Схематическая диаграмма изменения положения оливин-ортопироксеновой ликвидусной пограничной линии при добавлении моновалентных (H_2O , K_2O , Na_2O) и поливалентных (CO_2 , P_2O_5 , TiO_2) элементов. По И. Куширо [58].

Смещение кривых с увеличением давления: 1 — 20 кбар; 2 — атмосферное, C — концентрация окислов.

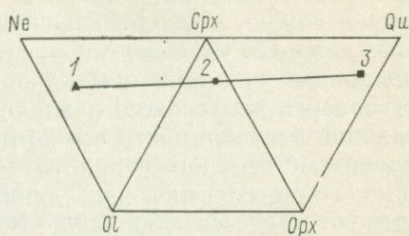


Рис. 89. Составы жидкостей при частичном плавлении шпинелевого лерцолита при разных $X_{H_2O}^v$, пересчитанные на нормативные нефелин, оливин, орто-клинопироксен и кварц при $T = 1150^\circ C$ и $p = 15$ кбар. По Б. Майсену и А. Бётчеру [20].

$X_{H_2O}^v$: 1 — 0,2; 2 — 0,4; 3 — 0,75.

Противоположный эффект, как показал И. Куширо на основе результатов изучения различных систем, вызывают TiO_2 и P_2O_5 [58]. Обобщенные данные И. Куширо представил на схематической диаграмме (рис. 88). Как следует из рис. 88, на определенных глубинах (по И. Куширо [58], около 80 км) общее давление компенсирует влияние воды и щелочей, в присутствии которых генерируются насыщенные кремнеземом магмы. Даже наличие в мантии в незначительных количествах CO_2 , P_2O_5 и TiO_2 приведет в этих условиях к появлению при частичном плавлении резко недосыщенных и высокощелочных магм. Показательно, что многие щелочные магмы обогащены CO_2 , P_2O_5 и TiO_2 .

Плавление природных перидотитов. Серию экспериментов по плавлению природных гранатовых и шпинелевых лерцолитов в присутствии водно-углекислотного флюида провели Б. Майсен и А. Бётчер [21].

Краткая характеристика выбранных пород, условий экспериментов и значение данных, полученных при плавлении перидотитов в присутствии существенно водного флюида ($X_{H_2O}^v \geq 0,6$) уже рассматривались при обсуждении генезиса коматитов, базальтов и андезитов (см. гл. I и IV). Здесь мы ограничимся геологическими приложениями экспериментальных данных, полученных в условиях существенно углекислотного флюида ($X_{H_2O}^v < 0,5$).

При небольших объемах выплавляемых жидкостей в опытах с $X_{H_2O}^v < 0,5$ их составы оказались нефелин- и оливин-нормативными, т. е. недосыщенными кремнеземом и обогащенными щелочами. Влияние возрастания доли CO_2 во флюиде продемонстри-

ровано на рис. 89. Для $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{в}} = 0,2$ состав анатектического расплава соответствует щелочно-ультраосновной магме типа оливинового нефелинита. Д. Эгглер и А. Бёттчер отмечают, что расплавы, образующиеся в присутствии существенно углекислотного флюида, в сравнении с реальными породами типа оливиновых мелилититов и оливиновых нефелинитов «слишком бедны» Na_2O , K_2O , TiO_2 и «слишком богаты» CaO и Al_2O_3 . Нам эти различия отнюдь не кажутся столь значительными, так как природные прототипы, выбранные этими исследователями, не очень удачны.

Лишь в отношении K_2O различия довольно велики, что еще раз подтверждает, очевидно, роль флогопита как источника этого компонента. Опыты с перидотитом, содержащим добавку синтетического флогопита, показали, что этот минерал устойчив в широком диапазоне температур и давлений. Поле его стабильности значительно шире, чем у амфибола. Плавление флогопитсодержащего перидотита в условиях низкой активности воды должно привести, кроме того, к возрастанию в расплавах содержания титана. Кроме того, как указывают Б. Майсен и А. Бёттчер, количество CaO и Al_2O_3 в расплаве будет уменьшаться с увеличением давления, когда стабильными фазами становятся гранат и высокоглиноземистый клинопироксен. Такие условия ближе к реальным, поскольку солидус перидотита при $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{в}} < 0,5$ пересекается континентальной геотермой при давлении, соответствующем глубине 120 км и более (см. рис. 16).

Таким образом, в приложении к континентальному магматизму результаты экспериментов определяют такие параметры анатектического появления щелочно-ультраосновных магм (кимберлиты, оливино-мелилитовые нефелиниты и т. п.): общее давление ≥ 35 кбар, относительно низкая активность воды и относительно высокая CO_2 .

Принципиально сопоставимые результаты были получены Дж. Брэм и Д. Грином, изучавшими ликвидусные и субликвидусные фазовые отношения при плавлении оливинового мелилитита как в «сухих» условиях, так и в присутствии водно-углекислого флюида с $X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{в}} = 0,25$; 0,5 и 1,0 [38]. При этом диапазон давлений (0—40 кбар) был шире, чем в опытах американских исследователей.

Эксперименты проводились при фугитивности кислорода, соответствующей буферам MH или NNO . Было установлено, что в присутствии углекислого газа значительно расширяется поле кристаллизации ортопироксена в сравнении с полем оливина. В этом заключается главный эффект присутствия CO_2 , обусловивший появление оливиновых мелилититов при частичном плавлении в мантии. По расчетам Дж. Брэя и Д. Грина [38], оливин-мелилититовая магма образовалась как 5 %-ная выплавка из пиролита при давлении 27 кбар и температуре около 1160 °С. При этом она содержала 7—8 вес. % H_2O и 6—7 CO_2 .

Интересные результаты были получены по растворимости CO_2 . При избытке CO_2 ликвидус оливинового мелилита при давлении 30 кбар понизился на 70°C , а расплав содержал 17 вес. % CO_2 , т. е. значительно больше, чем диоксидовые расплавы Д. Эгглера. В присутствии H_2O растворимость CO_2 повышалась еще значительно, поэтому при $\lambda_{\text{H}_2\text{O}}^v/\lambda_{\text{CO}_2}^v = 0,4$, давлении 30 кбар и температуре 1200°C расплав содержал уже только 8,8 вес. % H_2O и 21 CO_2 (!). ИК-спектры закалочных стекол показали, что CO_2 находится в форме карбонат-ионов [Brey G., Green D. H., 1976 г.].

При давлении более 20 кбар Дж. Брэм и Д. Грином были установлены в закалочных стеклах сферические обособления карбонатов, интерпретированные ими как результат ликвиции.

Особенности околосолидусных превращений в системе перидотит— CO_2 — H_2O при высоких давлениях. В опытах Д. Эгглера, И. Куширо, Б. Майсена, А. Бётчера и других исследователей с синтетическими и природными перидотитовыми составами была в целом решена проблема происхождения недосыщенных кремнеземом щелочных магм мелилитит-нефелинитового спектра. Однако ряд вопросов, касающихся фазовых соотношений на солидусе перидотита при высоких давлениях и в присутствии CO_2 , оставался невыясненным. Оживленную дискуссию вызвали, в частности, данные по растворимости CO_2 в расплаве оливинового мелилита, полученные Г. Брэм и Д. Грином.

Д. Эгглер провел серию опытов в сечении Di—Fo системы $\text{CaO—MgO—SiO}_2\text{—CO}_2$ при давлении до 30 кбар, в ходе которых был получен ряд важных результатов [42]. Выяснилось, что с повышением давления ларнит-нормативный околосолидусный расплав в этой системе еще больше обедняется кремнеземом и при давлении 30 кбар и температуре 1260°C он содержит меньше 37 вес. % SiO_2 и до 20 вес. % CO_2 . Для перидотита состава $\text{Fo}_{75}\text{En}_{15}\text{Di}_{10}$ при избытке CO_2 и температурах на $5\text{—}20^\circ\text{C}$ выше температуры солидуса, образуется всего 4 % расплава, а при отсутствии свободной CO_2 плавление становится еще менее интенсивным. Д. Эгглер впервые экспериментально показал, что в субсолидусе системы протекают реакции карбонатизации и при высоких давлениях субсолидусная ассоциация перидотита содержит карбонаты Cd и Cm*. При давлении около 26 кбар осуществляется реакция: $\text{Di} + 2\text{Fo} + 2\text{CO}_2 \rightleftharpoons 4\text{En} + \text{Cd}$, а при еще более высоких давлениях за счет разложения форстерита формируется магнезит. Было установлено, что карбонатизированный перидотит плавится при более низких температурах, чем «сухой», не содержащий карбонатов (при давлении 30 кбар 1245°C вместо 1660 и выше).

Еще более высокую растворимость CO_2 в околосолидусном расплаве обнаружили П. Уайли и В. Хуан [1976 г.] и другие в ходе опытов с фиксированным составом ($\text{Fo}_{65}\text{Opx}_{23}\text{Cpx}_{12}$) в системе $\text{CaO—MgO—SiO}_2\text{—CO}_2$. Результаты экспериментов показаны на

* Твердые растворы, близкие по составу к доломиту и магнезиту.

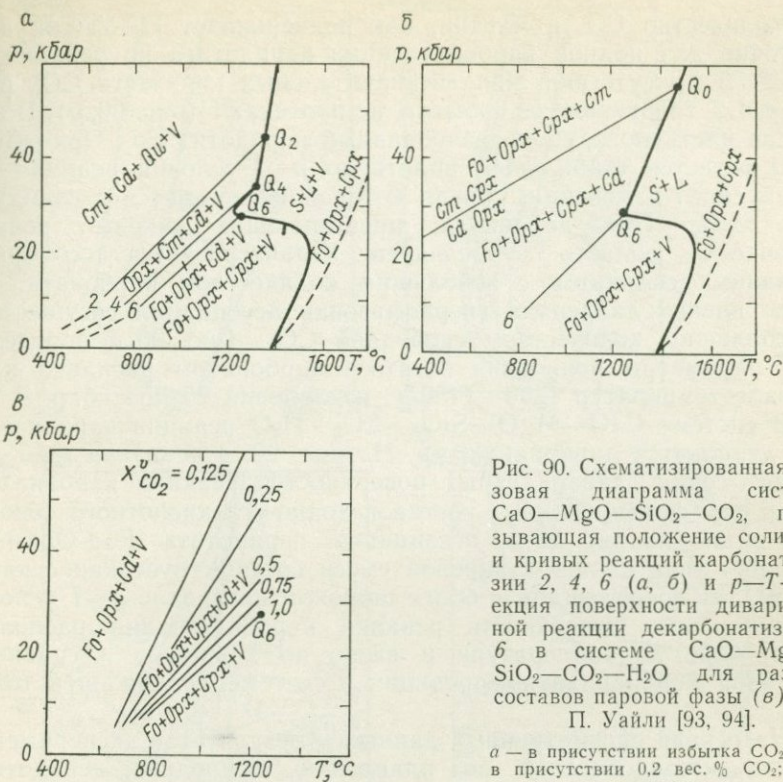


Рис. 90. Схематизированная фазовая диаграмма системы CaO—MgO—SiO₂—CO₂, показывающая положение солидуса и кривых реакций карбонатизации 2, 4, 6 (а, б) и *p*—*T*-проекция поверхности дивариантной реакции декarbonатизации б в системе CaO—MgO—SiO₂—CO₂—H₂O для разных составов паровой фазы (в). По П. Уайли [93, 94].

а — в присутствии избытка CO₂; б — в присутствии 0,2 вес. % CO₂; S — кристаллы.

рис. 90, а, где на кривой солидуса виден резкий характерный изгиб. По мнению П. Уайли [93, 94], «драматическое» увеличение растворимости CO₂ в расплаве до 40 % с одновременным резким уменьшением температуры солидуса непосредственно связано с протеканием субсолидусных реакций карбонатизации. Одна из таких реакций (б), впервые установленная Д. Эгглером, при давлении 26 кбар и температуре 1250 °C «пересекается» с солидусом в точке Q₆. Плавление в области этой невариантной точки дает богатый карбонатом расплав, содержащий не более 10—15 % силикатов и приближающийся по составу к карбонатитам. При повышении температуры в изобарических условиях отношение Ca/Mg в расплаве уменьшается, одновременно с увеличением количества расплава содержание SiO₂ в нем возрастает, а CO₂ снижается. Карбонатитовые расплавы переходят в кимберлитовые и затем в мелилитит-нефелинитовые.

Как вытекает из рис. 90, а, ассоциация Fo + Orx + Crx может сосуществовать со свободной CO₂ только при давлениях, более низких, и температурах, более высоких, чем для реакции карбонатизации б. При более высоких давлениях CO₂ фиксируется в карбонатах, последовательно замещающих силикатные фазы перидотита.

Количество CO_2 в мантии, как подчеркивает П. Уайли, недостаточно для полной карбонатизации перидотита по реакциям 6, 4 и 2. В присутствии лишь незначительных количеств CO_2 реакции 4 и 2, требующие ее избытка, не протекают (рис. 90, б). В этом случае частично карбонатизированный перидотит $\text{Fo} + \text{Orx} + \text{Crx} + \text{Cd}$ остается стабильным вплоть до p - T -условий реакции субсолидусного изменения, кривая которой пересекается с солидусом в точке Q_0 . При давлениях, превышающих таковые реакции в точке Q_6 , область субсолидуса характеризуется ассоциацией названных силикатов с небольшим количеством карбоната. При более низких давлениях твердофазовая ассоциация сосуществует с небольшим количеством свободной CO_2 . Рис. 90, б определяет p - T -параметры появления богатого карбонатом расплава в интервале температур 1250—1450 °C и давлений 25—55 кбар.

В системе $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ реакции карбонатизации становятся дивариантными. На рис. 90, в показана p - T -проекция серии дивариантных поверхностей реакции карбонатизации 6 для фиксированных составов водно-углекислотного флюида. Как видно из рис. 90, в, ассоциация перидотита $\text{Fo} + \text{Orx} + \text{Crx}$ в присутствии сложной паровой смеси сосуществует как с карбонатом, так и с флюидом в более широком интервале p - T -условий. Дивариантные поверхности реакций карбонатизации располагаются ниже по температуре и выше по давлению в сравнении с кривой моновариантной реакции в системе, содержащей только CO_2 .

На основе рассмотренных данных и результатов экспериментов других исследователей по плавлению природных перидотитов П. Уайли сконструировал p - T - X -решетку реакций плавления и карбонатизации в системе мантийный перидотит — CO_2 — H_2O [93, 94, 1981 г.]. Последовательные стадии этой операции видны на рис. 91. При нанесении солидуса перидотита в присутствии избытка CO_2 принято, что субсолидусные реакции карбонатизации остаются моновариантными, несмотря на присутствие железа и глинозема, но располагаются в области более низких температур, чем в системе $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ (точки I_6 , I_4 и I_2 на рис. 91, а соответствуют, таким образом, точкам Q_6 , Q_4 и Q_2 на рис. 90, а).

На рис. 91, б с использованием данных Б. Майсена и А. Бётчера показаны перидотитовые солидусы для фиксированных составов водно-углекислотного флюида. Рис. 91, в представляет собой комбинацию данных, представленных на рис. 90, в и 91, б. Кривая, которая протягивается от точки I_6 через точки пересечения соответствующих поверхностей дивариантных реакций плавления и карбонатизации, иллюстрирует p - T -условия начала плавления карбонатизированного перидотита $\text{Fo} + \text{Orx} + \text{Crx} + \text{Cd}$ в присутствии смешанного водно-углекислотного флюида фиксированного состава. Более наглядно зависимость термодинамических условий плавления от состава паровой фазы отражена на p - X -проекции поверхности солидуса, показывающей кривые

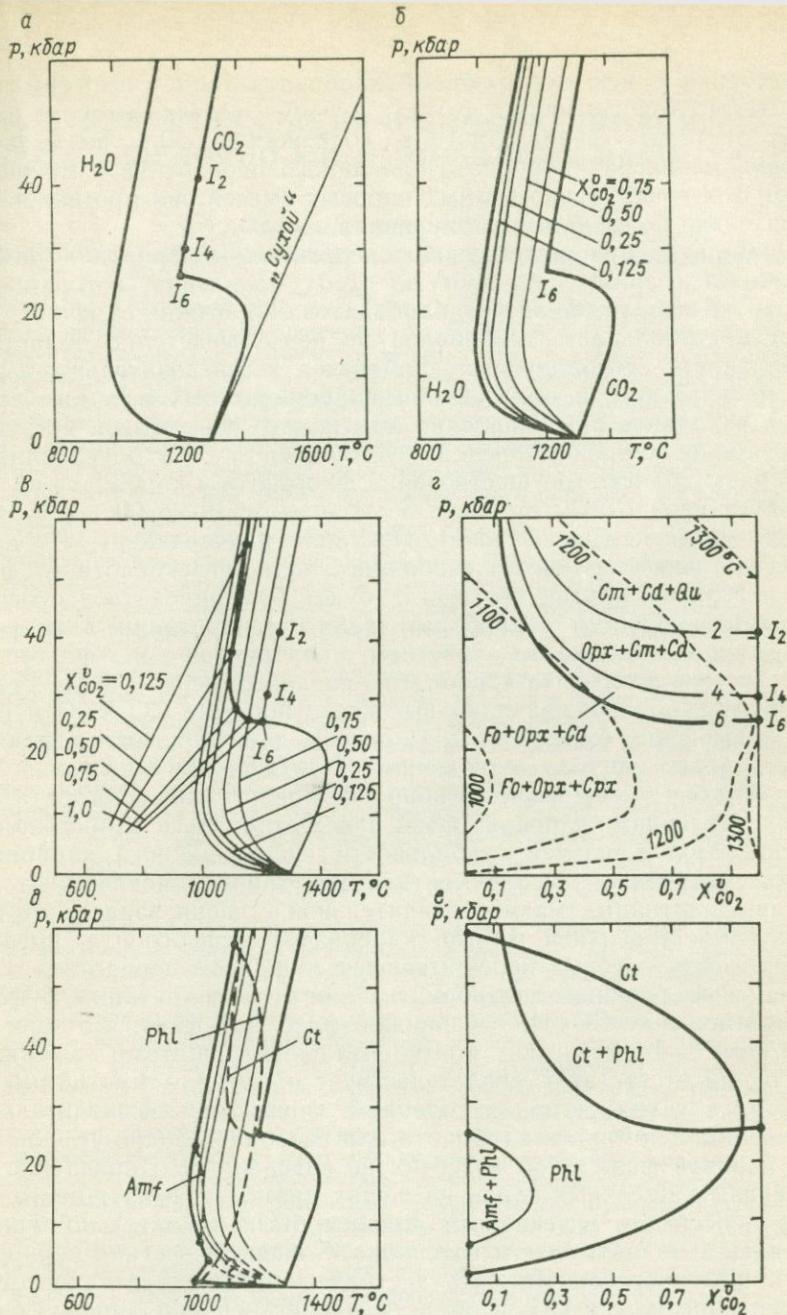


Рис. 91. Диаграммы, показывающие около-solidусные превращения в системе перидотит — CO₂—H₂O. По П. Уайли [93, 94].

а-б — solidусы перидотита: а — при избытке CO₂, H₂O и в отсутствие летучих; б — в присутствии водно-углекислотной паровой фазы фиксированного состава; в-г — P-T- и P-X-проекции, показывающие линии пересечения поверхностей перидотитовых solidусов с поверхностями диварантных реакций декарбонатизации и дегидратации амфибола и флогопита. Gt — карбонат.

пересечения с нею поверхностей карбонатизации и изотерм (см. рис. 91, *з*). Хорошо видно, что для флюида, состав которого варьирует от чисто углекислотного до содержащего 50 % воды, p - T -условия плавления карбонатизированного перидотита изменяются мало. Для существенно водных паровых смесей оно протекает при значительно более высоких давлениях.

Возможное присутствие водосодержащих минералов в мантии осложняет сравнительно простую схему плавления, которая учитывает только устойчивость карбонатов. П. Уайли отмечает, что область стабильности амфиболов не перекрывается с областями стабильности субсолидусных карбонатов и, следовательно, амфибол не участвует в образовании карбонатитовых или кимберлитовых расплавов при плавлении мантийного перидотита. Флогопит имеет более широкие пределы устойчивости, что обуславливает обширную область сосуществования флогопита и карбоната вблизи солидуса перидотита: от 25 до 55 кбар и от 10 до 90 вес. % CO_2 в паровой фазе (рис. 91, *д*, *е*). П. Уайли подчеркивает, что из-за незначительных количеств свободного водно-углекислотного флюида в верхней мантии его состав будет буферизоваться субсолидусными реакциями декарбонатизации, дегидратации и гидратации—карбонатизации с участием карбонатов и флогопита. В отсутствие флогопита карбонатизированный перидотит действует как буфер, поддерживающий высокое отношение $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ в паре при повышении температуры. С ростом давления состав флюида имеет более низкое отношение $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$, приблизительно 0,4 (при 30 кбар) и 0,2 (при 40 кбар). В присутствии флогопита при таких давлениях паровая фаза будет стремиться к обогащению углекислотой в случае стабильности субсолидусного карбоната.

Рассмотренные экспериментальные данные показывают, что составы мантийных магм в значительной степени зависят от распределения в верхней мантии карбонатов и флогопита, пределы стабильности которых перекрываются солидусом перидотита. Субсолидусные реакции декарбонатизации и дегидратации буферизуют отношение $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ в паровой фазе. Тот факт, что зона пониженных скоростей под континентальными щитами выражена слабо или отсутствует, свидетельствует о том, что мантийный перидотит в таких регионах содержит лишь очень незначительные количества флогопита, карбоната или свободной водно-углекислотной паровой фазы либо вовсе их не содержит. Но появление изверженных щелочных пород на щитах прямо указывает на то, что вода и особенно углекислота должны были обязательно присутствовать в магматическом источнике. Хорошо известная периодичность щелочного магматизма заставляет предполагать повторное поступление H_2O и CO_2 в области магмогенерации либо из более глубоких горизонтов мантии, либо при так называемом «рециклинге» в процессе субдукции океанической коры [Wyllie P., 1981 г.].

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ И ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАГМ

§ 1. Основные проблемы генезиса массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов

Еще совсем недавно вопросы происхождения карбонатитоносных массивов щелочно-ультраосновной формации вызвали острую дискуссию, казались чрезвычайно запутанными и далекими от решения. Это было обусловлено сложным внутренним строением массивов, сочетанием в их составе контрастных, резко специализированных и уникальных серий пород, противоречивыми геолого-петрографическими соотношениями магматических и метасоматических образований и недостатком экспериментальных данных о кристаллизации щелочно-ультраосновных расплавов. В последние годы наметился явный отход от ортодоксальных концепций и в общих чертах стали выявляться пути решения вопроса о генезисе этих своеобразных пород.

Главные особенности строения щелочно-ультраосновных массивов хорошо известны. Они невелики по площади (десятки квадратных километров), имеют изометричные очертания в плане и концентрически-зональное строение. Центральные части массивов заняты ультрабазитами (оливиниты, пироксениты), а внешние — породами мелтейгит-ийолитового ряда. Промежуточное положение занимают меллитовые породы, которые в одних массивах отсутствуют, но в других развиты значительно. Карбонатиты залегают в ядрах массивов в виде штоков или слагают кольцевые и обычные дайки в различных зонах. Нередко в массивах устанавливаются породы нефелин-сиенитового семейства, но развитие их ограничено. По времени образования гипербазиты всегда оказываются наиболее ранними породами, а карбонатиты — поздними. Обнаруживается множество признаков неглубокого уровня становления массивов, а в ряде регионов (Центральная и Северная Европа, Восточная Сибирь, Восточная Африка и др.) — прямая связь с вулканами. По геофизическим данным массивы прослеживаются на значительную глубину, они характеризуются крутым залеганием контактов. Возраст большинства массивов позднерифейский — фанерозойский.

Многие исследователи рассматривают их как магматические образования, сформированные в несколько фаз внедрения магмы [9, 14 и др.]. В соответствии с этими представлениями главные типы пород являются дифференциатами единой щелочной магмы, поступавшими из глубинного магматического очага.

Совершенно иначе трактует генезис щелочно-ультраосновных массивов другая группа ученых, объединившаяся вокруг известного исследователя щелочных пород Л. С. Бородина [2, 7]. По мнению Л. С. Бородина и его сторонников, массивы рассматриваемого типа полигенны и полиформационны. Щелочные, нефелин-пироксеновые, а также меллитовые породы и частично пироксениты возникли, как считают названные исследователи, в связи с поступлением в древние гипербазитовые тела («дунитовые штоки») ювенильных щелочных растворов. В результате сформировались две метасоматические колонки: нефелинизации и ийолитизации (с сопряженными меллитизацией и пироксенизацией) по «дунитам» и фенитизации по вмещающим породам. Два геологических факта лежат в основе этой концепции: признаки метасоматической нефелинизации пироксенитов и установленная в ряде щелочных провинций разновозрастность гипербазитов и щелочных пород (полихронность массивов). Довольно широкому распространению идей Л. С. Бородина способствовали трудности, возникающие перед магматической гипотезой. Главная из них заключается в том, что ни один из известных механизмов магматической дифференциации не может привести к образованию ряда расплавов, который соответствовал бы последовательности интрузивных фаз в массивах.

Развернутая критика представленной гипотезы содержится в ряде работ [9, 14, 29]. Мы отметим здесь лишь наиболее уязвимые ее моменты. Как

нетрудно видеть, в петрогенетической схеме Л. С. Бородина нет места магматическим щелочным породам. Но в природе существуют значительные объемы вулканических меланефелинитов — нефелинитов (вулканы-гиганты Восточной Африки), что совершенно недвусмысленно указывает на магматическую природу их интрузивных эквивалентов. Последние (мельтейгиты, ийолиты) и установлены в глубоко эродированных вулканических аппаратах, часто в ассоциации с вулканиитами. Структурно-текстурные неоднородности в мельтейгитах и ийолитах, реакционные взаимоотношения между минералами и т. п., положенные Л. С. Бородиным в основу его гипотезы, не могут быть трактованы с генетической однозначностью. Показательно, что В. Кинг и Д. Сатерленд, описавшие совершенно аналогичные структуры в ийолитах вулкано-плутонического комплекса Напак (Восточная Уганда), ни минуты не сомневались в магматическом происхождении ийолитов [15]. Широко проявленные в щелочно-ультраосновных массивах метасоматические процессы, вероятно всего, обусловлены растворами, источником которых были сами щелочные магмы (см. § 5 этой главы).

Длительное время дискуссионным оставался вопрос о родоначальной магме формации. Большинство исследователей — убежденные сторонники первичной природы щелочно-ультраосновных магм: это советские ученые Ю. М. Шейнманн, А. А. Кухаренко, Л. С. Егоров, В. И. Герасимовский, В. П. Костюк и зарубежные Г. Эккерман, М. Гарсон, В. Вимменауэр, Д. Бейли и другие.

М. П. Орлова и А. А. Кухаренко [14] рассчитали средний химический состав Карело-Кольского комплекса щелочно-ультраосновных пород. Он оказался близким к составу турьинских оливиновых мельтейгит-порфиров и дайковых оливиновых меланефелинитов («мончикитов»), наименее дифференцированных пород формации, и к составу мелилитового базальта по Р. Дэли (табл. 6). Состав оливинового мельтейгит-порфира, таким образом, принимается за наиболее близкий к родоначальному расплаву. Очень близкие оценки состава первичной

Т а б л и ц а 6

Средний химический состав, вес. %, щелочно-ультраосновных пород
Кольского полуострова и Северной Карелии

Окислы	Ультраосновные щелочные породы и карбонатиты каледонского комплекса (вычисленный)	Оливиновый мельтейгит-порфир п-ова Турий (среднее по 11 анализам)	Оливино-мелилитовый меланефелинит («мончикит») турьинской дайковой серии (среднее по 4 анализам)	Мелилитовый базальт по Р. Дэли
SiO ₂	36,38	41,32	39,76	35,72
TiO ₂	3,22	2,47	2,67	4,78
Al ₂ O ₃	7,94	9,64	9,31	9,56
Fe ₂ O ₃	8,37	6,46	6,87	5,41
FeO	6,88	6,03	6,02	6,55
MnO	0,12	0,20	0,21	—
MgO	14,95	11,27	10,30	15,46
CaO	14,43	15,35	15,34	14,20
Na ₂ O	3,17	3,80	2,89	3,35
K ₂ O	1,52	1,30	1,22	1,67
P ₂ O ₅	0,37	0,24	0,31	0,63
H ₂ O	0,66	1,98	4,86	—
CO ₂	1,80	0,75	1,56	—

щелочно-ультраосновной магмы (оливиновый нефелинит, оливиновый меллитит, меланефелинит, нефелиновый пикрит и т. п.) даются другими исследователями.

Другая группа петрологов связывает появление щелочно-ультраосновных магм с дифференциацией щелочного базальта или даже оливинового толеита (С. И. Томкеев, Дж. Даусон, К. А. Жук-Почекутов, В. С. Гладких, Л. С. Бородин, А. Г. Жабин), причем, скорее, не с фракционной кристаллизацией магмы, а с процессами ее ошелачивания и ювенильной карбонатизации под воздействием сквозьмагматических щелочно-углекислых растворов. Наиболее четко их представления изложены в работах С. И. Томкеева и Л. Л. Перчука [21], которые на основе ряда реакций гипотетических «молекул» базальтового расплава с интрателлурическим флюидом вывели следующую схему: базальтовый расплав + $(\text{Na}_2\text{O} + \text{CO}_2) \rightarrow$ ийолит + карбонатит.

В конце 60-х — начале 70-х годов петрографы еще не располагали надежными экспериментальными моделями генерации щелочных недосыщенных кремнеземом магм, что, конечно же, сыграло свою роль в дискуссии. В последние годы положение изменилось, и идея о первичной природе щелочно-ультраосновной магмы получила практически повсеместное признание.

Экспериментальные доказательства возможности прямой выплавки из мантии щелочной магмы приведены выше. В этой главе мы рассмотрим вопросы дифференциации щелочно-ультраосновной магмы, основываясь на опытных данных в модельных системах и достоверных результатах изучения природных серий пород.

§ 2. Система $\text{NaAlSiO}_4 - \text{Mg}_2\text{SiO}_4 - \text{Ca}_2\text{SiO}_4 - \text{SiO}_2$ — «расширенный базальтовый тетраэдр»

Составы щелочно-ультраосновных пород типа оливино-меллититовых меланефелинитов не могут быть представлены на основе нормативных конечных членов «базальтового тетраэдра» Х. Йодера и К. Тилли. Для прослеживания путей эволюции щелочно-основных и щелочно-ультраосновных расплавов Дж. Шерер и Х. Йодер [12, 31] расширили «базальтовый тетраэдр», дополнив его ларнитом. В «расширенном базальтовом тетраэдре» плоскостями насыщения кремнеземом являются разрезы диопсид—альбит—энстатит и диопсид—альбит—волластонит (рис. 92, а). Модельные составы щелочно-ультраосновных пород расположены левее этих плоскостей и выше плоскости нефелин—диопсид—форстерит.

Петрологически существенный объем системы был разбит на семь субтетраэдров (рис. 92, б), для каждого из которых были установлены пятифазовые инвариантные точки. Всего в пределах тетраэдра было изучено около 30 тройных разрезов [12, с. 127], и практически во всех этих частных сечениях краевые бинарные системы.

Поскольку сложнейшая пространственная диаграмма с ее дивариантными поверхностями, моновариантными линиями и инвариантными реакционными и эвтектическими точками в проекции на плоскость оказалась бы практически нечитаемой, был разработан простой способ геометрического отображения фазовых равновесий в виде схемы последовательности кристаллизации (flow sheet) (рис. 93, а). Подобные диаграммы, на которых инвариантные точки и моновариантные линии нанесены без учета их пространственного расположения в сложных многокомпонентных системах, а направления падения температуры показаны стрелкой,

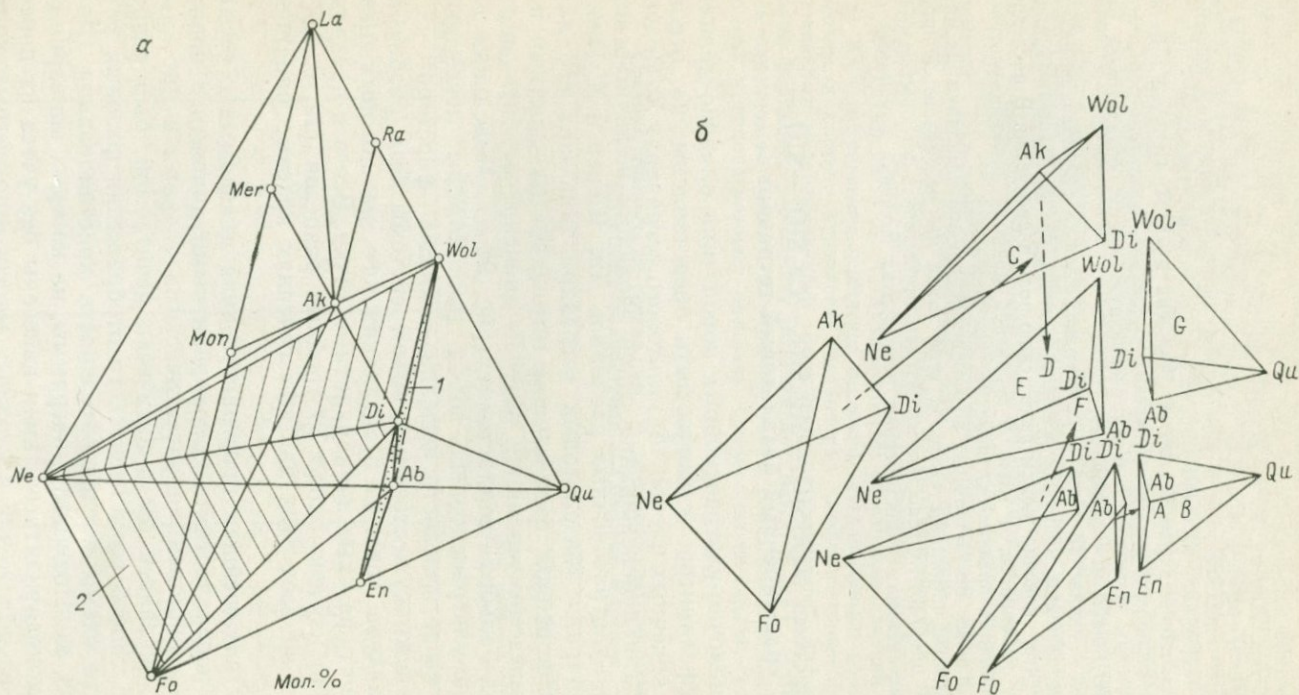


Рис. 92. «Расширенный базальтовый тетраэдр» нефелин—форстерит—ларнит—кремнезем (по Дж. Шереру и Х. Пюдеру [31]) (а) и субтетраэдры в его пределах, изученные при атмосферном давлении (по Х. Пюдеру [12]) (б).

1 — плоскость насыщения кремнеземом; 2 — плоскости, отделяющие объемы с альбитом от объемов с акерманитом. Стрелками показаны направления кристаллизации к установленным инвариантным точкам, обозначенным на рис. 93, а.

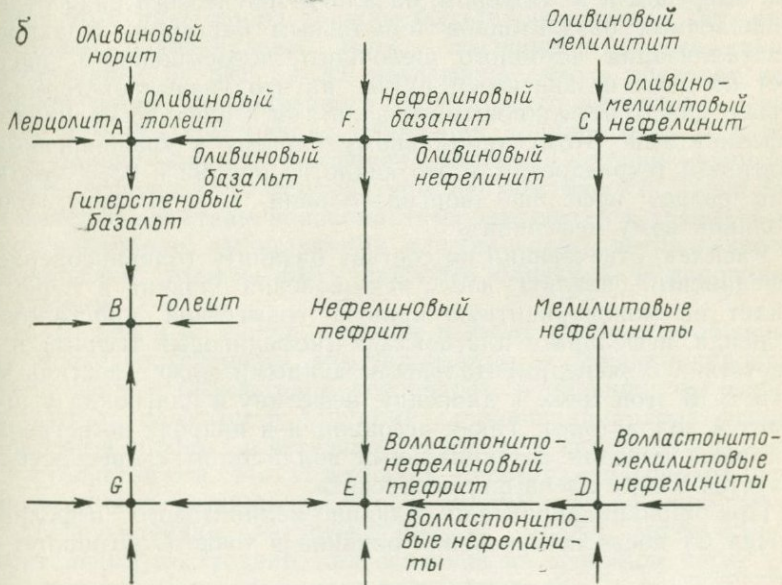
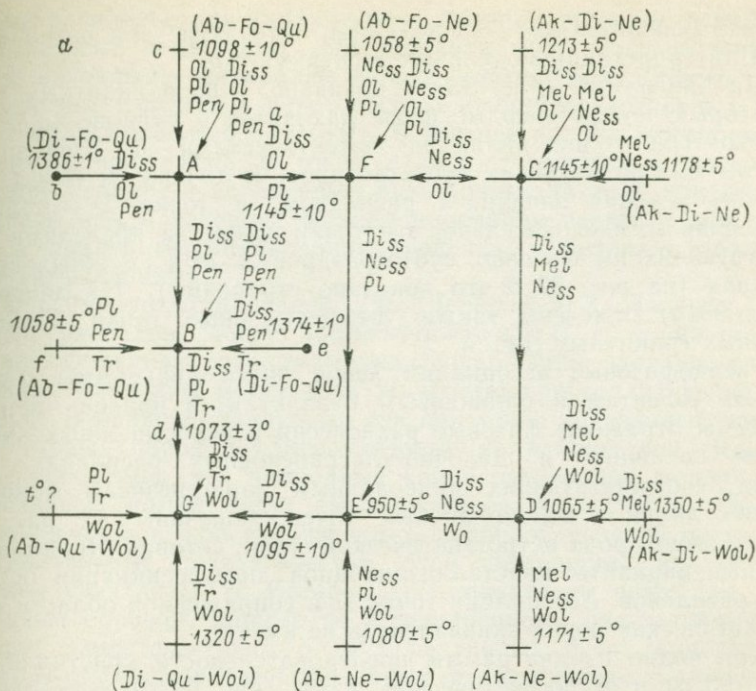


Рис. 93. Последовательность кристаллизации в петрологически существенной части «расширенного базальтового тетраэдра» (а) и ряда пород, соответствующих минеральным ассоциациям последовательности кристаллизации (б). По Дж. Шеру и Х. Йодеру [12, 31].

широко используются в современной литературе при петрологической интерпретации модельных экспериментов.

На диаграмме (рис. 93, *a*) показано 7 невариантных точек, в которых четыре твердые фазы находятся в равновесии с жидкостью. Три из них являются эвтектическими и расположены внутри соответствующих субтетраэдров. В точках *A*, *F* и *C* происходит реакция оливина с расплавом, в точке *D* — мелилита с расплавом, следовательно, эти точки лежат за пределами соответствующих им фазовых субтетраэдров, т. е. в смежных субтетраэдрах (на рис. 92, *b* это показано стрелками). На диаграмме (рис. 93, *a*) отмечены также четырехфазовые точки некоторых тройных граничных систем.

Твердофазовые ассоциации левой части диаграммы соответствуют толеитам и оливиновым базальтам, в правой части диаграммы отражены фазовые равновесия в недосыщенных кремнеземом щелочных и щелочно-ультраосновных расплавах. Типы пород, соответствующих минеральным парагенезисам моновариантных линий и невариантных точек, показаны на рис. 93, *b* в виде своего рода петрогенетической сетки, которая отражает возможные варианты кристаллизационной дифференциации остаточных расплавов. Ассоциация точки *G* и сопряженной области среди магматических пород эквивалентов не имеет.

Как видно из диаграммы последовательности кристаллизации (рис. 93, *a*) и петрогенетической схемы (рис. 93, *b*), составленных Дж. Шерером и Х. Йодером, базальты толеитового ряда отделены от щелочных базальтоидов термальным барьером. Фракционная кристаллизация исходного щелочного недосыщенного расплава идет по двум независимым путям, на что указывает термальный барьер между нефелиновыми базальтами и оливино-мелилитовыми нефелинитами. Этому термальному барьеру в «расширенном базальтовом тетраэдре», как это видно из рис. 92 и 93, *a*, соответствует разрез нефелин—диопсид—оливин, т. е. составы, близкие к оливиновому нефелиниту.

Расплав, отвечающий по составу базаниту (оливинсодержащий нефелиновый базальт), после исчезновения оливина в точке *F* перейдет на моновариантную кривую совместной кристаллизации диопсида, нефелина и плагиоклаза (нефелиновый тефрит) и в соответствии с экспериментальными данными может достичь эвтектики *E*. В этой точке к диопсиду, нефелину и плагиоклазу присоединится волластонит. Такая ассоциация в природе не встречается. В горных породах потенциальный волластонит скорее всего реализуется в виде сфена или перовскита.

При фракционировании оливино-мелилитового нефелинита* (точка *C*) после исчезновения оливина в точке *C* возникнут оста-

* При обсуждении опытных данных мы сохраняем термины типа «оливиновый нефелинит», «оливино-мелилитовый нефелинит», укоренившиеся в экспериментальной петрологии, хотя исходя из минералогического состава пород (модального и нормативного) их следует называть «оливиновыми» и «оливино-мелилитовыми меланефелинитами».

точные расплавы, кристаллизующие диопсид, мелилит и нефелин (мелилитовый нефелинит). Эти расплавы могут достичь точки *D*, где к названным минералам присоединится волластонит. Хотя волластонит известен в некоторых щелочно-ультраосновных породах (волластонитовые ийолиты), вероятнее все же формирование перовскита или сфена. В точке *D* за счет реакции с расплавом исчезает мелилит и дальнейший путь кристаллизации при избытке расплава или в условиях фракционирования связан с моновариантной линией сосуществования диопсида, нефелина и волластонита (нефелиниты).

По схеме, представленной Дж. Шерером и Х. Йодером, оставшиеся расплавы могут достигнуть точки *E*, т. е. на поздних стадиях фракционирования мелилитсодержащие щелочно-ультраосновные расплавы могут дать жидкости, кристаллизующие плагиоклаз. В природе, однако, до сих пор точно доказанный переход мелилитовых пород в плагиоклазовые не наблюдался. Кажется более вероятным, что природные калийсодержащие щелочно-ультраосновные магмы будут эволюционировать в сторону фонолитовых расплавов, кристаллизующих щелочной полевой шпат. Экспериментальные доказательства этой тенденции, на которую впервые указала Л. Н. Когарко [17], приведены ниже (см. § 4).

Таким образом, данные по «расширенному базальтовому тетраэдру» свидетельствуют о двух различных путях кристаллизационной дифференциации щелочных недосыщенных кремнеземом расплавов — базанитоидном и мелилит-нефелинитовом. Возникающие при этом ряды пород должны быть производными двух самостоятельных родоначальных магм. Экспериментальные данные, представленные на рис. 92, 93, показывают, что в пределах недосыщенной части «расширенного базальтового тетраэдра» самые высокие температуры начала плавления должны быть для ассоциаций оливин—диопсид—нефелин—альбит и оливин—диопсид—мелилит—нефелин. Это температуры перитектических точек *F* и *C*. Следовательно, составы неинвариантных жидкостей в точках *F* и *C* являются наиболее тугоплавкими или, пользуясь петрологической терминологией, должны быть наиболее близкими к родоначальным магмам.

Дж. Шерер и Х. Йодер, приводя в своих работах обобщенную схему последовательности кристаллизации и фракционирования в «расширенном базальтовом тетраэдре», в большинстве случаев оставляют за рамками публикаций самый сложный анализ фазовых равновесий в тройных и четверных сечениях и связей между смежными подсистемами. Но кажущаяся простота диаграммы фракционирования не должна вводить в заблуждение. Важно понять, что представленная петрогенетическая модель — результат не умоглядных построений, она основана на огромном числе тщательно выполненных трудоемких экспериментов.

Независимо от Дж. Шерера и Х. Йодера система диопсид—акерманит—нефелин, представляющая собой тройной разрез рассмотренного тетраэдра и достаточно близко отражающая состав

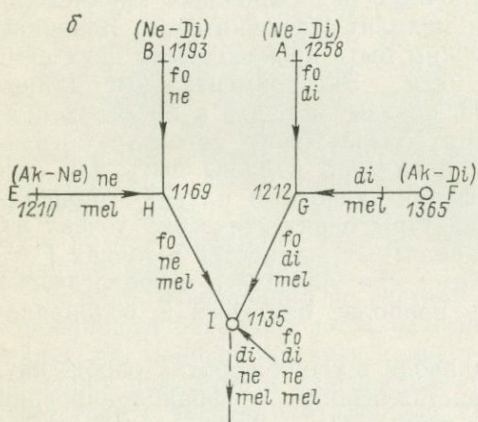
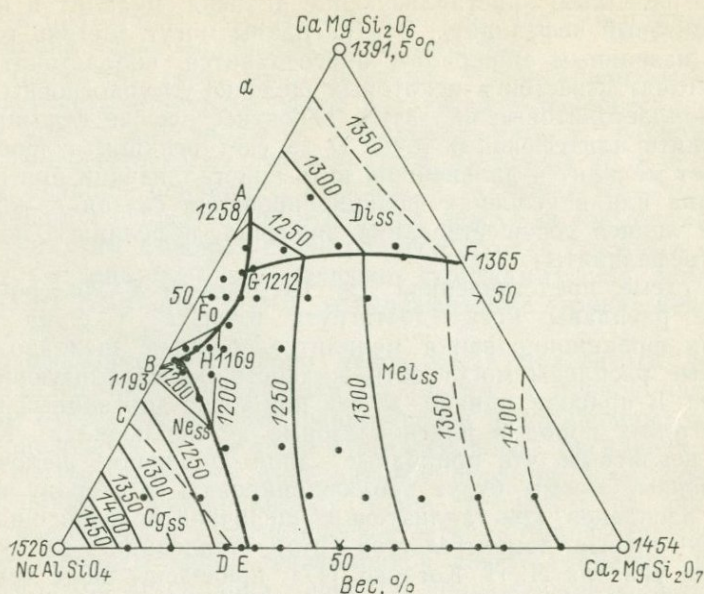
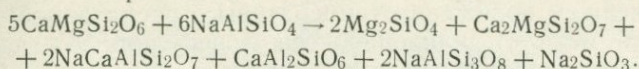


Рис. 94. Система $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (а) и последовательность кристаллизации в системе (б). По К. Онума и К. Яги [69].

щелочно-ультраосновных пород, была тщательно изучена японскими учеными К. Онумой и К. Яги [69]. Фазовая диаграмма этой системы показана на рис. 94, а. Она не является истинно тройной, так как содержит поле первичной кристаллизации форстерита, состав которого не может быть выражен с помощью трех исходных компонентов фазового треугольника. К. Онума и К. Яги представили эту систему в качестве частного разреза внутри 4-компонентного тетраэдра с основанием MgO — SiO_2 — CaO и нефелиновой вершиной.

Все кристаллизующиеся в системе фазы являются твердыми растворами различного состава, возникновение части которых можно объяснить реакцией:



Это уравнение — вариант нефелин-диопсидовой реакции, впервые постулированной Н. Боуэном, а позднее рассмотренной Х. Йодером и К. Тилли (см. § 4).

Кроме пограничных кривых, разделяющих поля первичной кристаллизации диопсида, форстерита, мелилита и нефелина, на рис. 94, а показана кривая инверсии нефелин—карнегит.

В системе установлены две четверные точки: *G* с температурой 1212°C и составом $\text{Di}_{55}\text{Ak}_6\text{Нем}_{39}$, и *H* с температурой 1169°C и составом $\text{Di}_{38}\text{Ak}_5\text{Нем}_{59}$. В точке *G* расплав находится в равновесии с форстеритом, мелилитом и диопсидом, в точке *H* — с форстеритом, мелилитом и нефелином. Эти точки не являются невариантными, а соответствуют так называемым «точкам протыкания». Точка *G* лежит на моновариантной линии, по которой соприкасаются объемы первичной кристаллизации мелилита, форстерита и диопсида в общей четверной системе $\text{NaAlSiO}_4\text{—CaO—MgO—SiO}_2$. Поскольку температура «точки протыкания» *G* (1212°C) ниже температуры эвтектики акерманит+форстерит+диопсид в системе $\text{MgO—SiO}_2\text{—CaO}$ (1393°C), то на моновариантной линии мелилит+форстерит+диопсид+расплав в четверной системе температура падает в направлении нефелиновой вершины.

«Точка протыкания» *H* находится на линии совместной кристаллизации нефелина, форстерита и мелилита. Поскольку в бинарной системе $\text{NaAlSiO}_4\text{—CaMgSi}_2\text{O}_6$ максимальная температура, при которой нефелин и форстерит сосуществуют с расплавом (1193°C), выше, чем у точки *H* (1169°C), то на моновариантной кривой нефелин+форстерит+мелилит+расплав в четверной системе температура должна падать в направлении соединительной линии диопсид—акерманит. Обе четверные моновариантные кривые должны пересечься в некоторой невариантной точке внутри общей системы $\text{NaAlSiO}_4\text{—MgO—SiO}_2\text{—CaO}$, где с расплавом будут сосуществовать нефелин, диопсид, форстерит и мелилит.

Диопсид в ассоциации с нефелином, мелилитом и форстеритом кристаллизуется в изученной системе из расплавов, состав которых примыкает к точке *H* при температуре 1135°C. При температурах ниже 1135°C форстерит исчезает даже в том случае, если исходный состав системы попадает в поле его первичной кристаллизации. Следовательно, температура 1135°C соответствует невариантной перитектической реакции.

Последовательность хода кристаллизации в системе схематически показана на рис. 94, б. Фазовая ассоциация «точки протыкания» *G* мелилит+оливин+клинопироксен соответствует оливиновым мелилититам. При падении температуры расплав стремится к невариантной точке *I*, в которой при постоянной температуре

сосуществуют оливин+мелилит+клинопироксен+нефелин. Эта ассоциация соответствует оливино-мелилитовым нефелинитам. В точке I оливин исчезает в результате реакции с расплавом и при дальнейшем понижении температуры с расплавом будут сосуществовать мелилит, клинопироксен и нефелин. Эта ассоциация соответствует мелилитовым нефелинитам.

Таким образом, на основании изученной системы устанавливается следующая схема кристаллизационной дифференциации (фракционирования): оливиновый мелилитит→оливино-мелилитовый нефелинит→мелилитовый нефелинит. Эта схема близка к ряду щелочно-ультраосновных пород, выведенному Дж. Шерером и Х. Йодером.

Из-за наличия твердых растворов нефелина, диопсида, мелилита «расширенный базальтовый тетраэдр» не может считаться истинно четверной системой. Более строго его следует рассматривать как частное сечение 5-компонентной системы $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O—SiO}_2$.

Выбор четверной модели для описания 5-компонентной системы сделан для того, чтобы можно было представить фазовые равновесия в системе графически. Такой прием часто используется в работах по экспериментальной петрологии, но он неизбежно связан с некоторыми упрощениями. Естественно поэтому, что в отдельных деталях схема кристаллизации в «расширенном базальтовом тетраэдре» может не соответствовать реальным породам и их ассоциациям.

Остаются неясности относительно фазовых равновесий в области первичной кристаллизации оливина. Недостаточно строго в схеме Дж. Шерера и Х. Йодера определено положение оливиновых нефелинитов. На это указывают, в частности, Л. Н. Когарко и Д. К. Бейли [16, 31]. Но еще более существенно, что эксперименты Дж. Шерера и Х. Йодера проводились в пределах системы $\text{Na}_2\text{O—Al}_2\text{O}_3\text{—MgO—CaO—SiO}_2$ и не учитывалось влияние таких компонентов, как K_2O , FeO , TiO_2 , которые играют значительную роль в составе щелочных пород. Не выяснены, кроме того, изменения в характере фазовых равновесий, которые могут возникать в условиях повышенных давлений. Эти недостатки восполнены другими исследователями, данные которых будут разобраны ниже.

§ 3. Система $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7\text{—SiO}_2$

К. Онума и М. Ямамото изучали кристаллизацию в недосыщенной кремнеземом части четверной системы $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7\text{—SiO}_2$ для составов в объеме первичной кристаллизации оливина [70]. Система диопсид—нефелин—акерманит—кремнезем полностью входит в «расширенный базальтовый тетраэдр». Полученные результаты дополняют выводы Дж. Шерера и Х. Йодера, поскольку изученная область в «расширенном базальтовом тетраэдре» наиболее интересна для понима-

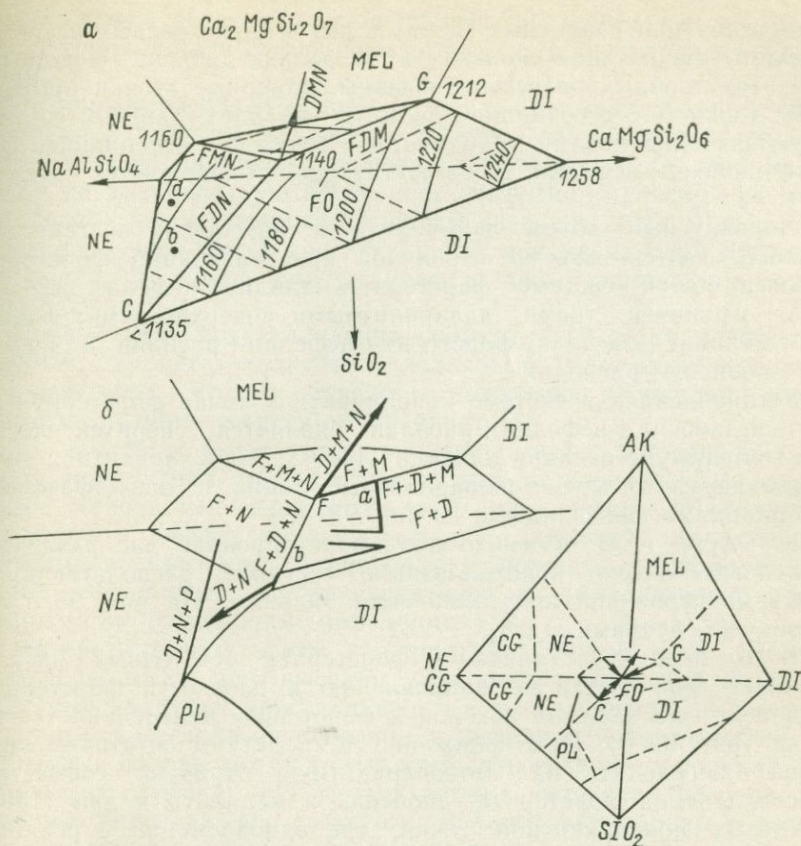


Рис. 95. Приближительная фазовая диаграмма для недосыщенной кремнезёмом части системы диопсид—акерманит—нефелин—кварц (а), два пути кристаллизации, разделённые термальным барьером, и положение объёма первичной кристаллизации форстерита с невариантной точкой $\text{Fo} + \text{Di} + \text{Ak} + \text{Ne} + \text{L}$ в системе (б). По К. Онума и М. Ямамото [70].

Прописными буквами даны названия минералов твердофазовых ассоциаций моновариантных линий и дивариантных поверхностей.

ния генезиса щелочно-ультраосновных пород. Эксперименты проводились не только при атмосферном, но и при высоких давлениях.

Было изучено шесть различных составов, для которых установлены четыре кристаллические фазы: форстерит, мелилит, диопсид, нефелин. Все они, за исключением форстерита, обнаруживали твердые растворы. Графически экспериментальные данные представлены на пространственной фазовой диаграмме (рис. 95).

Обобщённая схематическая диаграмма (рис. 95, а) отражает положение объёма первичной кристаллизации оливина и наиболее важные геометрические элементы изученной части четверной системы. На диаграмме изображены, кроме того, поля первичной

кристаллизации различных твердых фаз в двух крайних разрезах: нефелин—акерманит—диопсид и нефелин—диопсид—кремнезем. Для этих тройных разрезов показаны четверные «точки протыкания»: точка *G* с ассоциацией диопсид+мелилит+оливин, соответствующая оливиновому мелилиту, и точка *C* с ассоциацией оливин+диопсид+нефелин, соответствующая оливиновому нефелиниту.

Ликвидусный объем форстерита в изученной системе (он является частью объема первичной кристаллизации форстерита в более общей системе форстерит—мелилит—нефелин—кремнезем) ограничен тремя дивариантными поверхностями: форстерит+мелилит+расплав, форстерит+нефелин+расплав и форстерит+диопсид+расплав.

Установленная в системе невариантная точка форстерит+мелилит+диопсид+нефелин+расплав является перитектической при температуре реакции оливина 1140 °С. В невариантной точке пересекаются четыре моновариантные линии с твердофазовыми ассоциациями, показанными на рис. 95, б.

К. Онума и М. Ямамото продемонстрировали две различные последовательности кристаллизации составов, располагающихся в объеме первичной кристаллизации оливина. На рис. 95, б они обозначены буквами *a* и *b*.

1. По мере кристаллизации форстерита остаточный расплав изменяет свой состав по направлению к плоскости форстерит+диопсид+расплав, на которой к форстериту присоединяется диопсид (рис. 95, б). При понижении температуры остаточные расплавы переходят на моновариантную кривую совместной кристаллизации форстерита, диопсида и мелилита и при 1140 °С достигают невариантной точки, где одновременно с реакцией форстерита начинается кристаллизация нефелина. После исчезновения форстерита остаточные жидкости переходят на моновариантную кривую диопсид+мелилит+нефелин+расплав. Такая последовательность кристаллизации установлена, в частности, для состава $Di_{33}Ak_4Ne_{57}O_6$ (рис. 95, б, линия *a*).

2. Иной путь кристаллизации имеет расплав с нормативной формулой $Di_{34}Ak_2Ne_{58}O_6$ (рис. 95, б, линия *b*), лишь очень незначительно (большим содержанием кремнезема) отличающийся от состава *a*.

Начальная стадия кристаллизации этого исходного состава также связана с дивариантной поверхностью форстерит+диопсид+расплав, но затем остаточный расплав оказывается уже на моновариантной линии совместной кристаллизации форстерита, диопсида и нефелина.

Эта линия обнаруживает реакционный характер. Нефелин для исходного состава *b* появляется при 1141 °С, одновременно начинается реакция оливина, который полностью исчезает при 1135 °С. Эта температура совместной кристаллизации оливина, диопсида и нефелина ниже температуры невариантной реакции, следовательно остаточный расплав не может в данном случае достигнуть

нонвариантной точки. Дальнейший его путь направлен в сторону «точки протыкания» S тройной системы нефелин—диопсид—кремнезем.

Исходный расплав состава b был закристаллизован в смесь нефелина и диопсида. Из этого следует, что после исчезновения оливина на реакционной пограничной кривой кристаллизация перешла на дивариантную поверхность нефелин+диопсид+расплав. В условиях фракционирования остаточные жидкости после исчезновения оливина могут достичь другой моновариантной пограничной линии, где к нефелину и диопсиду присоединится плагиоклаз (рис. 95, б).

Первый путь кристаллизации соответствует серии пород: оливиновый мелилитит→оливино-мелилитовый нефелинит→мелилитовый нефелинит; второй приведет к появлению ассоциации оливиновый нефелинит—нефелинит—базанит.

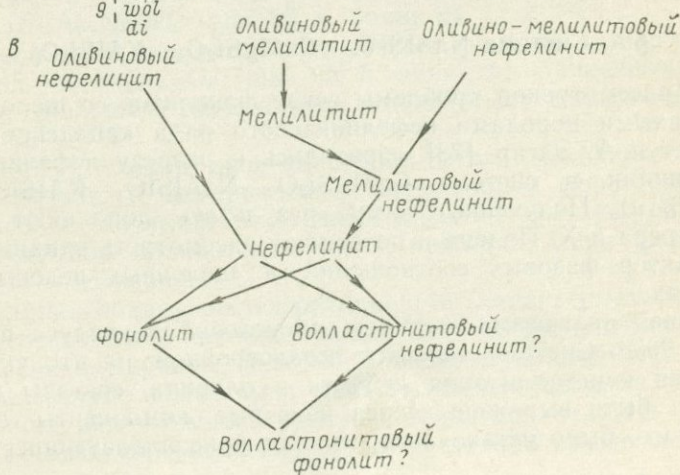
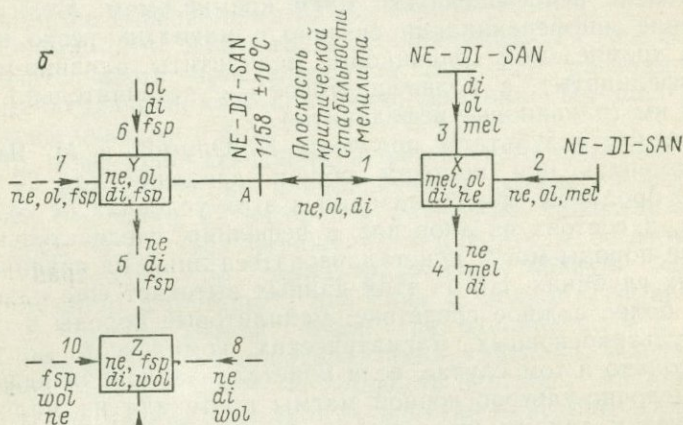
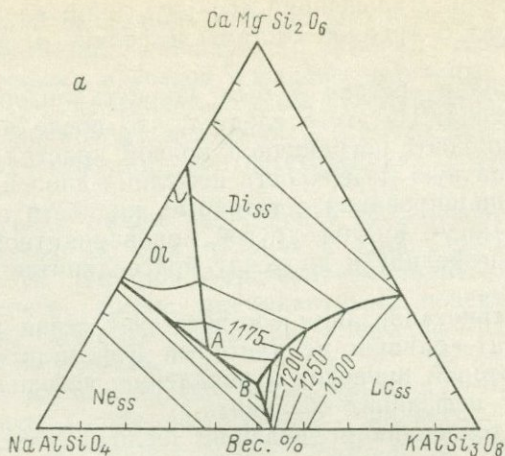
Та или иная тенденция в эволюции щелочно-ультраосновных пород может быть обусловлена весьма незначительными вариациями степени недосыщенности магм кремнеземом. Мелилитовое направление дифференциации связано с магмами, резко недосыщенными кремнеземом (оливиновые мелилититы, оливино-мелилитовые нефелиниты), а полевошпатовое — с незначительно обогащенными им (оливиновые нефелиниты).

Интересные результаты получены К. Онумой и М. Ямамото в экспериментах при высоком общем давлении (до 20 кбар). Конечные продукты кристаллизации в этих условиях не содержат мелилита, а состоят из диопсида и нефелина, следовательно, мелилитовые породы могут кристаллизоваться лишь на сравнительно небольших глубинах. Но из этих данных вытекает еще одно, значительно более важное следствие: мелилитовые породы в составе щелочно-ультраосновных магматических комплексов могли появиться только в том случае, если кристаллизационная дифференциация щелочно-ультраосновной магмы протекала на малой глубине. Ранее к такому же выводу пришла Л. Н. Когарко [16].

§ 4. Система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — KAlSi_3O_8

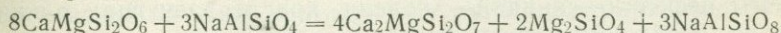
При рассмотрении проблемы связи фанолитов со щелочно-ультраосновными породами нефелинитового ряда канадские ученые Р. Платт и А. Эдгар [78] обратились к разрезу нефелин—диопсид—санидин в системе $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 (рис. 96, а). Полученные ими результаты дополняют выводы Дж. Шерера и Х. Йодера и позволяют рассмотреть влияние калия на характер фазовых соотношений в щелочных недосыщенных расплавах.

Фазовая диаграмма системы для условий ликвидуса показана на рис. 96, а. Система является псевдотройной, на что указывает первичная кристаллизация лейцита и оливина, составы которых не могут быть выражены через конечные компоненты системы. Кроме того, было установлено, что все кристаллизующиеся фазы,

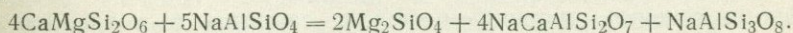


за исключением оливина, представляют собой сложные твердые растворы: лейцит содержит жадеитовую молекулу, мелилит существенно акерманитового состава — геленит и натровый мелилит, диопсид — молекулу Чермака, нефелин — либо кальсилит, либо избыток кремнезема, а полевые шпаты являются изоморфными смесями санидина и альбита. Пограничные кривые, разделяющие поля первичной кристаллизации лейцита, форстерита, нефелина и диопсида, имеют различный характер. Пограничная кривая между полями диопсида и оливина является перитектической с реакцией оливина и расплава, а все остальные пограничные кривые котектические, т. е. на них происходит совместная кристаллизация двух соответствующих фаз. Четырехфазовые точки *A* (1158 °С; $\text{Ne}_{51}\text{Di}_{21}\text{San}_{28}$) и *B* (1120 °С; $\text{Ne}_{44,5}\text{Di}_{12}\text{San}_{43,5}$) не инвариантные. Это «точки протыкания», т. е. следы пересечения плоскостью Ne—San—Di моновариантных линий 4-компонентной системы нефелин—кальсилит—кремнезём—диопсид. В точке *A* происходит реакция оливина с расплавом, в точке *B* — совместная кристаллизация нефелина, лейцита и диопсида.

Кристаллизация мелилита в системе протекает в субликвидусных условиях, но, как и в бинарной системе нефелин—диопсид, еще до достижения солидусных температур он исчезает за счет реакции с расплавом. Появление мелилита связано, очевидно, с предложенной Х. Йодером и К. Тилли [13, с. 29] нефелин-диопсидовой реакцией:



или



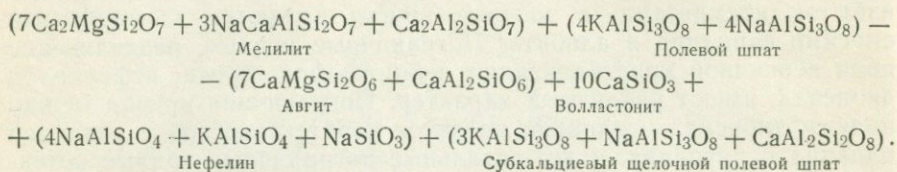
В четверной системе $\text{NaAlSiO}_4\text{—KAlSiO}_4\text{—CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—SiO}_2$ объем первичной кристаллизации оливина примыкает к сечению $\text{NaAlSiO}_4\text{—CaMgSi}_2\text{O}_6$. Из этого можно сделать вывод, что кристаллизация оливина также связана с десиликацией пироксена нефелином.

Как и мелилит, оливин исчезает до достижения солидуса, поэтому полнокристаллические ассоциации в системе состоят из нефелина, лейцита, щелочного полевого шпата и диопсида в разных комбинациях. Начало кристаллизации полевого шпата сопровождается уменьшением количества лейцита за счет реакции его с расплавом (см. систему нефелин—кальсилит—кремнезём в гл. X).

Мелилит кристаллизуется только из жидкостей, содержащих менее 10 % нормативного санидина. Как известно, мелилит не обнаружен в полевошпатовых магматических породах. Можно предполагать, что присутствие щелочного полевого шпата предотвра-

Рис. 96. Система $\text{NaAlSiO}_4\text{—CaMgSi}_2\text{O}_6\text{—KAlSi}_3\text{O}_8$ (*a*), схема последовательности кристаллизации в этой системе (*b*) и ряды пород, соответствующие путям кристаллизации и фракционирования (*в*). По Р. Платту и А. Эдгару [78].

щает кристаллизацию мелилита. Это отражает, в общем, насыщение расплавов кремнеземом. Неустойчивость мелилита в подобных расплавах авторы связывают с реакцией десиликации полевого шпата мелилитом:



Мелилит, участвующий в реакции подобного типа, может сохраниться только при фракционировании выше температуры этой субликвидусной реакции, которая для изученной системы составляет $1130 \pm 10^\circ\text{C}$ (естественно, что более сложные многокомпонентные расплавы, не содержащие потенциального полевого шпата, могут кристаллизовать мелилит как стабильную фазу солидуса за счет либо общего состава, либо указанной ранее нефелин-диопсидовой реакции). Поскольку точки *A* и *B* не являются невариантными, при дальнейшем падении температуры расплавы уйдут из плоскости системы нефелин—диопсид—санидин, двигаясь по моновариантным пограничным кривым системы нефелин—кальсилит—диопсид—кремнезем. Для построения схемы последовательности кристаллизации и фракционирования остаточных расплавов системы нефелин—санидин—диопсид, кристаллизующих оливин и мелилит, необходимо знать фазовые соотношения в соответствующей части более общих систем.

Кроме сечения диопсид—нефелин—санидин в четверной системе нефелин—кальсилит—диопсид—кремнезем Р. Платтом и А. Эдгаром вместе с М. Судом ранее были изучены разрезы диопсид—альбит—лейцит и диопсид—альбит—санидин [Sood M. e. a. 1970 г.]. Воспользовавшись данными по этим разрезам, исследователи предприняли попытку построить диаграмму хода кристаллизации остаточных расплавов системы диопсид—нефелин—санидин (рис. 96, б). Основные особенности диаграммы следующие.

1. Показанная на линии *I* плоскость «критической неустойчивости мелилита» (10 вес. % санидина) отделяет обогащенные полевым шпатом расплавы, не кристаллизующие мелилит, от расплавов, в которых он образуется в узком температурном интервале за счет нефелин-диопсидовой реакции как субликвидусная фаза.

2. Потенциальный мелилит жидкостей, примыкающих к критической плоскости со стороны богатых полевым шпатом составов, реализуется в виде продуктов указанной ранее мелилит-полевошпатовой реакции. Плоскость «критической стабильности» мелилита не влияет на кристаллизацию оливина.

Реакция оливина с расплавом происходит на линиях *I* (нефелин+диопсид+оливин+расплав) и *З* (диопсид+оливин+мелилит+расплав). В реакционных точках *X* и *Y* оливин исчезает, и эти точки соответствуют последним жидкостям, в которых оливин

может сосуществовать с мелилитом и щелочным полевым шпатом соответственно.

3. Обогащенные полевым шпатом составы на линии 1 (нефелин+оливин+диопсид+расплав) будут стремиться к точке Y, где к этим фазам присоединится субкальциевый «тройной» щелочной полевой шпат. Можно предположить, что количество оливина, сосуществующего с полевым шпатом, очень невелико, так как эвтектика в бинарной системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Mg}_2\text{SiO}_4$ близка к альбитовому составу. После исчезновения оливина расплавы покинут точку Y и теоретически могут далее следовать к точке Z, где к нефелину, диопсиду и полевому шпату присоединится волластонит, возникающий за счет мелилит-полевошпатовой реакции.

4. Бедные полевым шпатом расплавы на линии 1 при равновесной кристаллизации должны оказаться в точке X, где к нефелину, диопсиду и оливину присоединится мелилит. После исчезновения оливина остаточные жидкости покинут точку X по линии 4. Такие пути эволюции резко недосыщенных расплавов подтверждаются фазовыми ассоциациями закалочных экспериментов в изученной системе. На линии 4 в соответствии с постулированной реакцией мелилита может появиться потенциальный волластонит. Как уже отмечалось, в природных расплавах вместо волластонита, скорее, кристаллизуется перовскит.

А. Эдгар и Р. Платт указывают, что установленные ими закономерности фазовых отношений во многом очень близки к таковым в недосыщенной кремнеземом части «расширенного базальтового тетраэдра».

Учтя фазовые ассоциации в неинвариантных точках и на моновариантных линиях рассмотренной диаграммы (рис. 96, б), нетрудно смоделировать ассоциации пород, возникающие при фракционировании тех или иных щелочно-ультраосновных расплавов. Разберем для примера путь фракционной кристаллизации расплавов на линии 1 (оливиновый нефелинит). Независимо от того, располагаются они слева или справа от «критической плоскости», остаточные жидкости вследствие реакции оливина перейдут на дивариантную поверхность совместной кристаллизации нефелина и диопсида. Они не могут оказаться ни в точке X, ни в точке Y. Бедные полевым шпатом расплавы, кроме того, не могут пересечь линию 4 из-за реакции мелилита. Дальнейший путь фракционной кристаллизации раскисляющихся расплавов, что вполне очевидно, связан с линией 5. Таким образом, последовательность возникающих фазовых ассоциаций должна соответствовать природной ассоциации оливиновый нефелинит → нефелинит → фонолит → волластонитовый фонолит (?).

Резко недосыщенный расплав, соответствующий линии 3 (оливиновый мелилитит), при фракционировании не может достигнуть точки X: из-за реакции оливина он должен перейти на поверхность совместной кристаллизации нефелина и диопсида. По мере обогащения остаточных жидкостей щелочами они окажутся на линии 4. Вследствие реакции мелилита дальнейший путь

остаточных жидкостей связан с нефелин-диопсидовой поверхностью. В случае реализации потенциального волластонита, возникающего при разложении мелилита, теоретически можно допустить достижение линии 8. Более же вероятно, что остаточные жидкости по мере понижения температуры в условиях фракционной кристаллизации опустятся на линию 5.

После знакомства с примерами путь фракционирования расплавов, соответствующих точке Z, становится ясным. Все возможные типы пород сведены на рис. 96, в.

Установленные А. Эдгаром и Р. Платтом закономерности фазовых отношений и эволюции остаточных жидкостей в системе нефелин—диопсид—кремнезем очень близки к данным Дж. Шерера и Х. Йодера по недосыщенной кремнеземом части «расширенного базальтового тетраэдра». Наиболее значительным результатом экспериментальной работы канадских исследователей следует считать доказанную ими возможность фонолитовой тенденции в дифференциации щелочно-ультраосновных магм. Кристаллизация в калийсодержащих расплавах щелочного полевого шпата вместо плагиоклаза ставит под сомнение вероятность появления плагиоклазсодержащих пород даже на самых поздних стадиях дифференциации мелилит-нормативных жидкостей, как это предположили Дж. Шерер и Х. Йодер. Заслуживает внимания также вывод о том, что все три основных типа щелочно-ультраосновных магм натриевого ряда — оливиновые нефелиниты, оливино-мелилитовые нефелиниты и оливиновые мелилититы — разделены термальными барьерами и не комагматичны.

§ 5. Система $\text{Na}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$

Эта важная система была изучена Д. И. Бейли и Дж. Шерером [31, 32, 36]. Она относится, скорее, к ультращелочным фельзитическим породам типа фонолитов и пантеллеритов, однако проясняет также взаимоотношения некоторых пород и широко развитые процессы щелочного метасоматоза в массивах рассматриваемой формации. Ход кристаллизации в системе можно проследить на рис. 97.

Инконгруэнтный характер плавления эгирина (акмит) определяет ход кристаллизации в системе и направление изменения составов жидкостей. Эгирин совсем не кристаллизуется при температуре ликвидуса в субтетраэдре эгирин—нефелин—кремнезем—гематит, который почти полностью соответствует объему первичной кристаллизации гематита. В результате кристаллизующиеся в объеме эгирин—натриевый метасиликат—нефелин—кремнезем силикаты находятся в равновесии с сильнощелочными жидкостями. Если первичный состав жидкости попадает в этот объем, то при кристаллизации она движется к одной из двух четверных эвтектик: нефелин+эгирин+альбит+натриевый дисиликат+жидкость (рис. 97, б, точка H) или кварц+альбит+эгирин+натриевый дисиликат+жидкость (рис. 97, б, точка G), которые

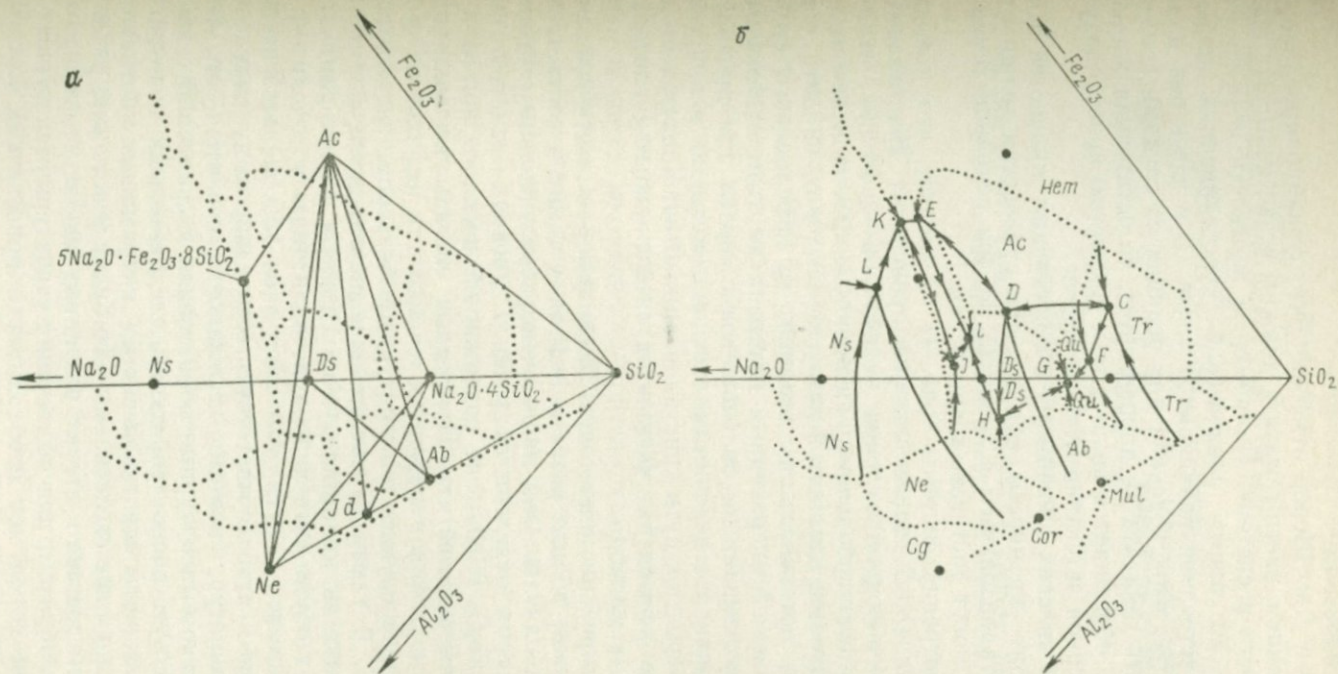


Рис. 97. Положение шести изученных тройных разрезов, имеющих в вершине акмит (а), и перспективная диаграмма части системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ (б). По Д. Бейли и Дж. Шереру [32, 36].

Моновариантные линии и четверные точки (рис. 97, б) образуют каркас в объеме, заключенном между плоскостями $\text{Na}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ и $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. Пунктирные линии — границы полей первичной кристаллизации фаз в тройных красных системах: Ns, Ds, Ne, Cg, Ab, Qu, Tr, Ac, Hem, Cor, Mul.

не только близки по составу, но и разделены лишь низким температурным барьером.

Д. Бейли и Дж. Шерер отмечают, что фракционирование, или неполная реакция, части гематита должны резко повышать щелочность жидкости в системе. Например, в плоскости нефелин+альбит+эгирин во время равновесной кристаллизации жидкость движется к четверной реакционной точке *D*, и здесь она должна быть полностью израсходована при реакции со следами гематита. Если же часть гематита не прореагирует, то остаточная жидкость прогрессивно обогащается щелочами и полностью кристаллизуется лишь в четверной эвтектике *H*.

Подобные явления происходят и с составами жидкостей в поле эгирин—альбит—кремнезем, которые при равновесии должны полностью кристаллизоваться в точке *C*, но при неполной гематитовой реакции могут достигать точки *G*.

Из рассмотрения системы (рис. 97, б) следует, что моновариантная линия *D—H*, вдоль которой происходит кристаллизация трех важных порообразующих минералов—нефелина, эгирина, альбита, — отвечает большому интервалу составов и температур. Составы жидкостей вдоль этой линии меняются от ийолита, содержащего 40 % потенциального эгирина, до нефелинового сиенита с 10 % эгирина. Температурный интервал на этом отрезке 915—727 °С. Это указывает на большие возможности для проявления дифференциации и отделения остаточных жидкостей в природных расплавах. Вероятно, путь кристаллизации *D—H* является модельным аналогом развития фонолитов (нефелиновых сиенитов) из нефелинитовых магм.

Четверная реакционная точка *D* (эгирин+гематит+нефелин+альбит) лежит вблизи разреза нефелин—акмит и соответствует по составу ийолитам. Она лишь очень незначительным температурным барьером отделена от точки *E* (эгирин+гематит+нефелин+5Na₂O·Fe₂O₃·8SiO₂), не содержащей полевого шпата и соответствующей мельтейгиту. Природные составы нефелин-пироксеновых пород тяготеют, вероятно, к плоскости нефелин—акмит—гематит, которая служит температурным барьером, разделяющим точки *D* и *E*. В таком случае даже незначительные флуктуации в составе жидкости, кристаллизующихся фаз и физико-химических условий могут обусловить либо кристаллизацию по ийолит-уртит-нефелин-сиенитовому пути (*D—H*), либо по мельтейгитовому (*D—E*). Первый путь соответствует более широкому ряду составов и температур, поэтому нефелиновые сиениты — это более поздние и низкотемпературные образования в сравнении с ийолитами. Второй путь очень «короткий», следовательно, мельтейгиты могут обнаруживать «противоречивые» интрузивные соотношения с ийолитами, но чаще следствием этого будут участковые различия в минеральном составе и структурах пород ийолит-мельтейгитовой серии. Таким образом, для объяснения структурно-текстурных неоднородностей пород нет необходимости прибегать к метасоматозу, как это делает Л. С. Бородин.

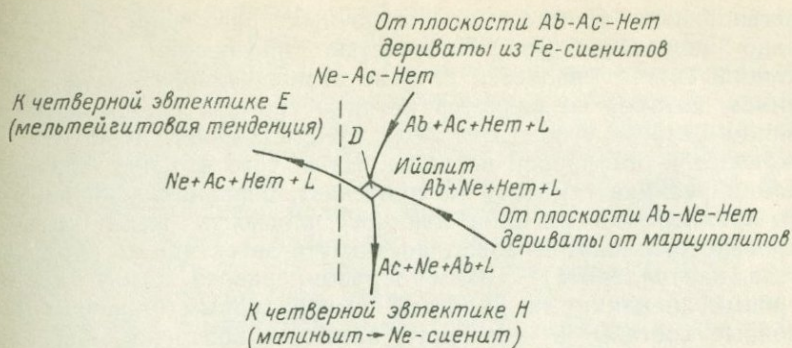


Рис. 98. Четверная точка *D* — «ийолитовая» в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ и ее возможное петрологическое значение. По Д. Бейли и Дж. Шереру [32, 36].

На рис. 98 показаны моновариантные линии, сходящиеся в точке *D*, с уже отмеченными и другими петрологически возможными соотношениями ийолитов с другими породами, как это вытекает из результатов изучения рассматриваемой системы. Д. Бейли и Дж. Шерер отмечают, что ийолиты, ассоциирующие с карбонатами, скорее всего, являются дериватами щелочно-ультраосновной магмы. Результаты изучения системы допускают также реоморфическое происхождение части ийолитов при частичном плавлении фенитов.

Другим важным результатом изучения данной четверной системы является возможность кристаллизации акмита в равновесии с альбитом и нефелином (а также с альбитом и кварцем) только из составов, пересыщенных щелочами. В таких расплавах отношение щелочи/полуторные окислы больше 1. Их фракционная кристаллизация приводит к образованию остаточных жидкостей, которые прогрессивно обогащаются дисиликатом натрия. Эти экспериментальные данные подтверждаются эмпирическим материалом. Например, в таблицах химических анализов Вашингтона около половины недосыщенных кремнеземом щелочных пород содержат в нормативном составе силикат натрия.

В природных условиях обогащение остаточных расплавов щелочами идет одновременно с накоплением летучих компонентов. Возникающие поздние и постмагматические флюиды будут оказывать интенсивное метасоматическое воздействие как на породы рамы, так и на более ранние образования в самих массивах. Таким образом, нет необходимости привлекать ювенильные растворы для объяснения щелочного метасоматоза пироксенитов и фенитизации вмещающих пород. Приконтактовая нефелинизация пироксенитов под воздействием интрузий ийолитов или нефелиновых сиенитов и возникновение фенитовых ореолов находят простое объяснение с точки зрения магматического источника растворов.

Третий важный вывод, вытекающий из полученных данных по системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$, — это возможность образования

пересыщенных кремнеземом щелочных расплавов из первоначально недосыщенных. Плоскостью насыщения кремнеземом в данной системе является сечение акмит—альбит—натровый дисиликат, которое не является истинно тройной системой. В этом тройном разрезе существует поле кристаллизации гематита, прилегающее к эгириновой вершине. Из-за того что при фракционировании реакция гематита не протекает, первоначально насыщенный кремнеземом расплав покинет плоскость акмит—альбит—натровый дисиликат и может достигнуть эвтектики G (модельный состав пантеллерита). Таким образом, разрез акмит—альбит—натровый дисиликат не является температурным барьером. Ограниченные составы в плоскости акмит—альбит—нефелин также, как указывают Д. Бейли и Дж. Шерер, могут эволюционировать при фракционировании в сторону насыщенных или слабепересыщенных жидкостей.

Приведенные в главе экспериментальные данные позволили наметить петрогенетическую схему формирования массивов рассматриваемой формации [29]. В соответствии с ней ультрабазиты в составе массивов представляют собой кумулятивную серию дифференциации щелочно-ультраосновной магмы, а щелочные породы — остаточные расплавы.

ГЛАВА X

ОСТАТОЧНАЯ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ

§ 1. Система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2

Состояние системы при атмосферном давлении и давлении воды 1 и 5 кбар. Впервые рассматриваемая система изучена Дж. Шерером и Н. Боуэном [1935 г.]. В 1937 и 1938 гг. она интерпретировалась Н. Боуэном как «остаточная петрогенетическая». Данная система имеет очень важное значение в петрологии, поскольку она включает лейкократовые расплавы, низкотемпературные и отвечающие по составу гранитам, сиенитам и нефелиновым сиенитам.

Диаграмма состояния системы для атмосферного давления показана на рис. 99, а. Верхняя ее часть уже была подробно рассмотрена в связи с проблемой происхождения гранитов. В системе кроме «гранитного» имеется также «нефелин-сиенитовый» тройной минимум, расположенный ниже бинарного сечения $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 . Минимумы, как это видно из характера изотерм, разделены температурным барьером, который соответствует широкой седлообразной области в центре диаграммы с перегибом на полевошпатовой соединительной линии. Таким образом, предотвра-

шается переход от недосыщенных кремнеземом составов в пересыщенные (и наоборот), разделенных полевошпатовой линией.

При изучении системы Дж. Шерер и Н. Боуэн установили, что при температуре 1280°C нефелин переходит в кубическую модификацию — карнегит, плавящийся при 1526°C. Они обнаружили, что между нефелином и калиофиллитом существуют непрерывные твердые растворы. О. Татлом и Дж. Смитом [1957 г., 1958 г.] было показано, что устойчивой модификацией $KAlSiO_4$ при более низких температурах является кальсилит, а непрерывные твердые растворы имеют место только при температуре выше 1070°C; с понижением температуры они распадаются на смесь нефелина и кальсилита. При температуре выше 1500°C нефелин может содержать в твердом растворе 33 вес. % кальсилита. Если температура выше 1070°C, твердые растворы нефелина образуют непрерывную серию с минимумом 28 вес. % кальсилита.

В системе $NaAlSiO_4-NaAlSi_2O_8$ Дж. Грейг и Т. Барт [1938 г.] для «сухих» условий установили существование в нефелине твердых растворов альбита с максимальным содержанием последнего при температуре 1068°C 33 вес. % (15 вес. % SiO_2).

Н. Боуэном [3] на основании некоторых экспериментальных и эмпирических данных было предсказано существование реакционной точки в системе нефелин—кальсилит—кремнезем. С позиции перитектической реакции им рассматривалось образование псевдолейцита (смесь нефелина и полевого шпата). Как показало изучение системы, при атмосферном давлении реакционная точка имеет температуру 1020°C и располагается вблизи тройного минимума на котектике твердый раствор нефелина — твердый раствор полевого шпата.

Фазовые отношения при давлении воды 1 кбар в недосыщенной, богатой калием части системы были изучены Р. Фюдали [48], а в богатой натрием — Д. Гамильтоном и У. Маккензи [6, 50, 51]. Диаграмма состояния системы для условий полного насыщения расплава водой при этом давлении показана на рис. 99, б. Температуры ликвидуса оказались значительно ниже, чем в безводной системе. Уменьшился размер поля лейцита и еще более четко обозначился минимум вдоль пограничной кривой нефелин—санидин. По данным Д. Гамильтона и У. Маккензи, его состав при давлении воды 1 кбар $Ne_{50}Ks_{19}Qu_{31}$. Температура начала плавления состава-минимум около 750°C. Из диаграммы (рис. 99, б) видно, что перитектическая точка R и минимум значительно отстоят друг от друга и что температурный барьер в гидротермальных условиях обозначился еще резче.

Эта же часть системы при давлении 5 кбар была изучена С. Морзе [63]. Как видно из диаграммы (рис. 99, в), лейцит в системе не кристаллизуется (инконгруэнтное плавление калиевого полевого шпата прекращается при давлении 2,6 кбар в условиях полного насыщения водой). Из-за неполной смесимости щелочных полевых шпатов при давлении 5 кбар появляется другая котектическая линия, отделяющая поля кристаллизации богатого

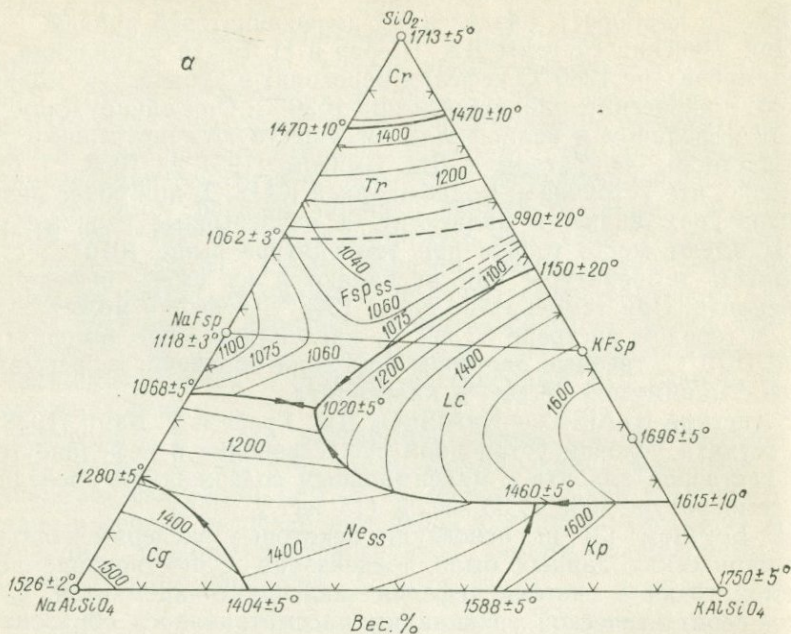
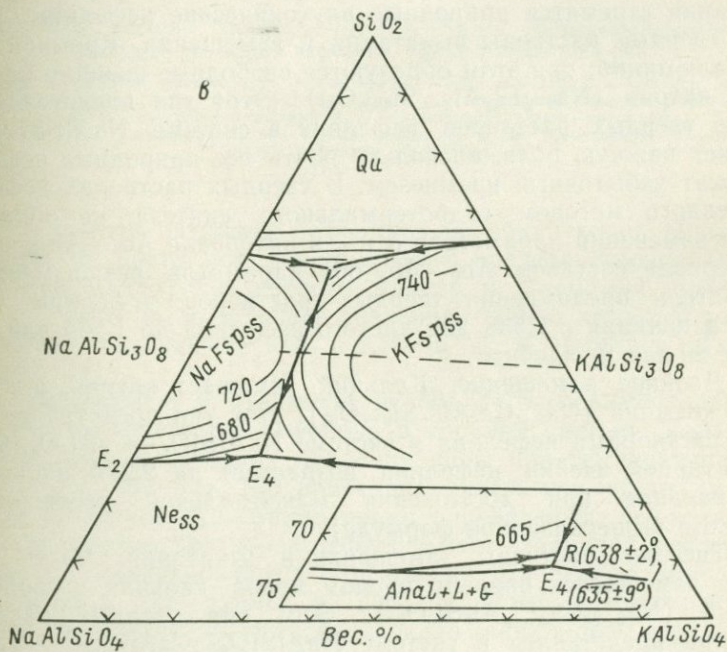
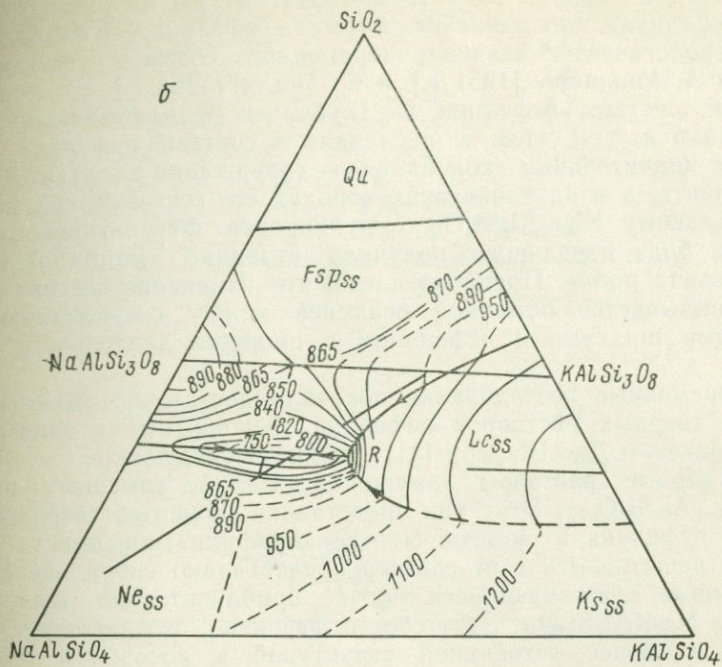


Рис. 99. Система нефелин—кальсилит—кремнезем при атмосферном давлении (по Дж. Шереру и Н. Боуэну [1935 г.]) (а), часть системы нефелин—кальсилит—кремнезем—вода при $p_{H_2O} = 1$ кбар, спроектированная на безводное основание (по Р. Фюдали [48], Д. Гамильтону и У. Маккензи [51]) (б) и при $p_{H_2O} = 5$ кбар (по С. Морзе [63]) (в).

альбитом полевого шпата от существенно калиевого. Так как начинают кристаллизоваться два полевых шпата, в системе появляется эвтектика E_4 . В эвтектике в равновесии с расплавом и газом находятся три кристаллические фазы. Однако вместо богатого натрием полевого шпата здесь кристаллизуется анальцит, узкое поле которого установлено С. Морзе между полями твердого раствора нефелина и богатого натрием полевого шпата. Последний реагирует с расплавом чуть выше эвтектической температуры (между 635 и 640 °C) с образованием анальцита и существенно калиевого полевого шпата. По данным А. Фаттах и Х. Винклера [46], эвтектика E_4 появляется в системе впервые при давлении 3,1 кбар и температуре 675 °C. Для указанных условий температурный барьер между насыщенными и недосыщенными кремнеземом составами также выражен очень резко. Согласно С. Морзе, существование термального барьера доказано по крайней мере до давления 10 кбар.

Твердые растворы нефелина. Согласно М. Бюргеру [1959 г.], структура нефелина может быть получена из тридимитовой решетки, в которой во всех тетраэдрах, обращенных вершинами к одному концу оси C , ионы Si^{4+} замещены ионами Al^{3+} и для



компенсации зарядов в пустоты входят атомы щелочных металлов. Он считал, что идеальная формула нефелина — $\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$.

Петрологическое значение переменного состава нефелина показали А. Миширо [1951 г.] и К. Тилли [1954 г.]. Согласно их данным, составы нефелина из глубинных и эффузивных пород различаются; при этом в последних в составе нефелина отмечаются значительные колебания в содержании кальсилитового компонента, а в плутонических породах его состав приближается к идеальному $\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$. Группировка фигуративных точек состава близ идеального получила название «Бюргеровского—Морозевича поля». Предполагалось, что изменение состава нефелина вызывается обменной реакцией между сосуществующими полевыми шпатами и нефелином в процессе длительного остывания.

Современные исследования показали достаточно сложный характер твердых растворов нефелина. Основными их типами, по Дж. Доннею и Дж. Шереру [31], являются следующие.

1. Твердые растворы замещения. Калий замещает натрий ($\text{K}_x\text{Na}_{8-x}\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$). Этот тип представлен областью твердых растворов нефелина в системе Ne—Ks . Графики зависимости параметров решетки a и c от состава представляют собой две линейные кривые, пересекающиеся в точке, приблизительно отвечающей составу $\text{Na}_3\text{KAl}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$. Этот состав, вероятно, соответствует нефелину с наиболее устойчивой структурой, к которой в процессе остывания стремятся природные плутонические нефелины.

2. Твердые растворы вычитания и замещения. Кремний замещает алюминий; при этом образуются свободные позиции на месте ионов натрия ($\text{Na}_{8-y}\square_y\text{Al}_{8-y}\text{Si}_{8+y}\text{O}_{32}$). Этот тип представлен областью твердых растворов нефелина в системе $\text{NaAlSiO}_4\text{—SiO}_2$ и играет важную роль, поскольку почти все природные нефелины содержат избыточный кремнезем. В твердых растворах нефелина, полученного методом гидротермального синтеза, не обнаруживается изменений параметров a и c в интервале $\text{Ab}_5\text{—Ab}_{20}$, однако в интервале составов $\text{Ab}_0\text{—Ab}_5$ оба параметра резко меняются. Показатели преломления твердых растворов нефелина уменьшаются начиная с 1,538 для чистого нефелина до 1,525 для нефелина с 20 вес. % альбита.

3. Двойное замещение. Кальций замещает натрий, а алюминий — кремний ($\text{Na}_{8-z}\text{Ca}_z\text{Al}_{8-z}\text{Si}_{8-z}\text{O}_{32}$); этот тип представлен твердыми растворами нефелина в системе $\text{NaAlSiO}_4\text{—CaAl}_2\text{O}_4$. Объем элементарной ячейки нефелина возрастает на 2,2 Å на каждый ион кальция при достижении максимальной растворимости ($z < 4,6$ в вышеуказанной формуле).

4. Твердые растворы замещения и вычитания. Часть ионов натрия замещается равным числом ионов кальция и свободных позиций ($\text{Na}_{8-2z}\text{Ca}_z\square_z\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$). Этот тип твердых растворов нефелина представлен в системе $\text{NaAlSiO}_4\text{—CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Изменения параметров элементарной ячейки нефелина при максимальном пределе замещения по сравнению с соответствующими пара-

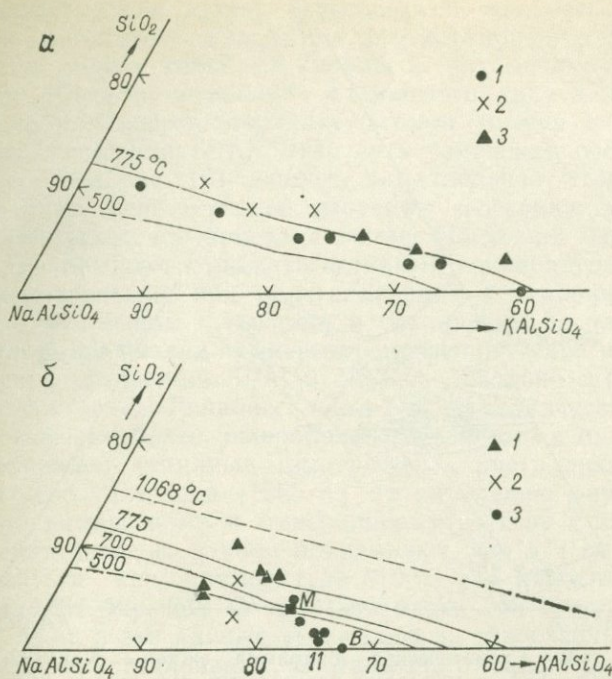


Рис. 100. Часть системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_4$ — KAlSiO_4 — SiO_2 с изотермическими линиями твердых растворов нефелина. По Д. Гамильтону [50].

a — экспериментальные данные для температуры 775°C: 1 — твердый раствор нефелина, 2 — нефелин+полевой шпат, 3 — нефелин+лейцит; *b* — природные образцы нефелинов, ассоциирующих с: 1 — анортоклаз-санидином, 2 — криптопертитовым ортоклазом, 3 — альбитом, микроклином и ортоклазом; *M* — состав нефелина, по И. Морозевичу; *B* — идеальный состав нефелина $\text{Na}_3\text{KAlSi}_3\text{O}_{16}$.

метрами чистых натровых нефелинов не обнаружено. Природные нефелины не достигают максимального предела замещения.

Изоморфизм трехвалентного железа и алюминия имеет для минералогии гораздо меньшее значение, однако играет значительную роль в петрологии, как показали Д. К. Бейли и Дж. Шер [36].

Д. Гамильтон и У. Маккензи [6, 50, 61] экспериментально изучали твердые растворы нефелина в тройной системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_4$ — KAlSiO_4 — SiO_2 в условиях давления воды при температурах 775, 700 и 500°C. На рис. 100 приведена диаграмма части системы. На ней показаны экспериментально определенные изотермы для пределов твердых растворов нефелина при различной температуре и составы анализированных нефелинов. Последние могут быть объединены в три группы: а) ассоциирующие с высокотемпературными полевыми шпатами анортоклаз-санидиновой серии; б) ортоклазового парагенезиса и в) встречающиеся совместно с альбитом, микроклином и ортоклазом.

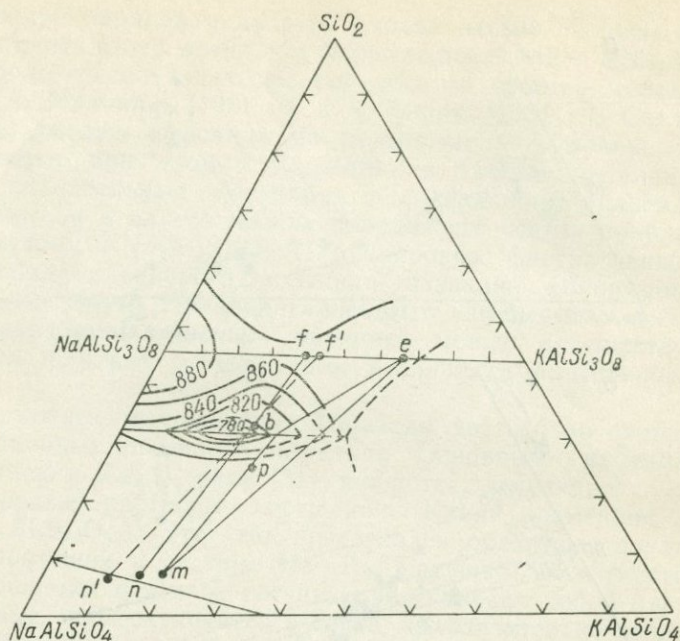


Рис. 101. Схематическая диаграмма системы NaAlSiO_4 — KAlSiO_4 — SiO_2 с составами равновесных нефелина и щелочного полевого шпата. По Д. Гамильтону [50].

Породы первой группы попадают в поле диаграммы выше изотермы 775°C . Например, фонолит из Кении по нефелину имеет температуру около 790 и 820°C . Д. Гамильтоном нанесены на диаграмму (рис. 101) составы нефелина m , полевого шпата e и общий состав пород p . Соединительные линии, параллельные экспериментально определенным коннодам, сходятся в точке, которая указывает температуру 710°C . Породы второй группы, например норвежские лардалиты, содержащие наряду с нефелином ортоклаз-микрпертитовый полевой шпат, расположены близ изотермы 750°C . Наконец, породы нефелин-микроклин-альбитового парагенезиса находятся вблизи «бюргеровского» идеального поля.

На основании проведенных исследований Д. Гамильтон сделал следующие выводы. Нефелин, выделяющийся из расплава нефелинового сиенита, будет непрерывно реагировать с магмой, при этом с падением температуры происходят изменения двоякого рода: 1) отношение Si/Al уменьшается, что обусловлено замещением Si на Al в магматическую стадию; 2) отношение Na/K уменьшается, но этот процесс может происходить не только в магматическую, но и в постмагматическую стадии (субсолидусный обмен Na и K между нефелином и полевыми шпатами). Последнее можно предполагать на основании различного наклона коннод n'/f' для состава породы b (рис. 101), определенных экспериментально, и составов природных нефелинов и полевых шпатов nf .

Химический обмен между нефелином и жидкостью и между нефелином и полевыми шпатами в аутометаморфическую стадию различаются между собой. В процессе аутометаморфизма при сохранении объемов нефелина и полевого шпата происходит взаимный обмен легкоподвижных атомов натрия и калия при сохранении отношения Si/Al. Этот путь изменения состава нефелина показан на рис. 101 линией, параллельной стороне нефелин—кальсилит, пересекающей изотермы нефелина, установленные для магматической кристаллизации. Последнее означает, что этот нефелин не будет отражать истинных температур кристаллизации. Следовательно, при кристаллизации в условиях больших глубин при медленном остывании и сохранении расплава и растворов вплоть до низких температур, нефелин будет иметь меньшие значения отношений Si/Al и Na/K и довольно ограниченный диапазон составов. Гипабиссальные и вулканические породы содержат нефелин более разнообразного состава, и он в большей степени отражает истинные температуры кристаллизации.

Опыты Д. С. Баркера [1965 г.] по плавлению личфильдитов, сходных по химическому и минеральному составу с миаскитами, при давлении воды до 2 кбар показывают, что эти породы начинают плавиться при температуре 810 °С при давлении 500 бар, 760 °С при 1000 бар, 730 °С при 1500 бар и 705 °С при 2000 бар. Таким образом, и эти данные указывают на относительно высокие температуры кристаллизации обогащенного альбитом нефелин-сиенитового расплава.

По данным Т. Ю. Базаровой [1966 г.], нижние температурные пределы начала кристаллизации нефелиновых сиенитов Ботогольского массива составляют 850, уртитов, фоййитов и луявритов Ловозера соответственно 740 и 880, миаскитов и миаскитовых пегматитов Урала 950 и 800 °С. Также методом гомогенизации включений в нефелинах установлено, что температура кристаллизации нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья 730 °С и более [Литвиновский Б. А., 1967 г.].

Кристаллизация лейцита и образование псевдолейцита. Как было отмечено выше, Н. Боуэн [3] предсказал существование реакционной точки в тройной системе нефелин—кальсилит—кремнезем. В этой точке ранее кристаллизовавшийся лейцит должен вступить в реакцию с расплавом, образуя нефелин и полевой шпат. Реакция идет до тех пор, пока не исчезнет весь лейцит или весь расплав. Н. Боуэн подчеркивал, что малое содержание лейцита в глубинных изверженных породах объясняется именно этой неинвариантной точкой.

Подробно проблемы кристаллизации лейцита и образования псевдолейцита на основе экспериментальных данных были рассмотрены Р. Фюдали [48]. На рис. 102 показано сечение $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ — KAlSi_2O_6 в системе нефелин—кальсилит—кремнезем, по Р. Фюдали. При данном давлении твердый раствор лейцита может содержать до 28 вес. % $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$. С уменьшением давления воды область твердого раствора лейцита увеличивается, а при

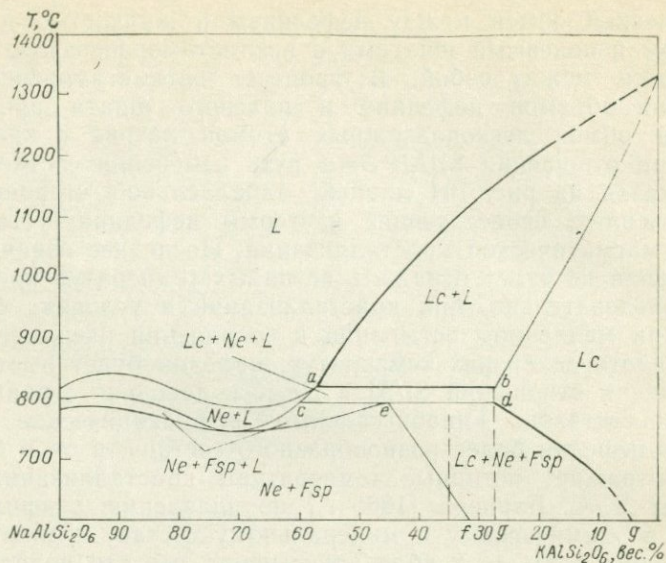


Рис. 102. Сечение $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ — KAlSi_2O_6 через изобарическую модель системы нефелин—кальсилит—кремнезем—вода при $p_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар. По Р. Фюдали [48].

давлении 265 бар и температуре 850 °С твердый раствор лейцита содержит уже 35 вес. % $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$.

На рис. 102 линия ab проходит вдоль изотермы точки пересечения пограничной линии между полями лейцита и нефелина. Линия cd представляет собой изотерму тройной инвариантной точки R . При падении температуры ниже изотермы cd происходит субсолидусная реакция превращения лейцита в агрегат нефелина и полевого шпата, при этом состав лейцита изменяется по кривой dg .

Р. Фюдали показал, что лейцит, образующийся в гидротермальных условиях нередко имеет пластинчатую структуру, подобную пертитовой. Эти пластинки характеризуются низким показателем преломления, а их количество зависит от скорости охлаждения. Этот исследователь полагает, что пертитоподобное вещество представляет собой «анальцимовую составляющую лейцита». Материалы экспериментов свидетельствуют, что образование псевдолейцита связано главным образом с замещением лейцита нефелином и полевым шпатом при температуре ниже 640 °С, при этом распад начинается с центра кристаллов и в течение короткого времени (около 5 ч) очертания ранее существовавших кристаллов лейцита становятся неотличимыми от основной массы.

На рис. 103 показана диаграмма нефелин—кальсилит—кремнезем с нанесенными на нее путями фракционной кристаллизации. При совершенном фракционировании на стадии ранней кристаллизации лейцита возможно достижение остаточным расплавом

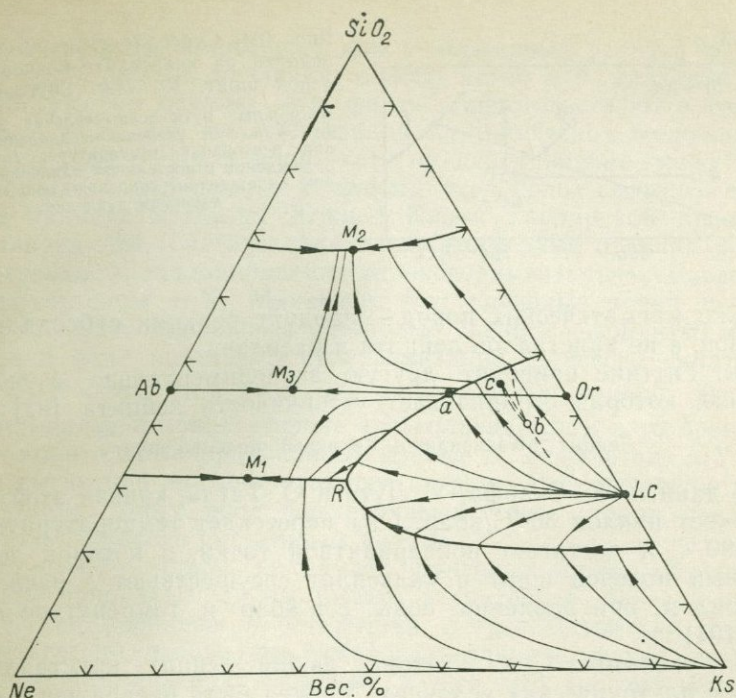


Рис. 103. Кривые ликвидусного фракционирования в системе нефелин—кальсилит—кремнезем при $p_{H_2O} = 1$ кбар. По Р. Фюдали [48].

трех различных по составу минимумов: недосыщенного кремнеземом M_1 , насыщенного M_3 и пересыщенного им M_2 .

В качестве примеров Р. Фюдали, а еще ранее Н. Боуэн рассматривали фракционирование кристаллов лейцита и формирование остаточной жидкости, которая затем даже в процессе равновесной кристаллизации может дать продукт, состоящий из полевого шпата и кварца. Таким путем, по предположению Н. Боуэна, могло возникнуть зональное строение лакколита Боролан в Северо-Западной Шотландии, который имеет псевдолейцитовые сиениты в основании, сменяющиеся сверху нефелиновыми сиенитами, сиенитами и кварцевыми сиенитами в апикальной части.

Расплав, кристаллизующий лейцит, достигнет перитектической точки R только в случае его расположения в области $aRbc$ (рис. 103). Если суммарный состав находится вне этой области, расплав полностью кристаллизуется раньше. В любом случае (и при достижении точки R расплавом, и при более раннем его исчезновении) последующее остывание агрегата приводит к субсолидусному распаду лейцитов, содержащих более 5 вес. % $NaAlSi_2O_6$ на нефелин + полевои шпат.

Значительным, по мнению Р. Фюдали, является петрологический вывод, сделанный им на основе изучения составов в поле лейцита, о том, что часто наблюдающееся «псевдолейцитовое»

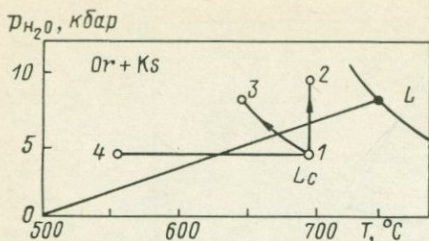
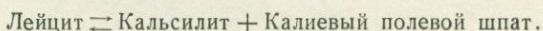


Рис. 104. Субсолидусное разложение лейцита на кальсилит+калиевый полевой шпат. По Дж. Гиттинсу [82]

Возможные пути осуществления реакции: 1—2 — за счет увеличения давления воды при постоянной температуре; 1—4 — при охлаждении и постоянном давлении; 1—3 — при охлаждении, сопровождающемся увеличением давления.

строение магматических пород — продукт реакции субсолидусных составов, а не кристаллов лейцита и расплава.

Дж. Гиттинс приводит другую экспериментально изученную реакцию, которая ограничивает устойчивость лейцита [82]:



По данным К. Скарфа, У. Лута и О. Татла, кривая этой реакции имеет наклон $30^\circ\text{C}/\text{кбар}$. Она пересекает температурную ось при 490°C и достигает невариантной точки, в которой лейцит, калиевый полевой шпат и кальсилит сосуществуют с расплавом и флюидом, при давлении воды 8,4 кбар и температуре 750°C (рис. 104).

Как указывает Дж. Гиттинс, любой лейцит, кристаллизующийся в плутонических условиях, должен быть превращен в смесь кальсилита и полевого шпата либо при повышении давления воды на позднемагматической стадии (путь 1—2 на рис. 104), либо за счет субсолидусных реакций закристаллизованного агрегата с парами при понижении температуры (путь 1—4), либо при комбинации этих процессов.

Графические срастания кальсилита и калиевого полевого шпата установлены для псевдолейцитовых нефелиновых сиенитов Сыньирской интрузии Северо-Байкальской щелочной провинции [Жидков А. Л., 1962 г.].

§ 2. Остаточная петрогенетическая система и щелочные фельзитические породы

Д. Гамильтон и У. Маккензи [51] нанесли на диаграмму кальсилит—нефелин—кремнезем (см. рис. 99, б) составы 102 плутонических и 122 вулканических щелочных пород из таблиц Вашингтона. Нормативные составы пород образовали узкое поле, тяготеющее к температурному трогю, идущему от полевошпатового разреза к минимуму на нефелин-полевошпатовой котектике, хотя полного совпадения не наблюдалось. Тем не менее, по мнению этих исследователей, такая группировка составов указывает на то, что в происхождении щелочных пород ведущую роль играли процессы равновесия кристалл—расплав.

Дж. Гиттинс [82] отмечает достаточно близкую сходимость статистических максимумов фигуративных точек плутонических

пород с тройным минимумом для атмосферных условий и давления воды 1 кбар и различия между ними для давления воды 5 кбар. По его мнению, эти факты свидетельствуют о том, что давление воды при кристаллизации плутонических щелочных пород редко достигает 1 кбар, хотя общее давление может быть и значительно большим, т. е. флюид имел более сложный состав.

На примере интрузии Южный Корок Гардарской провинции Гренландии Дж. Гиттинс показал существенные отличия природного тренда фракционирования от экспериментально выведенного Д. Гамильтоном и У. Маккензи. Фигуративные точки составов пород интрузии (щелочные авгитовые сиениты—фойяиты) оказываются в поле первичной кристаллизации полевого шпата при $p_{H_2O} = 0,5$ кбар. При этом они описываются кривой, выгнутой к кварц-кальсилитовой стороне треугольника фаз, в то время как экспериментальные фракционные кривые Д. Гамильтона и У. Маккензи выгнуты в противоположную сторону. По отношению к температурному трогу поле фигуративных точек пород щелочной интрузии оказалось смещенным вправо.

Это несоответствие, как будет показано ниже, обусловлено тем, что природные магмы имеют значительно более сложный состав, чем расплавы в остаточной петрогенетической системе. Следовательно, необходимо установить влияние других компонентов на кристаллизацию в системе. Кроме того, система нефелин—кальсилит—кремнезем не может в строгом смысле считаться модельной по отношению к агпайтовым щелочным породам, поскольку для всех составов в ее пределах молекулярное отношение $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$ не превышает 1. Она не объясняет происхождения агпайтовых нефелиновых сиенитов (фонолитов) и гранитов (пантеллеритов).

Система $NaAlSi_3O_8—NaAlSiO_4—NaFeSi_2O_6—CaMgSi_2O_6—H_2O$. Важнейшими породообразующими минералами щелочных пород фельзического типа являются железосодержащие пироксены, в связи с чем Дж. Нолан и А. Эдгар изучили части системы альбит—нефелин—эгирин—диопсид при давлении воды до 2 кбар и в условиях контролируемого парциального давления кислорода [31, 66]. Эта система включает два основных компонента пироксеновых твердых растворов в щелочных породах и дополняет бедную калием и недосыщенную кремнеземом область остаточной петрогенетической системы.

Положение изученных сечений в тетраэдре показаны на рис. 105, а. Рис. 105, б иллюстрирует эффект таких добавок диопсида к системе альбит—эгирин—нефелин (основание тетраэдра). Следует учесть, что рассматриваемая система не является истинно четверной, так же как не является истинно тройной система альбит—эгирин—нефелин, в которой выше температуры ликвидуса силикатных минералов установлен в равновесии с расплавом магнетит.

Показанные на рис. 105, б кривые — следы сложных фазовых поверхностей в пределах 6-компонентной системы $Na_2O—Al_2O_3—$

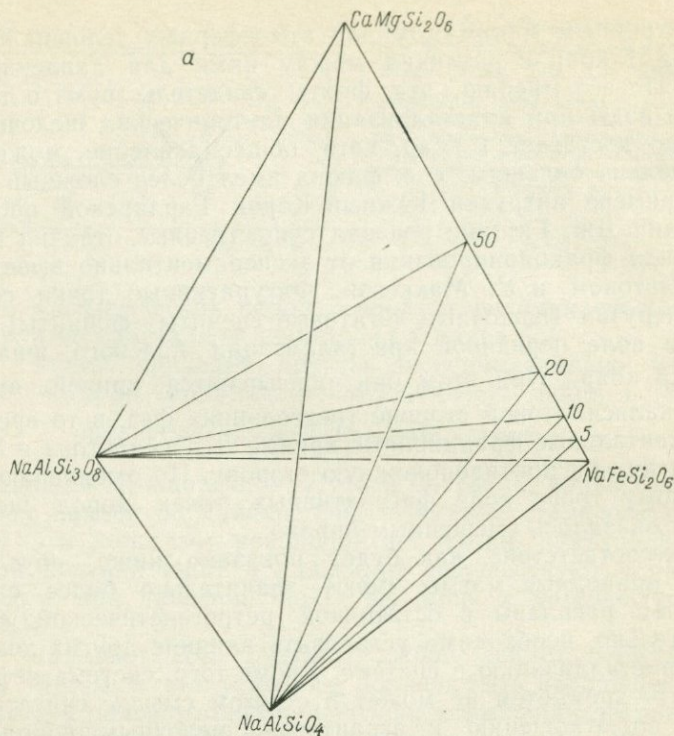


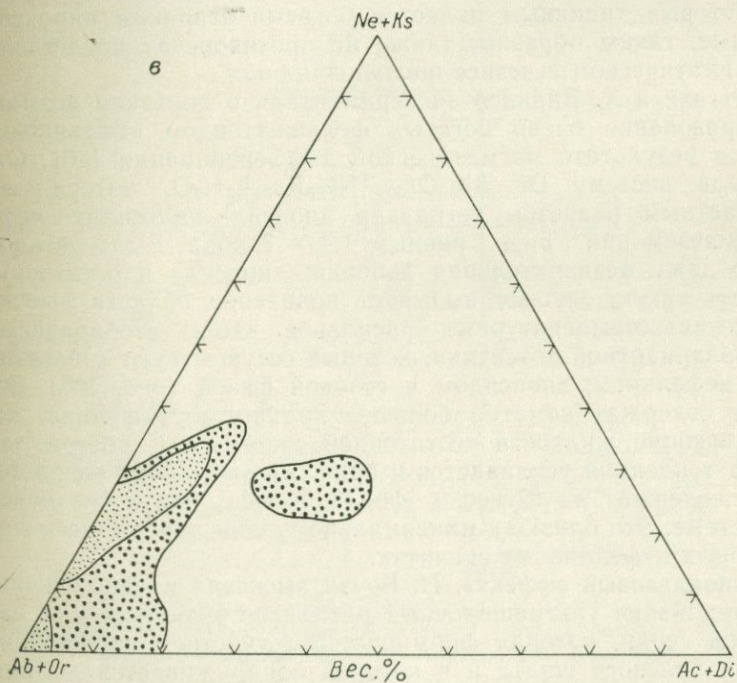
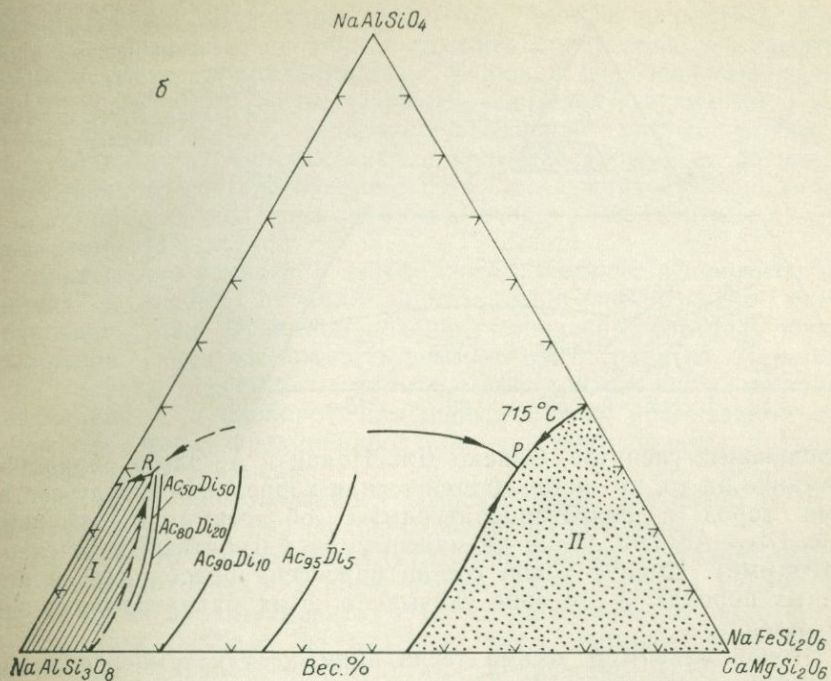
Рис. 105. Изобарическое сечение системы альбит—нефелин—эгирин—диопсид—вода при $p_{H_2O} = 1$ кбар. По Дж. Нолану [66].

a — расположение сечений с 5, 10, 20 и 50 вес. % диопсида, изученные Дж. Ноланом и А. Эдгаром в тетраэдре альбит—нефелин—эгирин—диопсид; *б* — диаграмма изменения полей кристаллизации пироксенов, нефелина и альбита в сечениях, показанных на рис. 105, *a*; *в* — диаграммы $(Ab+Or)-(Ne+Ks)-(Ac+Di)$ с полями фигуративных точек нормативных составов 142 щелочных изверженных пород. Поля кристаллизации на рис. 105, *б*: *I* — альбита при отсутствии эгирина в пироксене; *II* — чистого эгирина в системе нефелин—эгирин—альбит—вода.

$SiO_2-Fe-O-H$. Как видно из рис. 105, *б*, даже незначительная добавка диопсида резко увеличивает фазовый объем пироксенового твердого раствора, и этот эффект прослеживается вплоть до состава $Ac_{50}Di_{50}$, после чего он почти не изменяется. При этом составе пироксена пограничная линия почти совпадает с линией в безэгириновой системе альбит—нефелин—диопсид—вода.

На полученную таким образом диаграмму фазовых отношений Дж. Нолан нанес 142 фигуративные точки составов щелочных пород (рис. 105, *в*). Каждая порода содержала не менее 80 % нормативных компонентов (альбит + ортоклаз, нефелин + кальсит, эгирин + диопсид).

На диаграмме обозначились два максимума, ни один из которых не соответствует точке *P* в системе альбит—нефелин—акмит. Это, казалось бы, дает основание отрицать роль равновесия кристалл \rightleftharpoons расплав в происхождении щелочных пород типа



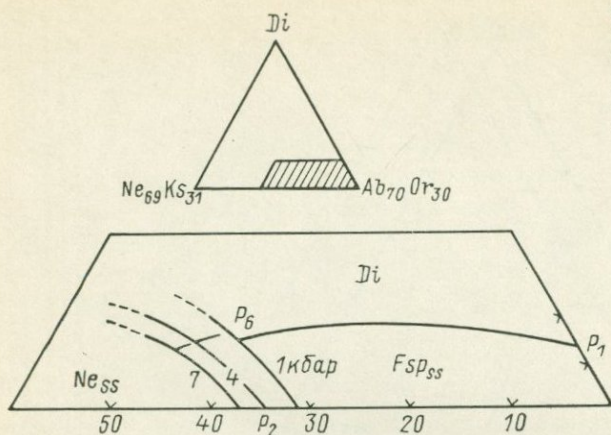


Рис. 106. Положение изобарических фазовых пограничных кривых в системе $Di-Ab_{70}Or_{30}-Ne_{69}Ks_{31}$ при $p_{H_2O} = 1, 4$ и 7 кбар. По Э. Фаттах и Х. Винклеру [46].

нефелиновых сиенитов. Однако Дж. Нолан и А. Эдгар обращают внимание на то, что наблюдается тесная корреляция между составами пород и низкотемпературными областями в сечениях с $Ac_{50}Di_{50}-Ac_{90}Di_{10}$ (один из максимумов фигуративных точек на диаграмме). Именно такой состав пироксена преобладает в щелочных породах, и это явно указывает на их магматическое происхождение.

Второй максимум весьма тесно примыкает к температурному минимуму в сечении с $Ac_{95}Di_5$ и соответствует агпайтовым породам, в которых типичным является богатый эгирином пироксен. Эти данные, таким образом, также не противоречат представлению о магматическом генезисе щелочных пород.

А. Фаттах и Х. Винклер экспериментально доказали возможность образования очень богатых фельшпатоидом нефелиновых сиенитов в результате магматической дифференциации [46]. Они исследовали систему $Di-Ab_{10}Or_{30}-Ne_{69}Ks_{31}-H_2O$, которая является частным разрезом тетраэдра диопсид—кальсилит—нефелин—кремнезем при p_{H_2O} , равным 1,4 и 7 кбар. Было установлено, что даже незначительная добавка диопсида в остаточную петрогенетическую систему вызывает появление области высокощелочных низкотемпературных расплавов вдоль изобарической квазимоновариантной котектики, которые сосуществуют с богатым натрием нефелином, диопсидом и газовой фазой (рис. 106). Эти расплавы содержат заметно большее количество нефелина, чем соответствующие жидкости «остаточной системы». С ростом давления эта тенденция усиливается и при $p_{H_2O} = 7$ кбар расплавы-минимум содержат на 12 вес. % фойита больше, чем в бездиопсидовой системе. Это близко к максимальному содержанию нефелина в агпайтовых нефелиновых сиенитах.

«Плаггиоклазовый эффект». Н. Боуэн высказал предположение, что формирование ультращелочных расплавов возможно для магматической серии, которая формируется с участием во фракционировании полевого шпата и в которой обнаруживается дефицит

+ K_2O), иными словами, они содержат анортит. Все составы ниже полевошпатовой линии являются ультращелочными (агпаитовыми).

В кениите, породе миаскитового типа, выделение анортотклазового полевого шпата (до 19,8 мол. % анортита) приводит к появлению ультращелочного стекла. Подобная тенденция прослеживается и в нефелиновом трахите, с той лишь разницей, что исходный расплав уже был ультращелочным, а отделение анортотклаза усилило это направление. В пантеллерите, высокоагпаитовой породе, кристаллизация щелочного полевого шпата также повышает агпаитность остаточного стекла, хотя вкрапленники полевого шпата здесь почти не содержат анортита. При этом, однако, существует различие между направлениями фракционирования для кварцсодержащих пантеллеритов и нефелинсодержащих фонолитов и трахитов. Нефелиновые трахиты не только кристаллизуют богатый кальцием щелочной полевой шпат, но и обнаруживают при фракционировании явное обогащение санидином, что часто отмечается в зональных кристаллах. Наоборот, в богатых кремнеземом пантеллеритах вкрапленники полевого шпата содержат ничтожное количество анортита, а стекло обогащается альбитом.

Используя все данные по составу стекол, зональных вкрапленников, а также результаты экспериментов Д. Гамильтона и У. Маккензи, И. Кармайкл вместе с другими исследователями [39, 82] вывел эмпирические кривые фракционирования фельзитических щелочных магм типа трахитов. Они характеризуются сложной формой, отражающей характер эволюции состава жидкостей и твердых фаз. При этом «природный» минимум на котектике полевой шпат + нефелин + расплав оказался смещенным в сторону кварц-кальсилитовой стороны базового треугольника остаточной петрогенетической системы. Характер фракционных кривых и расположение скорректированного температурного трога соответствуют данным Дж. Гиттинса по рассмотренной выше щелочной интрузии.

Д. Бейли [1964 г.] ввел в петрологию понятие «ортотклазового эффекта». Он обратил внимание на то, что при изучении химического состава фенокристаллов щелочного полевого шпата, породы в целом и остаточного стекла часто во вкрапленниках устанавливается более высокое молекулярное отношение K_2O/Na_2O , чем в породе и остаточной жидкости. Он, в частности, ссылался на данные Ф. Чейза и М. Сейза [1962 г.], которые показали, что в породах и полевых шпатах отношение $K_2O/Na_2O = 0,70/0,84$. И. Кармайкл [1964 г.] привел для фонолитов отношение 0,56/0,69. Следовательно, в условиях незначительного избытка щелочей по отношению к кремнезему фракционирование полевого шпата должно привести к появлению резко пересыщенных щелочами натриевых остаточных расплавов. Именно этот эффект контролирует, очевидно, пантеллеритовую тенденцию на рис. 107.

Более поздние опыты Р. Томпсона и У. Маккензи, уже рассмотренные в гл. V, подтвердили предположение Д. Бейли. Этими исследователями установлено, что область низкотемпературного трога в системе альбит—ортоклаз—кварц с добавлением метасиликатов натрия и калия (система $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O—K}_2\text{O—H}_2\text{O}$), а также эгирина резко смещается к плоскости $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O}$. Это обусловлено составом выделяющегося полевого шпата, для которого более предпочтительно вхождение ионов калия. По мнению А. Эдгара [30], «ортоклазовый эффект» расширяет набор материнских магм для пантеллеритов и комендитов (соответственно пересыщенных щелочами гранитов).

Разнообразные примеры роли фракционной кристаллизации при формировании широкого спектра щелочных пород можно найти в сводке Р. Макдональда [31]. Им, в частности, подробно обсуждаются бимодальные серии типа щелочной базальт → трахит

↗ фонолит, характеризующиеся отсутствием или слабым
↘ пантеллерит

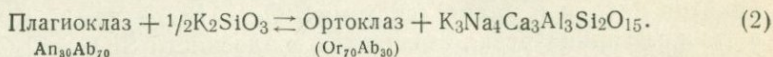
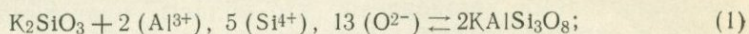
развитием пород промежуточного типа, которое часто называют «разрывом Дэли».

Известно, что они широко интерпретируются с позиций двухстадийного мантийного анатексиса, подобно уже рассмотренной модели Х. Йодера для базальт-риолитовой ассоциации (см. гл. IV). Д. Бейли предложил для их образования другую оригинальную модель нижнекорового анатексиса с предварительной метасоматической переработкой субстрата [31]. Не вдаваясь в обсуждение сложных и разнообразных проблем, связанных с генезисом подобных образований, укажем на современные работы, в которых доказывается происхождение этих пород при фракционной кристаллизации ювенильной щелочной или субщелочной магмы. Это, во-первых, работа Б. Бейкера с соавторами [1977 г.] по базальт-трахитовой серии рифта Грегори в Южной Африке. Она характеризуется очень высоким уровнем геохимических исследований, включающих количественное моделирование. В работе группы советских исследователей [Барсуков В. А. и др., 1981 г.] по ассоциациям вулканических островов также убедительно доказано происхождение бимодальных щелочных серий в результате дифференциации родоначальной щелочнобазальтовой магмы.

§ 3. Особенности дифференциации в гранитоидных магмах, приводящие к появлению щелочных пород

Буном [1962 г.] описан пример особого типа дифференциации в штоке Дебули (США), контролируемого обогащением K_2O и Na_2O верхней части магматической камеры. В результате в апикальных частях массива образуются сиениты, монцониты и шонкиниты, в нижних частях штока постепенно переходящие в гранитоиды. Этот исследователь полагает, что хорошо растворимые соединения щелочей могут реагировать или с другими

компонентами магмы (1) или с ранее закристаллизованными минералами (2):



Добавка ортоклазового компонента к расплаву, кристаллизующему плагиоклаз, будет приводить к растворению или замещению последнего при постоянной температуре и обогащению пород калиевым полевым шпатом.

Среди других примеров со сходным типом дифференциации, но для интрузий основного состава заслуживает внимания детальное изучение М. И. Розиновым [1964 г.] пластовых и дайковых тел посленижнемелового комплекса в Западном Забайкалье. Им установлено, что в обеих группах тел в процессе кристаллизации расплава происходило перераспределение летучих компонентов, концентрировавшихся в верхних частях магматических камер. Этому способствовала ранняя кристаллизация в нижних частях, уменьшение объема при этом процессе и создание в апикальных участках областей пониженного давления. В результате даже в телах небольшой мощности (Осиновская интрузия мощностью 150 м) возникает отчетливое расслоение с нижней зоной закалки, сложенной стекловатыми породами типа шошонита, сменяющимися эссексит-диабазами, аналцимовыми монцонитами и др. В верхней части тел, составляющих около $\frac{1}{3}$ мощности, развиты миаролитовые сиениты.

Имеются теоретические и экспериментальные доказательства, объясняющие большое значение процессов газового переноса при формировании разнообразных типов пород. По предположению Дж. Кеннеди [55], в присутствии градиента температур и давлений существует гравитационное перераспределение водной составляющей в колонне магмы значительной протяженности. Он полагал, что щелочные породы могут развиваться из нормальной гранитной магмы при миграции вверх растворимых щелочных силикатов.

Дж. Мори и И. Хессельгессер [1951 г.] показали экспериментально, что микроклин при температуре 500°C и давлении воды 2 кбар теряет K_2O и SiO_2 . Н. Боуэном и О. Татлом [84] также установлена большая летучесть кремнезема в составе газовой фазы, а также «ортоклазового компонента» и в меньшей степени «альбитового». Однако эти исследователи предполагали, что водяные пары переносят щелочи и алюминий в стехиометрических отношениях для образования полевых шпатов, что едва ли в действительности имеет место.

Э. Лейси [1963 г.] изучил структуру гранитных расплавов и установил, что «полевошпатовые молекулы в нем не являются высокополимеризованными» и что в благоприятной обстановке расплав может освобождать ионы щелочей и группы OH^- . Весьма

интересными оказались выводы из экспериментальных работ П. Орвиля [72] относительно гидротермального ионного обмена щелочами в присутствии хлоридов. Они показали, что в случае температурного градиента отношение ионов Na^+ и K^+ в двумольном растворе щелочных хлоридов в равновесии с альбитом и калиевым полевым шпатом при общем давлении 2 кбар изменяется следующим образом:

$T, ^\circ\text{C}$	$\text{K}/(\text{K} + \text{Na}), \text{ мол. \%}$
670	25,5
600	23,0
500	20,0
400	16,0

Таким образом, газовая фаза в равновесии с двумя полевыми шпатами становится беднее ионами K^+ при понижении температуры. Уменьшение концентрации калия в составе газовой фазы в охлажденных участках магмы может происходить за счет кристаллизации калиевого полевого шпата, а возможно, при существовании расплава — растворения K_2O в нем. Последний процесс способствует созданию обогащенных калием расплавов в периферических участках магматических камер или в головных частях протяженных магматических очагов.

В природных комплексах изверженных горных пород иногда встречаются такие последовательно образующиеся ассоциации: гранит—сиенит—нефелиновый сиенит (Бердяшский массив на Урале) или кварцевый сиенит—сиенит—нефелиновый сиенит (Восточное Приазовье). Существование таких генетических рядов пород ставит особые проблемы перехода от пересыщенных кремнеземом исходных жидкостей в недосыщенные, на что одним из первых обратил внимание К. Тилли [1958 г.]. Не рассматривая здесь возможное участие процессов гибридызма в образовании этой серии, на чем настаивал А. Н. Заварицкий для Бердяшского массива, и значение газового переноса, которое обсуждено ранее, укажем на новый, еще не отраженный должным образом вид их формирования.

Условия образования комплексов кварцевых сиенитов — фоййитов могут быть поняты при рассмотрении особенностей главных породообразующих минералов этих пород — полевых шпатов. В незатронутых процессах автотематоморфизма разновидностях они представлены щелочным полевым шпатом — ортоклазом, содержащим до 4,5 вес. % Na_2O , или анортоклазом [10], т. е. ассоциацией, относящейся, по классификации О. Татла, к гиперсольвус- или высокотемпературным субсольвус-типам и кристаллизующейся при очень высоких температурах и низком давлении воды. На диаграмме плагиоклаз—кварц—ортоклаз (рис. 108) нормативные составы сиенитов располагаются в средней и левой частях треугольника, модалные составы — в его правой части.

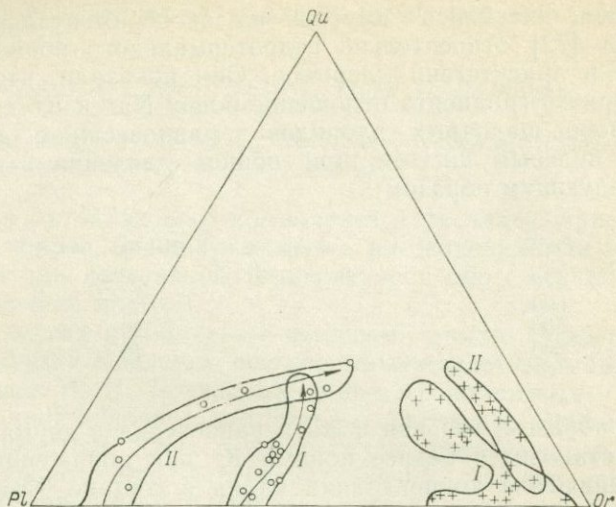


Рис. 108. Диаграмма Pl(Ab)—Or—Qu с модальными (крестики) и нормативными (кружки) составами пород. По Н. А. Елисееву и др. [10].

Сиенитовые массивы: I — Южно-Кальчинский, II — Кальмиусский.

Отмеченные особенности состава сиенитов свидетельствуют не только о высоких температурах кристаллизации, но и об относительно быстром остывании. Вторая характерная черта минерального состава рассматриваемых пород — присутствие в них фаялита и феррогортонолита — указывает на низкое парциальное давление кислорода, т. е. такое, которое препятствует образованию в магматическом расплаве высокого отношения Fe_2O_3/FeO . В свою очередь низкое содержание кислорода вместе с высокой температурой образования пород свидетельствует о незначительном общем содержании воды в расплаве.

Одной из характерных особенностей щелочных полевых шпатов фаялитсодержащих и некоторых ферригастингситовых гранитоидов (рапакиви) и сиенитов является их зеленовато-серый цвет. В таких полевых шпатах наряду с относительно высоким содержанием анортитового компонента присутствует 0,5—0,7 % Fe_2O_3 [27]. К. Офтедалем [1948 г.] показано, что анортотлаз из нордмаркитов содержит более 1 % Fe_2O_3 . Вероятно, окраска этих полевых шпатов и полевых шпатов других высокотемпературных пород (например, чарнокитовых) объясняется наличием в решетке минералов значительного количества Fe_2O_3 .

Одним из результатов изучения Д. Бейли и Дж. Шерером четверной системы $Na_2O-Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2$ является, как уже отмечалось, установление существования твердых растворов албита с его железистым аналогом. Следовательно, можно допустить, что при некотором дефиците глинозема в магме, как это

имеет место при формировании рапакиви и сиенитов, предпочтительная в сравнении с эгирином кристаллизация главных породообразующих минералов — полевых шпатов — с высоким содержанием железа будет приводить к уничтожению избытка кремнезема в остаточной жидкости и к образованию насыщенных или недосыщенных остаточных расплавов.

Таким образом, в условиях дефицита глинозема по отношению к щелочам кристаллизация железосодержащих щелочных полевых шпатов может быть вполне возможным физико-химическим процессом для перевода пересыщенных кремнеземом расплавов в недосыщенные.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изверженные горные породы являются сложнейшими природными образованиями, выяснение генезиса которых способствует пониманию эндогенных процессов, протекающих в земной коре и мантии Земли. Магмы, из которых они кристаллизуются, могут быть названы главными, если не единственными материальными носителями, осуществляющими обмен между глубинными и поверхностными горизонтами нашей планеты, с магмами связаны транспортировка и выделение рудного вещества.

Обсуждение проблем происхождения изверженных пород имеет длительную историю. Исторический опыт показывает, что наилучшие результаты в решении целого ряда спорных генетических вопросов получаются при экспериментальном моделировании природных процессов. Это направление в петрологии в последнее время поддерживается и направляется также с помощью числа и меры геохимическими данными о распределении целого ряда редких элементов в породах и минералах, образованных при различных p — T -условиях.

В методологическом плане широкий фронт экспериментальных работ позволил петрологам установить одну из фундаментальных закономерностей породообразования: составы главных типов изверженных пород, уже давно положенные в основу их систематики, соответствуют моновариантным линиям и невариантным точкам физико-химических систем и управляются равновесиями расплав—кристалл и расплав—кристалл—пар. Это положение позволило достаточно полно раскрыть особенности анатектической природы магм, механизмы их кристаллизации и дифференциации, отбросить надуманные трансформистские гипотезы в применении к ультраосновным, щелочным и гранитным породам, установить возрастную последовательность пород во многих сложных магматических комплексах.

С генетической точки зрения изучение изверженных пород представляет собой реконструкцию истории магмы, в которой можно выделить следующие этапы: 1) рождения магмы, 2) интрузии, 3) кристаллизации и 4) субсолидусных превращений и перекристаллизации. Объективный петрологический анализ предполагает не умалять значения какого-либо из этапов становления изверженной породы. В книге были рассмотрены многочисленные

примеры и пути реконструкции этих этапов, которые можно подытожить следующим образом.

Процессы магмогенерации определяются составом коровых или мантийных уровней и физико-химической обстановкой частичного плавления. Экспериментальные данные показывают, что нарушение сплошности пород достигается уже при 5—10 % -ном плавлении и, судя по динамике изменения характера кривых плавления, процесс магмообразования является моно- или невариантным для большинства составов. Такой контроль при ограниченном количестве мантийных и коровых минеральных фаз обуславливает дискретность составов первичных магм, образующихся на определенном глубинном уровне при заданных термодинамических условиях. Число таких магм должно быть ограничено.

Современные экспериментальные данные показывают, что количество летучих компонентов в коровых и особенно в мантийных магматических источниках незначительно, их часто нехватает для полного насыщения одного или нескольких минералов в области плавления. Отсюда следует, что субсолидусные реакции формирования и разложения минералов, содержащих летучие, будут буферировать состав паровой фазы. Это накладывает дополнительные ограничения как на температуру солидуса, так и на состав образующихся расплавов.

Мусковит и биотит являются важными фазами при образовании гранитных расплавов; дегидратация амфиболов при субдукции океанической коры играет большую роль в формировании островных и окраинно-континентальных андезитовых магм; флогопит и карбонаты определяют флюидный режим и геохимические особенности щелочнобазальтовых, мелилитит-нефелинитовых, кимберлитовых и карбонатитовых расплавов.

Совершенно очевидно, что вопрос о составах первичных магм и субстратов, подвергавшихся плавлению, является одним из наиболее важных, но одновременно и одним из самых сложных в петрологии изверженных пород. В соответствии с физико-химическими предпосылками доказано для целого ряда магматических комплексов, что наиболее мафические породы среди них ближе всего стоят к составам родоначальных магм. В книге можно найти примеры, подтверждающие это положение. К ним относятся зональный диорит-гранодиоритовый плутон о. Уналашка (гл. IV, § 1) и др. Однако некоторые мафические породы могут иметь и аккумулятивную природу, поскольку механизм кристаллизационной дифференциации магмы предполагает формирование двух комплементарных серий пород, соответствующих сегрегационным образованиям и последовательным остаточным расплавам. В составе отмеченного диорит-гранодиоритового плутона сегрегационную природу имеют приконтактовые габбро; среди интрузивных комплексов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов к ним относятся оливиниты и т. п. Мафические или другие породы, состоящие из тугоплавких минералов, могут, кроме того, представ-

лять собой реститовые продукты частично отдифференцированной системы. Такая природа предполагается, в частности, для гарцбургитов в составе офиолитовых комплексов (гл. I, § 2).

Решение вопроса о природе и составе субстрата в области анатексиса не менее сложно, поскольку физико-химические модели допускают образование магм близкого состава при плавлении различных глубинных пород. Габброидная магма, например, может быть образована при плавлении амфиболита, перидотита или эклогита. В таких случаях на помощь приходят геохимические материалы. Примеры их использования также приведены в книге. Установление типа распределения индикаторных редких элементов и количественное моделирование их поведения на основе коэффициентов разделения в остаточных фазах и анатектических расплавах позволяет сделать выбор между той или иной исходной породой.

Неоднозначно и нередко с большими трудностями решается проблема гранитных магм. Изучение изотопного состава стронция, неодима, как показано в гл. VI, дает возможность в ряде случаев вскрыть преимущественно коровую или, наоборот, мантийную природу источника гранитов. Полезным и эффективным может оказаться анализ особенностей химизма и минерального состава гранитов с выделением среди них I- и S-типов (см. гл. VI, § 4). Первые, в частности, характеризуются магнетитом как ведущим рудным минералом, а вторые — ильменитом. Следует, однако, иметь в виду, что степень окисленности может не отражать условий, существовавших в области плавления, а увеличиваться в процессе дифференциации магмы или, наоборот, уменьшаться при контаминации графитсодержащих метаосадочных пород.

Проблема природы первичных магм, как вытекает из вышесказанного, может быть успешно решена только при всестороннем полево, минералого-петрографическом и геохимическом изучении изверженных горных пород и их ассоциаций, при обязательном рассмотрении соответствующих данных экспериментальной петрологии.

Этапы интрузии магмы и ее кристаллизации нередко перекрываются и сопровождаются процессами дифференциации. Физико-химические аспекты механизма интрузии включают, во-первых, создание условий для возникновения минимального объема расплава, при котором нарушается каркас исходной породы. Во-вторых, очень важным оказывается соотношение между температурами ликвидуса и солидуса, зависящими от содержания летучих компонентов и давления (глубины) в области магмогенерации.

Возможно несколько вариантов изменения физико-химических условий в магме в процессе интрузии. Адиабатический подъем магмы из области рождения имеет место при относительно быстром ее продвижении и малой потере тепла ввиду низкой теплопроводности боковых пород. Для гранитных расплавов, образование которых сопровождалось дегидратацией мусковита или

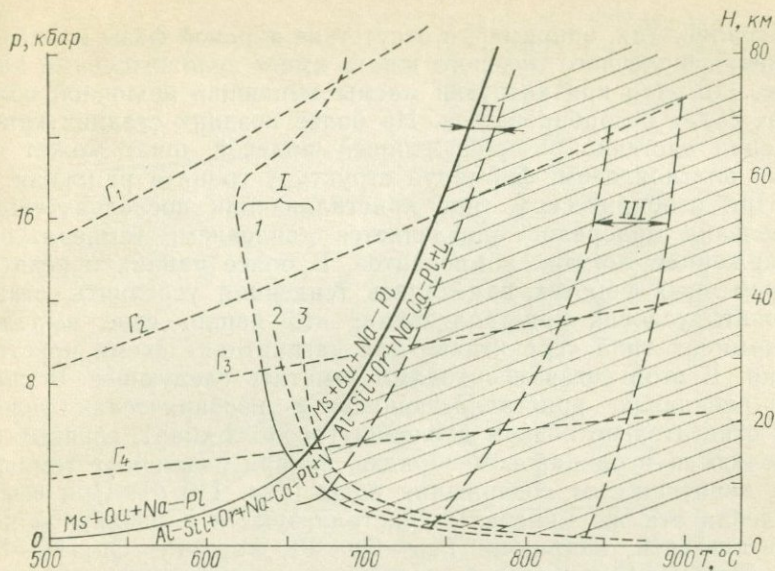


Рис. 109. Водонасыщенные гранитные солидусы и области появления расплава при разложении слюд. По Д. В. Хиндману [1981 г.].

I — водонасыщенные солидусы: 1 — щелочно-полевошпатового («щелочного») гранита, 2 — нормального гранита, 3 — кварцевого диорита; *II* — приблизительная область дегидратации мусковита, *III* — то же, биотита; Γ_1 — геотерма щитов; Γ_2 — то же, молодых континентальных областей; Γ_3 — то же, регионов высокоградиентного регионального метаморфизма и ультраметаморфизма; Γ_4 — то же, районов Северо-Восточной Японии с высоким тепловым потоком. Na—Pl — натриевый плагиоклаз; Na—Ca—Pl — более кальциевый плагиоклаз; Al—Sil — алюмосиликат.

биотита и происходило на различной глубине, возможны неодинаковые масштабы перемещения (рис. 109). Расплавы, сформированные вблизи солидуса при разложении мусковита, имеют наименьшую возможность для перемещения. Чем дальше отстоит область магмогенерации от водонасыщенных гранитных солидусов, тем более велика способность магмы к интрузии. В общем случае магмы, образованные при разложении биотита и тем более амфибола, могут перемещаться на значительное расстояние от области розложения.

Состав и количество газовой фазы, входящей в расплав при магмогенерации, состав биотитов и амфиболов, присутствие других компонентов, например анортита, определяют температуру магмы и, следовательно, ее способность к интрузии. Так, например, присутствие CO_2 в составе пара повышает температуру магмы.

Несколько иной вариант физико-химической обстановки имеет место при изотермической модели (близкой к изоэнтропийной), когда при незначительном (менее 10 %) содержании летучих в гранитном расплаве и преимущественно конденсированном характере фаз изменение температуры крайне мало. В этом случае наряду с обычным процессом кристаллизации, протекающим при падении давления, может осуществляться резорбция некоторых

минералов. Так, например, в отсутствие паровой фазы кривая разложения щелочного полевого шпата имеет положительный наклон (рис. 110, а) и при интрузии магмы выпавший щелочной полевой шпат будет резорбироваться. На более поздних стадиях кристаллизации частично резорбированный полевой шпат может образовать плагиоклазом, формируя структуру гранита рапакиви.

При изобарическом типе кристаллизации последовательность выделения минералов определяется давлением, температурой и содержанием летучих компонентов. В более ранних и некоторых современных работах намечалась тенденция усреднить, стандартизовать условия кристаллизации, что нашло свое выражение в терминах типа «гранитная» или «агпайтная» схема кристаллизации. В этой связи необходимо отметить следующее. В гранитных расплавах, кристаллизующихся в изобарических условиях при относительно низком давлении (около 2 кбар), главные фазы появляются в одинаковом порядке, но при различных температурах, зависящих от содержания воды (рис. 110, б). При высоком давлении эти же минералы кристаллизуются в различной последовательности, например: Fsp—Qu—Pl; Fsp—Pl—Qu; Pl—Fsp—Qu; Pl—Qu—Fsp. Каждый из порядков кристаллизации и температуры выделения минералов определяются содержанием летучих компонентов (рис. 110, в).

Последовательность выделения темноцветных минералов, их парагенезис и типохимические особенности также отражают термодинамическую обстановку интрузии и кристаллизации магмы. Общеизвестно, что формирование оливинов, пироксенов, ильменита в гранитоидах отражает высокие температуры и относительную «сухость» среды. Кристаллизация гидроксилсодержащих минералов очень зависит от активности воды, кислорода и других параметров. Состав амфиболов и слюд, кроме того, определяет пределы их стабильности.

При оценке последовательности кристаллизации железистых оливинов, пироксенов, амфиболов и слюд следует с осторожностью пользоваться упрощенным вариантом боуэновской реакционной серии. Устойчивость этих минералов определяется не только температурой, но и активностью кислорода, кремнезема и других компонентов. Так, в щелочных породах арфведсонит может смениться при падении температуры и увеличении парциального давления кислорода эгирином и биотитом. В большинстве средних по составу пород амфибол кристаллизуется раньше биотита вследствие низкой активности калия и кремнезема, однако при низком содержании воды и несколько повышенном K_2O биотит может формироваться вместе с пироксеном до амфибола. Это особенно характерно для щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород. В общем случае мезостатическое развитие амфибола свидетельствует об относительно невысоком содержании воды в расплаве.

Последний параметр особенно важен для этапов интрузии и кристаллизации магмы, поскольку от количества растворенной

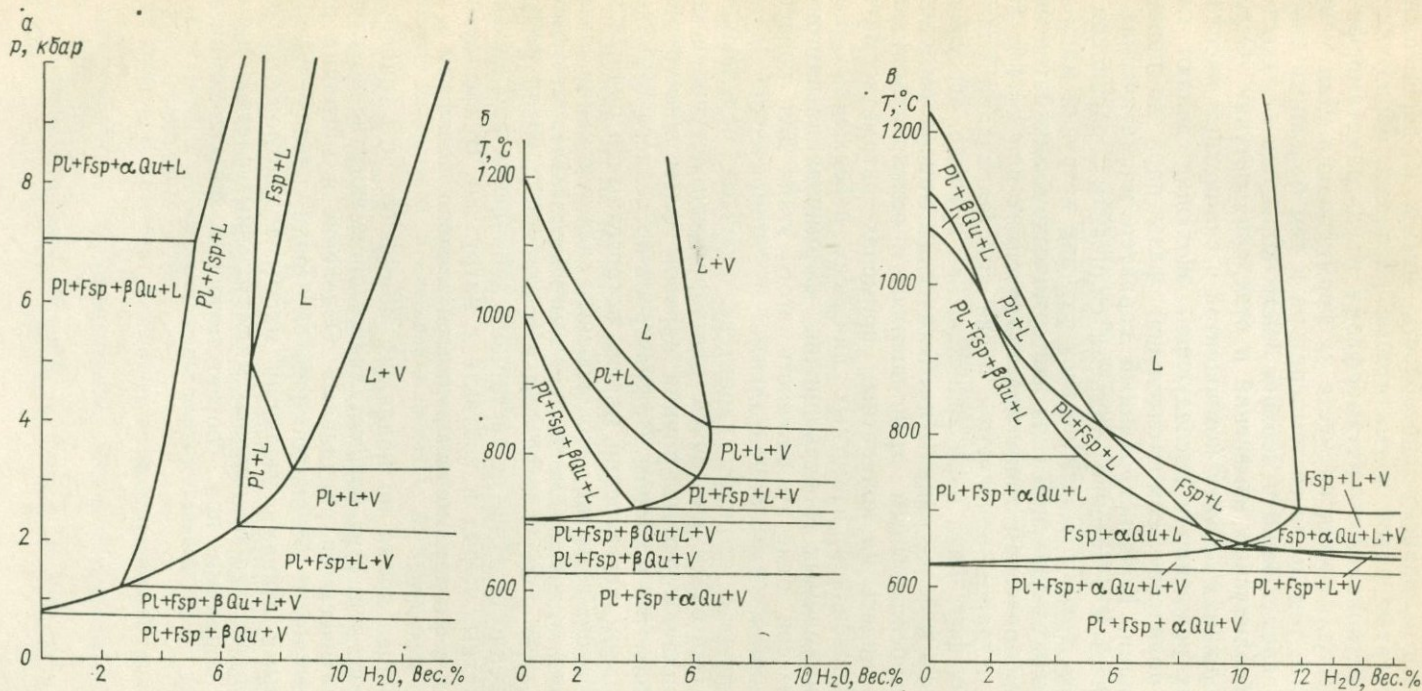


Рис. 110. Диаграмма фазового состояния синтетического гранита для изотермических (а) и изобарических (б, в) условий.
 По Дж. А. Уитни [1975 г.]
 а — 750 °С; б — 2 кбар; в — 8 кбар.

воды во многом зависит способность магмы к перемещению. Наиболее богатые водой мигматитовые расплавы, образующиеся в процессе регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, обычно кристаллизуются на месте их формирования. Чем меньше в магме воды, тем выше ее температура и тем большими способностями к перемещению в верхние части коры она обладает.

Этап субсолидусных изменений и отделения летучих. Ограниченные содержания летучих компонентов в силикатных расплавах во время их рождения и последующей эволюции делают маловероятным появление самостоятельной фазы пара до процесса кристаллизации. Конденсированный характер магматических систем сохраняется в течение подъема силикатных расплавов до определенных глубин. Почти во всех случаях интрузии магмы из областей высоких давлений (при изотермическом, адиабатическом, а также изобарическом типах кристаллизации) при 2—4 % воды ассоциации с паром появляются после кристаллизации главных минеральных фаз. Фаза пара является, как правило, агрессивной по отношению к более ранним магматическим минералам, способствует их субсолидусным превращениям и перекристаллизации. Не останавливаясь на конкретных примерах автометасоматического преобразования, известных для всех изверженных пород и часто принимаемых за первопричину формирования плутонических комплексов, отметим важность этого этапа для процессов рудообразования. Экспериментальные и эмпирические данные свидетельствуют о сложном характере флюидов, отделяющихся из магмы. Благодаря различной растворимости летучих в силикатных расплавах первые порции паровой фазы обычно обогащены углекислотой и хлором. Важная роль последнего компонента в избирательном растворении многих петрогенных и рудных компонентов хорошо известна, что особенно касается калия, натрия, цинка, марганца, железа, меди, свинца и золота. Следует отметить также большую роль углекислоты в отделении паровой фазы из магмы, особенно в случае ее внезапного добавления при диссоциации карбонатных пород в контакте с интрузией. В комплексных соединениях с фтором могут мигрировать олово, вольфрам и другие рудные металлы.

В настоящее время не подлежит сомнению, что транспортировка рудного вещества осуществляется преимущественно глубинными магматическими расплавами. Отделение и миграция рудоносных флюидов с физико-химической точки зрения являются закономерными этапами эволюции магмы. Рудоотложение отражает взаимодействие ювенильных магматогенных растворов с вмещающими породами при соответствующем физико-химическом контроле.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962. 20 с. (4-е чтение им. В. И. Вернадского).
2. Бородин Л. С. Нефелинизация пироксенитов и парагенезисы порообразующих минералов ийолитов из массивов ультраосновных щелочных пород.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 501—523.
3. Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. М.—Л., Гостехиздат, 1934. 324 с.
4. Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $MgO-SiO_2-H_2O$.— В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М., Изд-во иностр. лит., 1950, с. 23—48.
5. Вилли П., Таттл О. Плавление в земной коре. М., Изд-во иностр. лит., 1963. 100 с. (Тр. XXI Междунар. геол. конгресса, вып. 11).
6. Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М., Изд-во иностр. лит., 1963. 530 с.
7. Главнейшие провинции и формации щелочных пород/Под ред. Л. С. Бородина. М., Наука, 1974. 376 с.
8. Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., Мир, 1973, с. 242—258.
9. Егоров Л. С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. Л., Наука, 1969. 247 с.
10. Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М.—Л., Наука, 1965. 204 с.
11. Заварицкий А. А., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961. 383 с.
12. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М., Мир, 1979. 238 с.
13. Йодер Х. С. (мл.), Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., Мир, 1965. 247 с.
14. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии/А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Г. Булах и др. М., Недра, 1965. 773 с.
15. Карбонатиты. М., Мир, 1969. 286 с.
16. Когарко Л. Н. Проблемы генезиса агапитовых магм. М., Наука, 1977. 294 с.
17. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2, с. 56—69.
18. Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий.— Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 2, с. 383—386.
19. Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1975. 167 с.
20. Майсен Б., Бётчер А. Плавление водосодержащей мантии. М., Мир, 1979. 122 с.
21. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., Наука, 1973. 318 с.
22. Петрология верхней мантии/Д. Х. Грин, А. Е. Рингвуд и др. М., Мир, 1968. 335 с.

23. Платен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов.— В кн.: Природа метаморфизма. М., Мир, 1967, с. 211—226.
24. Пугин В. А., Хитаров Н. И. Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М., Наука, 1978. 175 с.
25. Рябчиков И. Д., Богатииков О. А., Бабанский А. Д. Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 9, с. 5—18.
26. Соболев В. С. Строение мантии и способы образования магмы. М., Наука, 1973. 34 с. (13-е чтение им. В. И. Вернадского).
27. Шинкарев Н. Ф. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1966. 161 с.
28. Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., Недра, 1970. 248 с.
29. Шинкарев Н. Ф. Происхождение магматических формаций. Л., Недра, 1978. 304 с.
30. Шелочные породы/Под ред. Х. Серенсена. М., Мир, 1976. 400 с.
31. Экспериментальная петрология и минералогия. М., Недра, 1969. 239 с. (Труды геофиз. лаб. Ин-та Карнеги в Вашингтоне, вып. 62).
32. Экспериментальная петрология и минералогия. М., Недра, 1971. 327 с. (Труды геофиз. лаб. Ин-та Карнеги в Вашингтоне, вып. 63—65).
33. Arndt N. T. Ultrabasic magmas and high-degree melting of the mantle.— Contrib. miner. petrol., 1977, v. 64, N 2, p. 205—221.
34. Arth J. G. Behaviour of trace elements during magmatic processes: a summary of theoretical models and their application.— J. Res. U. S. Geol. Surv., 1976, v. 4, N 1—2, p. 41—47.
35. Arth J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman I. Geochemistry of the gabbro-diorite—tonalite—trondjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondjemitic magmas.— J. Petrol., 1978, v. 29, p. 406—414.
36. Bailey D. K., Schairer J. F. The system $\text{Na}_2\text{O}—\text{Al}_2\text{O}_3—\text{Fe}_2\text{O}_3—\text{SiO}_2$ at the 1 atm and the petrogenesis of alkaline rocks.— J. Petrol., 1966, N 7, p. 114—170.
37. Bowen N. L. Phase equilibria bearing on the origin and differentiation of alkaline rocks.— Amer. J. Sci., 1945, v. 243A, p. 75—89.
38. Brey G. P., Green D. H. The role of CO_2 in the genesis of olivine melilitite.— Contrib. Mineral. Petrol., 1975, v. 49, p. 93—103.
39. Carmichael I. S. E., Turner F. J., Verhoogen J. Igneous petrology. N. Y., McGraw-Hill Book Co., 1974. 739 p.
40. Duchesne J.-C., Demaiffe D. Trace elements and anorthosite genesis.— Earth Planet. Sci. Lett., 1978, 38, p. 249—272.
41. Eggler D. H. Peridotite—carbonate relations in the system $\text{CaO}—\text{MgO}—\text{SiO}_2—\text{CO}_2$.— In: Carn. Inst. Wash. Yearbook, 1975, p. 468—474.
42. Eggler D. H. The principle of the zone of invariant vapor compositions: an example in the system $\text{CaO}—\text{MgO}—\text{SiO}_2—\text{CO}_2—\text{H}_2\text{O}$ and implications for the mantle solidus.— In: Carn. Inst. Wash. Yearbook, 1977; p. 428—435.
43. El Goresy A., Yoder H. S., jr. Natural and synthetic melilitite compositions.— In: Carn. Inst. Wash. Yearbook, 1974, p. 359—371.
44. Ellis D. E., Wyllie P. J. Phase relations and their petrological implications on the system $\text{MgO}—\text{SiO}_2—\text{H}_2\text{O}—\text{CO}_2$ at the pressure up to the 100 kbar.— Amer. Miner., 1980, N 5—6, p. 540—556.
45. Elson D., Scarfe C. M. High-pressure phase equilibria of a high-magnesia basalt: implication for the origin of mid-ocean ridge basalts.— In: Carn. Inst. Wash. Yearbook, 1980; p. 277—281.
46. Fattahi A. R., Winkler H. G. Der Einfluß des Diopsides auf der foidhaltigen Bereich des Bowenschen Residual Systems.— N. Jb. Miner. Monatsh., 1977, H. 10, S. 433—454.
47. Field D., Drury S. A., Cooper D. C. Rare-earth and LIL-elements fractionation in high grade charnockitic gneisses, south Norway.— Lithos, 1980, 13, N 3, p. 281—289.
48. Fudali R. F. Experimental studies bearing on the origin of pseudoleucite and associated problems of alkalic rock systems.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, v. 74, N 9, p. 1101—1126.

49. *Glikson A. Y.* Early precambrian evidence of primitive oceanic crust and island nuclei of sodic granite.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, v. 83, p. 3323—3344.
50. *Hamilton D. L.*, Nephelines as crystallization temperature indicators.— *J. geol.*, 1961, v. 69, N 3, p. 321—329.
51. *Hamilton D. L.*, *Mackenzie W. S.* Phase-equilibrium studies in the system NaAlSiO_4 (nepheline)— KAlSiO_4 (kalsilite)— SiO_2 — H_2O .— *Mineral. Mag.*, 1965, v. 34, p. 214—231.
52. *Hanson G. N.* The application on the trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition.— *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1978, 38, p. 26—43.
53. *Holloway J. R.* Fluids in the evolution of granitic magmas: consequences of finite CO_2 solubility.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, N 10, p. 1513—1518.
54. *Kay R. W.*, *Gast P. W.* The rare-earth content and the origin of alkaline-rich basalts.— *J. Geol.*, 1973, v. 81, N 6, p. 653—683.
55. *Kennedy G. C.* Some aspects of the role water in the rock melts.— *Geol. Soc. Amer.*, Spec. Paper (Crust of the earth), 1955, 62, p. 489—504.
56. *Kitachara S.*, *Takanouchi S.*, *Kennedy G. C.* Phase relation in the system MgO — SiO_2 — H_2O at high temperatures and pressures.— *Amer. J. Sci.*, 1966, v. 264, p. 223—233.
57. *Kushiro I.* Effect of water on the composition of magmas, formed of high pressures.— *J. Petrol.*, 1972, v. 13, N 2, p. 311—334.
58. *Kushiro I.* Pressure effect on the changes of the forsterite—enstatite liquidus boundary with the addition of other cations and the genesis of magmas.— In: *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, 1974, p. 248—251.
59. *Kushiro I.* The system forsterite—orthite—albite—silica— H_2O at 15 kbar and the genesis of andesitic magmas in the upper mantle. *Ibid.*, p. 244—248.
60. *Luth W. C.*, *Tuttle O. F.* The alkali feldspar solvus in the system Na_2O — K_2O — Al_2O_3 — SiO_2 .— *Amer. Miner.*, 1966, 51, p. 1359—1373.
61. *Luth W. C.*, *Jahns R. H.*, *Tuttle O. F.* The granite system at pressures of 4 to 10 kbars.— *J. Geophys. Res.*, 1964, 69, p. 759—773.
62. *Menzies M. D.*, *Blanchard, Brannou J.*, *Korotev R.* Rare-earth geochemistry of fused ophiolitic and alpinic lherzolites. II. Beni Bouchera, Ronda and Lanza.— *Contrib. Miner. Petrol.*, 1977, v. 64, N 1, p. 53—74.
63. *Morse S. A.* Nepheline—kalsilite—silica at the 5 kbar $p_{\text{H}_2\text{O}}$.— In: *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, 1969.
64. *Mysen B. O.* Solubility of volatiles in silicate melts at high pressure and temperature, the role of carbon dioxide and water in feldspar, pyroxene and feldspathoid melts.— In: *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, 1975, p. 454—468.
65. *Nakamura Y.*, *Kushiro I.* Composition of the gas phase in Mg_2SiO_4 — SiO_2 — H_2O at the 15 kbar.— In: *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, 1974, p. 119—158.
66. *Nolan J.* Melting relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — NaAlSiO_4 — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — H_2O .— *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, 1966, 133, p. 119—158.
67. *O'Hara M. J.* Mineral paragenesis in ultrabasic rocks.— In: *Ultrabasic and related rocks*. P. J. Wyllie, ed., N. Y., John Wiley and Sons, Inc., 1967, p. 393—403.
68. *O'Hara M. J.*, *Yoder H. S.* Formation and fractionation of basic magmas at high pressures.— *Scot. J. Geol.*, 1967, v. 3, N 1, p. 67—117.
69. *Onuma K.*, *Jagi K.* The system diopside—akermanite—nepheline.— *Amer. Miner.*, 1967, v. 52, p. 227—243.
70. *Onuma K.*, *Yamamoto M.* Crystallization in the silica-under-saturated portion of the system diopside—nepheline—akermanite—silica and its bearing on the formation of melilitites and nephelinites.— *Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, 1976, ser. 2, v. 17, N 2, p. 247—255.
71. *Origin of granitic batholiths*. Geochemical evidence/Ed. M. P. Atherton and J. Tarney. Schiva Publ. Ltd., 1979. 148 p.
72. *Orville P. M.* Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases.— *Amer. J. Sci.*, 1963, v. 261, p. 201—237.
73. *Osborn E. F.* Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma.— *Amer. J. Sci.*, 1959, v. 257, p. 609—647.
74. *Osborn E. F.*, *Rawson S. A.* Experimental studies of magnetite in calc-alkaline rocks.— In: *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, 1980, p. 281—285.

75. *Oxburgh E. R.* Petrological evidence for the presence of amphibole in the upper mantle and its petrological and geophysical implications.—*Geol. Mag.*, 1964, N 101, p. 1—19.

76. *Perfite M. R., Brueckner H., Lawrence J. B., Kay R. W.* Trace elements and isotopic variations in a zoned pluton and associated volcanic rocks, Unalaska Island, Alaska: a model for fractionation in the Aleutian calc-alkaline suite.—*Contrib. Miner. Petrol.*, 1980, v. 73, N 1, p. 69—87.

77. *Petersen J. S.* Rare-earth element fractionation and petrogenetic modelling in charnockitic rocks, Southwest Norway.—*Contrib. Miner. Petrol.*, 1980, v. 73, N 1, p. 116—172.

78. *Platt R. G., Edgar A. D.* The system nepheline—diopside—sanidine and its significance of melilite and olivine bearing alkali rocks.—*J. Geol.*, 1972, v. 80, N 2, p. 224—236.

79. *Presnall D. C., O'Donnel T. H., Brenner N. L.* Cusps on solidus curves as controls for primary magma composition, a mechanism for producing oceanic tholeiites of uniform composition.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1975, v. 86, p. 1771—1777.

80. *Roeder P. L., Osborn E. F.* Experimental data for the system $MgO-FeO-Fe_2O_3-CaAl_2Si_2O_3-SiO_2$ and their petrological implications.—*Amer. J. Sci.*, 1966, v. 264, N 6, p. 428—480.

81. *Scarfe C. M., Mysen B. O., Rai C. S.* Invariant melting behaviour of mantle material: partial melting of two lherzolite nodules.—In: *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, 1979, p. 498—501.

82. *The evolution of the igneous rocks*/Ed. H. S. Yoder, jr. Princeton Univ. Press, Princeton, New Jersey, 1978. 526 p.

83. *Thompson R. N., Mackenzie W. S.* Feldspar-liquid equilibria in peralkaline acid liquids: an experimental study.—*Amer. J. Sci.*, 1967, v. 265, p. 714—754.

84. *Tuttle O. F., Bowen N. L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$.—*Geol. Soc. Amer. Mem.*, v. 74, 1958. 153 p.

85. *Vance I. A.* Zoning in igneous plagioclase patch zoning.—*J. Geol.*, 1965, v. 73, N 4, p. 636—651.

86. *Velde D., Yoder H. S. (jr.)* Melilite and melilite-bearing igneous rocks.—In: *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, 1977, p. 478—485.

87. *Vorma A.* On the petrochemistry of rapakivi granites with special reference to the Laitila massif, SW Finland.—*Bull. Geol. Surv. Finl.*, 1976, bull. 285. 98 p.

88. *Watkinson D. H., Wyllie P. J.* The limestone assimilation hypothesis.—*Nature*, 1964, v. 204, N 4963, p. 1053—1054.

89. *Wiebe R. A.* Anorthositic magmas and the origin of proterozoic massifs.—*Nature*, 1980, v. 286, N 5773, p. 564—567.

90. *White A. J. R., Chappel B. W.* Ultrametamorphism and granitoid genesis.—*Tectonophysics*, 1977, 43, p. 7—22.

91. *Wones D. R., Eugster H. P.* Stability of biotite: experiment, theory and application.—*Amer. Miner.*, 1965, 50, p. 1228—1272.

92. *Wyllie P. J.* The system $CaO-MgO-FeO-SiO_2$ and its bearing in the origin of ultrabasic and basic rocks.—*Mineral. Mag.*, 1960, v. 32, N 249, p. 459—470.

93. *Wyllie P. J.* Mantle fluid compositions buffered by carbonates in peridotite— CO_2-H_2O .—*J. Geol.*, 1977, v. 85, N 2, p. 187—207.

94. *Wyllie P. J.* Effects of H_2O and CO_2 on magma generation in the crust and mantle.—*J. Geol. Soc.*, 1977, v. 134, p. 215—234.

95. *Wyllie P. J., Tuttle O. F.* Effect of carbon dioxide on melting of granite and feldspars.—*Amer. J. Sci.*, 1959, v. 257, p. 648—655.

96. *Yoder H. S. (jr.)* Melilite stability and the paragenesis.—*Fortschr. Miner.*, 1973, Bd. 50, p. 140—173.

97. *Yoder H. S. (jr.)* Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas.—*Amer. Miner.*, 1973, v. 58, p. 153—171.

98. *Yoder H. S. (jr.)* Sequence and homogeneity of lavas based on thermal melting models. In: *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, 1978, p. 801—204.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Амфиболиты**
— плавление 75—78, 142—149, 163
- Амфиболы**
— коэффициенты разделения 21, 24
— устойчивость 195, 198, 209
- Анальцим**
— кристаллизация в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O 236
- Анатексис** см. Частичное плавление
- Андезиты**
— ликвидус 43, 109
— плавление 93, 108
— происхождение 91—110
— состав 95—98, 102
«Андезитовый минимум» 109
- Анортозиты** 54—59, 176—182
- Апатит**
— коэффициенты разделения РЗЭ 24
- Аплиты** 123—127
- Ассимиляция** 17, 54, 101—103, 155, 183, 185
- Ассоциации изверженных пород**
— анортозит-чарнокитовая 167—175
— анортозитов—гранитов рапакиви 176—184
— бимодальные 19, 25, 107, 251
— габбро-тоналит-трондьемитовая 161—167
— гранитов—сиенитов—нефелиновых сиенитов 243, 253
— известково-щелочная 157, 164—167
— ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов 213—215, 235
- Базальты**
— высокоглиноземистые 95—97
— высокомагнезиальные («примитивные») 89—92
— дифференциация 71, 85, 89—101, 164—167, 215—218
— ликвидус 43, 137
— островных дуг 95—97
— плавление 72—78, 86—94, 108
— срединно-океанических хребтов 86—92
— толеитовые 71—93
— щелочные 25, 190—195
- Батолиты** 153, 159, 161—164
- Биотит**
— коэффициенты разделения 21, 24
- Вариационные диаграммы** 18, 71, 98, 158, 165, 170
- Вода**
— влияние на фазовые отношения 47—51, 75—78, 104—106, 112—130, 136—151, 196—212, 234—248
— растворимость в расплавах 33, 112, 144, 147, 203
- Габбро**
— плавление 57, 141—146
- Газовый перенос в интрузивах** 151—153
- Геотерма**
— континентальная 43—45, 150
— океаническая 43—45, 106, 150, 259
- Геотермический градиент** 137
- Гранат**
— коэффициенты разделения 21, 23, 193—195
- Гранатовые перидотиты**
— плавление 29—44, 206—212
— составы 42
— устойчивость 82—84
- Граниты**
— геохимическая характеристика 94—101, 153—158, 164—182
— плавление 136—152, 259
— с нормативным диопсидом, акмитом, метасиликатом Na 126
— с нормативным корундом 126
— типы гиперсольвус и субсольвус 125
— типы S и I 152, 158—160
«Гранитный минимум» 112, 119—124, 148
- Гранулиты**
— устойчивость 80—82
- Дацит**
— плавление 109
- Диаграммы фазового состояния** см. Фазовая диаграмма
- Европий**
— аномалии 25, 55, 98, 156, 166—176, 179—181
- Игнимбриты** 157
- Изотопы неодима** 153
- Изотопы стронция**
— в андезитах 95, 102, 103
— в базальтах 95, 154
— в гранитах и риолитах 152—158, 162, 164, 169, 173, 178
— в перидотитах 36
— в щелочных породах 190
- Инконгруэнтное плавление** 13—16
- Интрузия магмы** 49, 105
- Калиевые щелочные породы** 191
- Карбонатиты** 208—215
- Кимберлиты** 208—212
- Кислотно-основное взаимодействие** 186—188
- Коматиты** 27, 43, 46—47, 90
- Коннода** 12—14, 129, 132, 240
- Коэффициенты разделения (распределения) редких элементов** 20—26

- Кривые фракционирования
— ликвидусного 12—15, 113, 116, 243
— солидусного 8—10
- Кристаллизация
— адиабатическая 117, 258—261
— изобарическая 60—71, 112
— изотермическая 113—117, 259—261
— полибарическая 117
— равновесная 13—15
— фракционная 12—17
- Кумуляты 16, 58, 182, 234, 257
- Лейцит
— твердые растворы и устойчивость 241—244
- Летучие компоненты 18, 111, 133—136, 149, 256—262
- Ликвация 17, 188
- Магма
— механизмы дифференциации 12—18
— первичная 18
— производная 18
— родоначальная 18
- Магматическая серия 18
- Магмогенерация 7—12, 256—259
— в мантии (модели) 44—47
- Магнетиты известково-щелочных пород 93
- Мигматиты 137—141, 151
- Моновариантное плавление 8—12, 45
- Нефелин
— твердые растворы 236—241
- Нонвариантное плавление 8, 39—41, 44—46, 52, 107, 140
- Нормативный базальтовый тетраэдр
Йодера и Тилли 72—75
- Орогенные пояса 158—160
- Орогенные гранитные серии 158—160
- Ортопироксен
— коэффициенты разделения 21, 24
— фракционирования 85, 196—199
«Ортоклазовый эффект» 250
- Палеогеотерма 106
- Парциальное давление кислорода
— влияние на кристаллизацию в системе $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ 60—63
— в системе $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ 63—71
— на дифференциацию базальтовой магмы 71, 92—94
- Пегматиты 123—127
- Перидотиты
— альпинотипные 27—32
— в присутствии H_2O и CO_2 43, 199, 208—212
— геохимическая характеристика 36—39
— классификация 27
— плавление 39—47, 199, 204—212
— солидусы «сухие» 43, 211
- Пикриты 91, 189
- Пироксены
— коэффициенты разделения 21, 24
- Пиролит
— солидус 106, 198
- Плагиоклаз
— коэффициенты разделения 21, 24
«Плагиоклазовый эффект» 248—250
- Псевдолейцит 241—244
- «Разрыв Дэли» 251
- Реакционный принцип Боуэна 16
- Реакция
— в системе перидотит— $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ 208—212
— карбонатизации в системе $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ 208
— нефелин-диопсидовая 221, 227
- Редкие элементы
— литофильные с большими ионными радиусами (LIL-элементы) 21—23, 174, 195
— магматофильные 20
— некогерентные (несовместимые) 20, 191—196
— количественное моделирование магматических процессов 20—26, 36—39, 94—101
- Редкоземельные элементы (РЗЭ) 23
— в андезитах 98
— в анортозитах 55, 179
— в базальтах 98, 193
— в гранитах 156, 166—175, 179—181
— в перидотитах 36—39
— в щелочных породах 192—195
— коэффициенты разделения 24
- Резорбция амфибола и биотита 188
- Сениты 251—255
- Система
— $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8-\text{H}_2\text{O}(\text{Di}-\text{An}-\text{H}_2\text{O})$ 47—50
— $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7-\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ 219—222
— $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{CaAl}_2\text{SiO}_6-\text{SiO}_2$ 51—54
— $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7-\text{SiO}_2$ 222—225
— $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ (CMAS) — плавление 86—89
— разрез $\text{Fo}-\text{Di}-\text{An}-\text{Qu}$ 86—89
— разрез $\text{An}_{70}-\text{Ol}-\text{Qu}$ 90
— $\text{Di}-\text{Fo}-\text{Ab}-\text{An}$ 74
— $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ 60—63
— $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ 128—130
— $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ 225—230
— $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{KAlSi}_3\text{O}_8-\text{SiO}_2$ («остаточная петрогенетическая») 234—248
— в присутствии воды при давлении 1 и 5 кбар 235—243
— с добавлением $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ 248

— NaAlSiO_4 — Mg_2SiO_4 — Ca_2SiO_4 — SiO_2 («расширенный базальтовый тетраэдр») 215—232
 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ 12—14
 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ 130—133
 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O («галлогранитная») 112—119
 — при давлении 4—10 кбар 119—124
 — при добавлении анортита 139
 $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — NaAlSiO_4 — $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$ — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — H_2O 245—247
 — Na_2O — Fe_2O_3 — Al_2O_3 — SiO_2 230—234
 — Ne — Fo — SiO_2 76
 — Ne — Fa — SiO_2 76
 — Ne — Di — SiO_2 76
 — MgO — FeO — Fe_2O_3 — SiO_2 9, 63—71
 — MgO — SiO_2 — H_2O 27—35
 — Mg_2SiO_4 — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — SiO_2 13—15
 — в присутствии CO_2 200—202
 — плавление в системе 107
 — Mg_2SiO_4 — NaAlSiO_4 — SiO_2 в присутствии CO_2 и H_2O 201
 — Mg_2SiO_4 — SiO_2 — H_2O 32—35
 — Mg_2SiO_4 —(50 % $\text{CaAlSi}_2\text{O}_8$ + 50 % $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$)— SiO_2 104
 Смешение магм 18
 Солидус перидотитов 41—44, 208—212
 Сольвус полевошпатовый 118, 134
 Субсолидусные изменения 240—244, 262
 Схема последовательности кристаллизации (flow-sheet)
 — в «расширенном базальтовом тетраэдре» 217
 — в системе $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ — NaAlSiO_4 220
 — в системе NaAlSiO_4 — $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — KAlSi_3O_8 226
 Тоналиты 141—153, 161—167
 — плавление 141—150, 164
 «Точка протыкания» 221, 224, 227
 Трахиты 25, 249
 Углекислота (углекислый газ, углерода двуокись)
 — влияние на фазовые отношения 147—149, 200—212
 — растворимость в расплавах 148, 203
 Фазовая диаграмма в координатах p — T
 — габбро 142
 — мусковитового гранита 142
 — систем базальты— H_2O 77
 — системы перидотит— CO_2 — H_2O 211
 — системы CaO — MgO — SiO_2 — CO_2 209

— системы MgO — SiO_2 — H_2O 29, 35
 — тоналита 142
 — состава NFA-1 в системе Mg_2SiO_4 — NaAlSiO_4 — SiO_2 201
 Фазовая диаграмма в координатах p — X
 — синтетического гранита 261
 — системы перидотит— CO_2 — H_2O 211
 Фазовая диаграмма в координатах T — X
 — габбро 144
 — мусковитового гранита 144
 — серии габбро—гранит 146
 — синтетического гранита 261
 — системы анортит—вода 51
 — системы гранит— H_2O — CO_2 148
 — системы MgO — SiO_2 — H_2O 30
 — тоналита 144
 Фильтр-прессинг 17
 Флогонит
 — устойчивость 195, 210—212
 — коэффициенты разделения РЗЭ 24
 Фракционирование кристаллизационное 12—26, 85, 89—101, 164—167, 215—234
 — балансовые расчеты 19, 101, 164, 182
 — количественные геохимические модели 20—22, 25, 95
 — уравнение Рэлея 20
 Частичное плавление 7—12
 — в коре в условиях водонасыщения 136—141
 — в коре в условиях водоненасыщения 141—153, 163, 257—259
 — в мантии 44—47, 86—89, 104—110, 196—212
 — геометрический анализ 8—11
 — количественные геохимические модели 20—23, 38, 192—195
 — уравнение Шоу 20
 Шпинелевые перидотиты
 — плавление 29—44, 206—212
 — состав 42
 — устойчивость 82—84
 Щелочно-ультраосновные породы 213—234
 Щелочной полевой шпат
 — коэффициенты разделения 21, 24
 — порфиروبласты 135
 — фазовые отношения 112—136, 234—236, 248—250
 Щелочные фельзитические породы 244—251
 Эклогиты
 — плавление 78, 189
 — устойчивость 81
 — фракционирование 189

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение. Факторы магматической эволюции	

Часть первая

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О КРИСТАЛЛИЗАЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД

Глава I. Синтетические и природные системы. Вопросы генезиса ультрабазитов	27
§ 1. Система $MgO-SiO_2-H_2O$ и происхождение «альпино-типных» интрузий	—
§ 2. Геохимическая характеристика перидотитов	36
§ 3. Плавление природных перидотитов и варианты моделей плавления	39
§ 4. Система $CaMgSi_2O_6-CaAl_2Si_2O_8-H_2O$ при давлении 5 и 10 кбар	47
§ 5. Система $CaMgSi_2O_6-CaAl_2SiO_6-SiO_2$ при низком атмосферном и высоком общем (20 кбар) давлении. Вопросы генезиса анортозитов	51
Глава II. Значение парциального давления кислорода при кристаллизации основных и ультраосновных магм	59
§ 1. Система $FeO-Fe_2O_3-SiO_2$	60
§ 2. Система $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$	63
§ 3. Влияние парциального давления кислорода на кристаллизацию базальтовых магм	71
Глава III. Происхождение базальтов	72
§ 1. Плавление и кристаллизация базальтов	—
§ 2. Особенности пород, сформированных при высоком давлении, и изучение их плавления	82
§ 3. Однородность базальтов срединно-океанических хребтов	86
Глава IV. Происхождение андезитов	92
§ 1. Кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы	—
§ 2. Роль ассимиляционных процессов	101
§ 3. Плавление гидратированной мантии	104
§ 4. Частичное плавление эклогитизированных океанических базальтов в зонах субдукции	108

Часть вторая

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГРАНИТОВ

Глава V. Изучение синтетических и природных систем гранитного состава	112
§ 1. Система $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$	—
§ 2. Часть системы $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$	128
§ 3. Система $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-CaAl_2Si_2O_8$	130

§ 4. Гидротермальный ионный обмен в системе полевые шпаты — водный раствор хлоридов щелочей и перенос компонентов в газовой фазе	133
Глава VI. Проблемы формирования гранитных магм и их эволюции	136
§ 1. Частичное плавление природных образцов при максимальном водонасыщении	—
§ 2. Плавление природных образцов в условиях водонасыщения	141
§ 3. Геохимическая характеристика гранитоидных пород	153
§ 4. Об орогенных гранитных сериях	158

Глава VII. Некоторые черты петрогенезиса докембрийских гранитных комплексов	160
§ 1. Габбро-тоналит-трондьемит-адамеллитовая ассоциация	161
§ 2. Анортозит-чарнокитовые ассоциации	167
§ 3. Ассоциация анортозитов — гранитов рапакиви	176

Часть третья

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Глава VIII. Происхождение щелочных магм	185
§ 1. Краткий обзор гипотез	—
§ 2. Некоторые геохимические аспекты проблемы	190
§ 3. Частичное плавление водосодержащего пиролита	196
§ 4. Плавление синтетических и природных перидотитов в присутствии CO ₂ . Углекислый газ в мантии	200

Глава IX. Кристаллизация и дифференциация щелочно-ультраосновных магм	213
§ 1. Основные проблемы генезиса массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов	—
§ 2. Система NaAlSiO ₄ —Mg ₂ SiO ₄ —Ca ₂ SiO ₄ —SiO ₂ — «расширенный базальтовый тетраэдр»	215
§ 3. Система CaMgSi ₂ O ₆ —NaAlSiO ₄ —Ca ₂ MgSi ₂ O ₇ —SiO ₂	222
§ 4. Система NaAlSiO ₄ —CaMgSi ₂ O ₆ —KAlSi ₃ O ₈	225
§ 5. Система Na ₂ O—Fe ₂ O ₃ —Al ₂ O ₃ —SiO ₂	230

Глава X. Остаточная петрогенетическая система и некоторые особенности дифференциации щелочных магм	234
§ 1. Система NaAlSiO ₄ —KAlSiO ₄ —SiO ₂	—
§ 2. Остаточная петрогенетическая система и щелочные фельзитические породы	244
§ 3. Особенности дифференциации в гранитоидных магмах, приводящие к появлению щелочных пород	251

Заключение	256
----------------------	-----

Список литературы	263
-----------------------------	-----

Предметный указатель	267
--------------------------------	-----

Николай Филиппович Шинкарев
Валерий Васильевич Иваников

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ПЕТРОЛОГИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Издание второе, переработанное и дополненное

Редактор издательства Э. М. Бородянская
Переплет художника В. Н. Потехушина
Технический редактор А. Б. Яшуржинская
Корректоры Н. Д. Баримова, О. Г. Шаляпина

ИБ № 3827.

Сдано в набор 15.11.82. Подписано в печать 04.02.83. М-27786. Формат 60×90^{1/16}. Бумага
тип. № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 17. Усл. кр.-отт. 17.
Уч.-изд. л. 19,8. Тираж 2700 экз. Заказ 342/545. Цена 1 р. 60 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», Ленинградское отделение. 193171, Ленинград
С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского
объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при
Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

10.0018

4112