

Е. В. ШАРКОВ

**ПЕТРОЛОГИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ
ПРОЦЕССОВ**

Е. В. ШАРКОВ

ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ



МОСКВА «НЕДРА» 1983



4077

Шарков Е. В. Петрология магматических процессов.— М.: Недра, 1983. 200 с.

Рассматриваются главные закономерности формирования комплексов магматических горных пород. Особое внимание уделено обсуждению конкретных форм реализации физико-химических процессов при становлении различных магматических серий. Разработана петрологическая модель формирования интрузивных тел (магматических очагов), основанная на результатах детальных геологических исследований конкретных массивов, экспериментальных данных и материалах металлургической практики. Охарактеризованы петрологические закономерности формирования магматических рудных месторождений.

Для геологов, и петрологов, занимающихся изучением магматических горных пород и экспериментальным моделированием магматических процессов, может быть полезна преподавателям и студентам вузов.

Табл.— 9, ил. 42, список лит.— 50 назв.

Рецензент — канд. геол.-минер. наук *А. А. Ярошевский* (ГЕОХИ АН СССР).

Магматические процессы являются важнейшим фактором эндогенного развития Земли. Благодаря магматизму происходит интенсивный массообмен между глубинными и верхними слоями литосферы. Магматические расплавы, зарождаясь в верхней мантии, в процессе своего перемещения к поверхности активно участвуют в глубинном петрогенезисе, как поставляя новое вещество, так и способствуя протеканию разнообразных динамических и метаморфических процессов на нижних уровнях земной коры, вызывая процессы плавления в зонах ультраметаморфизма. Пронизывая всю толщу литосферы, магматические процессы представляют собой важнейший геодинамический элемент, являясь в свою очередь отражением глобальных факторов, определяющих развитие планеты, индикатором состояния верхней мантии в подвижных поясах Земли. С другой стороны, магматические образования являются важнейшим источником рудного вещества, и эта сторона вопроса все больше выходит на первый план.

История изучения магматических процессов насчитывает около двух тысячелетий. За это время были достигнуты значительные успехи в понимании природы магматических горных пород, выделены и охарактеризованы главные их типы, установлен характер взаимоотношений, изучен минеральный и химический состав, экспериментально исследован ряд физико-химических систем, моделирующих процессы формирования, и т. д. Вместе с тем многие важнейшие вопросы магматической геологии еще ждут решения. Особенно это относится к магматической петрологии, изучающей процессы становления тел магматических горных пород и закономерности распределения в них вещества. До сих пор активно обсуждаются вопросы о природе разнообразия реальных магматических расплавов, о конкретных механизмах их дифференциации, о способах и методах физико-химического анализа этих процессов и т. д.

Особый размах эти дискуссии приобрели в последнее время в связи с необходимостью разработки общей теории магматических процессов, без чего невозможно создание комплексной геодинамической модели строения и развития верхних оболочек Земли. Основная причина такого положения заключается в том, что до сих пор существует весьма ощутимый разрыв между теоретической петрологией, базирующейся главным образом на результатах экспериментальных физико-химических исследований, и полевой геологией, занимающейся главным образом формационным анализом магматических образований. Практически отсутствует целая дисциплина, которая рассматривала бы физико-химические закономерности на уровне макропроцессов, имея дело с

реальными геологическими системами — горными породами и магматическими комплексами. Современная физико-химическая петрология в том виде, в каком ее задачи формулируются в учебниках для вузов и специальных монографиях, рассматривает явления на молекулярно-минеральном уровне и, по существу, является физико-химической минералогией. Она не рассматривает (и не может рассматривать) общих закономерностей распределения вещества в пределах реальных геологических тел, хотя именно эта проблема стоит в настоящее время наиболее остро.

На первый план сейчас выходит круг проблем, связанных с конкретным осуществлением выявленных закономерностей в реальных магматических процессах, определением петрологической значимости того или иного явления. Совершенно очевидно, что прямое перенесение результатов экспериментов на природные объекты без учета совокупности факторов, действующих при становлении тел магматических горных пород, может привести к грубым ошибкам в отношении реального места изучаемого процесса в общей картине, к гипертрофированию или, наоборот, чрезмерному занижению его действительной роли.

Как известно, одним из наиболее важных достижений получившего за последние годы широкое признание системного метода исследований является учение об уровнях организации естественных тел и соответствующих им уровнях исследования. Так, например, в биологии исследования ведутся на разных уровнях, отражающих организацию живого вещества: молекулярном, клеточном, уровнях организмов, популяций и т. д. Исследования каждого уровня организации материи имеют собственную методологию.

Подобные уровни легко прослеживаются и в геологии. Кристаллографические исследования можно условно параллелизовать с исследованиями на молекулярном уровне в биологии, минералогические — с клеточным уровнем, а исследованиями, соответствующими уровню «организмов», должна была бы заниматься петрология. Действительно, самые тонкие и точные сведения по кристаллической решетке минералов мало что дадут для понимания строения горной породы, равно как из данных по строению горной породы и составу слагающих ее минералов нельзя составить представления о строении массива в целом и характере распределения в нем вещества. Как и в биологии, каждый из этих уровней организации материи требует собственных методов исследований: кристаллографических на базе методов физики твердого тела — в первом случае, петрографических и физико-химических исследований на уровне простейших систем с фиксированным составом фаз — во втором, полевых геологических работ, геофизических и физико-химических исследований сложных систем — в третьем. С еще более высоким уровнем организации вещества имеет дело формационный анализ, где привлекаются уже и данные по геодинамике конкретных геологических явлений.

Пропуск любого уровня создает невосполнимую брешь для понимания сущности процесса на следующем более высоком уровне, практически исключая привлечение и коррективное использование данных с более низких уровней, и наоборот.

Именно такая ситуация в настоящее время имеет место в магматической петрологии. Как уже указывалось, существующая практика исследований не разделяет минералогический и петрологический уровни, пытаясь экстраполировать закономерности минералогического уровня на уровень макропроцессов, где они теряют свою силу. Петрологические системы — это прежде всего сложные системы, характерной особенностью которых является несводимость их главных свойств к закономерностям развития простейших двух-трехкомпонентных систем, характерных для минералогического уровня исследований, и соответственно — непредсказуемость результатов на этой основе. Поэтому ряд выдвигаемых в работе положений, основанных на наблюдениях над природными объектами, не укладывается в рамки традиционной физико-химической петрологии. Автор считает необходимым обратить на это внимание петрологов, поскольку дальнейшее игнорирование этих проблем может создать видимость ясности в этих вопросах.

Отсутствие теории макропроцессов отрицательно сказывается как на дальнейшем развитии экспериментальной петрологии, так и полевой геологии. В первом случае практически отсутствует обратная связь с реальными геологическими явлениями, в результате чего исследования теряют свою целенаправленность. Во втором случае полевые геологи, изучая конкретные комплексы, не знают, как можно использовать результаты частных экспериментальных работ для решения своих задач, и поэтому обычно не проводят соответствующего комплекса полевых исследований, необходимых для корректной постановки вопроса. Таким образом, проблема заключается не только и не столько в недостатке экспериментальных и расчетных данных по кристаллизации различных физико-химических систем, сколько в выяснении того, как эти выявленные закономерности реализуются при формировании конкретных тел магматических горных пород. Без этого понимания накопленный к настоящему времени огромный фактический материал полевых геологических исследований используется лишь в небольшой мере и практически не включается в современный физико-химический анализ. С другой стороны, отсутствие подобных сведений сказывается и на качестве геологических работ — собранный материал часто имеет случайный характер и не пригоден для дальнейшего научного анализа.

Не менее важная проблема заключается в том, в какой форме результаты экспериментального изучения физико-химических систем могут и должны применяться при изучении конкретных магматических комплексов. Как известно, подавляющая часть экспериментальных исследований и теоретических расчетов выполнена для простейших двух-трехкомпонентных систем с фиксирован-

ным составом фаз. В отличие от них реальные магматические расплавы представляют собой многокомпонентные системы, часто с летучими компонентами, а выделяющиеся кристаллические фазы имеют переменный состав. Поэтому трансформация экспериментальных данных для их непосредственного использования в анализе магматических явлений представляет собой особую задачу.

Таким образом, одной из основных проблем петрологии магматических пород на современном этапе является разделение минералогического и петрологического уровней исследований, формулирование собственно петрологических задач и разработка специальных методов исследований, где анализ физико-химических превращений в сложных системах неразрывно связан с изучением конкретных форм их реализации. Эти вопросы уже неоднократно ставились в петрологической литературе такими выдающимися исследователями, как Н. Боуэн, А. Н. Заварицкий, А. А. Полканов, Н. А. Елисеев, В. С. Соболев, Э. Джексон, Г. Иодер и др., но их решение тормозилось именно той невольной подменой понятий, о которой говорилось выше. Очевидно, что в собственно петрологии анализ процессов на молекулярном уровне имеет лишь вспомогательное значение, поскольку этот уровень замыкается на минералообразовании, протекающем по своим собственным законам. В равной степени это относится и к анализу на уровне минеральных фаз фиксированного состава, поскольку эти фазы просто отсутствуют в реальных магматических горных породах. Несомненно, здесь в качестве фаз должны рассматриваться серии твердых растворов (изоморфные ряды минералов), как это имеет место в природе. Ввиду сложности и слабой разработанности проблемы анализа подобных систем рациональная методика их исследования, по-видимому, должна заключаться в максимально возможном упрощении задачи, в выявлении главных, определяющих сторон процесса, его граничных условий с последующей проверкой вытекающих следствий на конкретном геологическом материале.

Настоящая работа посвящена проблеме анализа физико-химических явлений на уровне макропроцессов. В связи с этим обсуждается круг вопросов, связанных как со становлением тел магматических горных пород и общими закономерностями распределения в них вещества, так и с разработкой моделей физико-химических систем с фазами переменного состава, в рамках которых эти закономерности могут быть описаны. Модели соответствующих обобщенных диаграмм составлены на базе имеющихся к настоящему времени материалов по кристаллизации систем, близких к магматическим. Проверка действенности моделей производилась на примерах наиболее изученных конкретных геологических комплексов, иллюстрирующих кристаллизацию того или иного типа магматических расплавов. При этом модели диаграмм играли роль теоретических физико-химических эталонов, служа единой основой для сопоставления различных трендов кристаллизации и

позволяя выявить и охарактеризовать особенности кристаллизации конкретных магматических серий, связанные как с составами исходных расплавов, так и с условиями формирования данных геологических тел.

Автор не ставил себе целью освещение основ физико-химического анализа, детально рассмотренных в широко известных монографиях Н. Боуэна, В. А. Николаева и В. В. Доливо-Добровольского, А. Н. Заварицкого и В. С. Соболева, Н. Ф. Шинкарева, В. А. Жарикова и др., к которым и отсылает заинтересованного читателя. Они излагаются здесь в самом общем виде, необходимым и достаточном для понимания принципов построения диаграмм состояния обобщенных систем и методов работы с ними.

Автор глубоко признателен акад. В. С. Соболеву, О. А. Богатинову, В. А. Глебовицкому, А. Ф. Грачеву, В. В. Доливо-Добровольскому, Э. Н. Елисееву, А. А. Кадику, Л. Н. Когарко, С. М. Кравченко, Н. П. Михайлову, И. Д. Рябчикову за полезное обсуждение отдельных положений работы. Особую благодарность автор выражает А. А. Ярошевскому за ряд ценных замечаний.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ

Считается, что магматические горные породы произошли путем кристаллизации первоначально расплавленного вещества. Соответственно строение тел магматических горных пород должно полностью определяться процессами их затвердевания. По условиям затвердевания эти породы подразделяются на главные типы — эффузивные, или вулканические, излившиеся на поверхность твердой Земли из трещин и жерл вулканов в виде лавовых потоков, и интрузивные, происшедшие в результате кристаллизации тех же расплавов в толще земной коры. Очевидно, что наиболее полно эффекты, связанные с затвердеванием, должны сказаться в строении крупных интрузивных образований, поскольку формирование отдельных лавовых потоков и маломощных даек происходит в условиях резкого переохлаждения и они, по существу, представляют собой стекловатые аналоги расплавов, поступающих из жерл вулканов. Влияние процессов затвердевания на их строение и характер распределения в них вещества минимально и сильно затушено большой скоростью консолидации.

С другой стороны, те же самые процессы затвердевания или обратные им процессы плавления определяют эволюцию магм в промежуточных очагах вулканов или в зонах плавления, откуда поступал материал в процессе извержения. Очевидно, что часть таких глубинных очагов и дошла до нас в форме интрузивных тел. Поэтому изучение процесса становления интрузивных тел представляет собой задачу первостепенной важности, без решения которой не могут быть поняты закономерности конкретной реализации физико-химических явлений в магматических телах.

В настоящее время процессы становления интрузивных тел лучше всего изучены на примере расслоенных интрузивов. Происшедшие при затвердевании гомогенных расплавов, они имеют ярко выраженную гетерогенную текстуру и образованы чередующимися слоями пород разного вещественного состава, наподобие стратифицированной пачки осадочных образований. Благодаря хорошо различаемым в полевых условиях текстурам и структурам и присутствию широкой гаммы пород, связанных единством происхождения, они являются исключительно благоприятным объектом для изучения многих фундаментальных проблем магматической петрологии, в частности, формирования внутреннего строения интрузивных тел и дифференциации природных расплавов в магматических камерах разной глубинности, что представляет наибольшую ценность для данной работы. Поэтому первая часть монографии посвящается характеристике этих образований как основы для дальнейшего изложения.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ИНТРУЗИВОВ

Вводные замечания

Поскольку интрузивы представляют собой гигантские отливки природных расплавов, ведущая роль в формировании их внутреннего строения должна принадлежать процессам затвердевания, которые имеют решающее значение в формировании микро- и макроструктуры интрузивных тел, в распределении компонентов в пределах этих тел, в особенностях строения пород и состава минералов. Понимание и учет процессов затвердевания являются необходимым условием методически правильного полевого изучения интрузивных образований и корректной интерпретации их строения и природы.

В области теоретического изучения процессов формирования кристаллического строения плутонов первые шаги в этом направлении были предприняты А. А. Полкановым и Н. А. Елисеевым, пытавшимися увязать характер внутреннего строения массивов с кинетикой кристаллизующегося расплава. Следующий шаг был сделан Л. Уэйджером и его сотрудниками, разработавшими модернизированный вариант гравитационно-кинетической гипотезы на базе системы конвекционных токов. Большое значение сортирующему влиянию этих токов в кристаллизующемся расплаве придавали Г. Хесс, Р. Бартлетт и Л. Н. Когарко. Однако Э. Джексон, подчеркивая важность существования конвекционных токов как причины направленного затвердевания плутонов, показал, что кристаллизация происходит у дна магматических камер в застойных условиях. Эти положения впоследствии были подтверждены теоретическими исследованиями А. А. Кадика и Н. И. Хитарова.

Обстоятельное изучение процессов затвердевания мелких габиссальных гранитных тел было выполнено М. А. Осиповым. В отличие от предыдущих исследователей он пришел к выводу о незначительной роли конвекции в процессе формирования интрузивов и об одинаковой скорости продвижения фронта затвердевания к их геометрическим центрам. Ряд важных вопросов физики процессов затвердевания пластинообразных интрузивных тел был рассмотрен В. Н. Шараповым и его сотрудниками. На возможность существенной роли ликвации силикатных расплавов при кристаллизации интрузивов, особенно в формировании расслоенных текстур, указывает А. А. Маракушев [21].

Среди наиболее важных исследований последних лет необходимо отметить серию работ А. А. Ярошевского и его сотрудников [41], посвященных теоретическому моделированию процессов затвердевания силлообразных тел трапповой формации. Эти исследователи обратили внимание на то, что диффузионный перенос вещества тесно связан с переносом тепла, поскольку появление градиента состава в жидкости обусловлено ее кристаллизацией. На этом основании был сделан вывод: поскольку в процессе на-

правленного затвердевания плутонов пространственное распределение вещества может быть связано только с диффузией, возможности которой весьма ограничены, поэтому в качестве основного фактора тепло- и массопереноса предполагается седиментация кристаллов, выделяющихся у кровли магматической камеры в течение затвердевания магмы. Однако в той форме, в которой эта модель предложена А. А. Ярошевским и его сотрудниками, она сталкивается с теми же трудностями, что и другие седиментационные модели, например А. А. Полканова, Л. Уэйджера, Г. Хесса и др., главной из которых является невозможность объяснения на этой основе выдержанной ритмичной расслоенности — характерного элемента строения многих крупных интрузивов разного вещественного состава.

Вместе с тем, несмотря на имеющиеся существенные достижения, степень изученности процессов затвердевания интрузивных тел все еще очень слаба и значительно отстает от уровня, достигнутого при изучении промышленных отливок. Поэтому при дальнейшем обсуждении будут широко привлекаться данные из общей теории формирования отливок.

Основные сведения из общей теории затвердевания расплавов

Строение многокомпонентных жидкостей. Как известно, из трех агрегатных состояний вещества — твердого, жидкого и газообразного — наиболее сложное в отношении описания жидкое состояние. Для двух других состояний имеются хотя и приближенные, но весьма наглядные модели строения: идеальный кристалл и идеальный газ. В последнем силы межмолекулярного взаимодействия отсутствуют и движения молекул характеризуются полной хаотичностью. В идеальном же кристалле, напротив, наличие существенных сил притяжения между частицами приводит к их плотной упаковке и правильному периодическому расположению на сколь угодно больших расстояниях. Такой дальний порядок — отличительная черта всех твердых кристаллических тел; нарушается он лишь наличием в реальных кристаллах точечных или протяженных дефектов.

Для жидкостей подобная простая модель отсутствует. В них энергия взаимодействия частиц и энергия теплового движения близки по значениям, в результате чего они занимают промежуточное положение между газами и твердыми телами. Однако по своим свойствам и строению жидкости гораздо ближе стоят к твердым телам, чем к газам, особенно при температурах, близких к температурам кристаллизации.

Многочисленными исследованиями было показано, что расплавы состоят из сиботаксисов (от греческого *κιβωτος* — ковчег), или кластеров, — участков с упорядоченным расположением атомов, близким к таковому в кристаллах, и разупорядоченной зоной. Последняя выполняет промежутки между кластерами и характе-

ризуется хаотическим и, как правило, более рыхлым расположением атомов. В многокомпонентной системе сиботаксисы — это относительно устойчивые образования с более сильными внутренними связями по сравнению с внешними. Вследствие сравнительно интенсивного теплового движения частиц они не имеют резко очерченных границ и являются неустойчивыми. Время их существования зависит от энергии межатомных связей внутри кластера, а также от температуры. В отличие от кристаллита сиботаксис не имеет физической поверхности раздела, при переходе через которую параметры состояния и свойства менялись бы скачкообразно. Переходы здесь имеют непрерывный характер, поэтому представления о сиботаксическом строении многокомпонентных расплавов оставляют неизменным понятие о гомогенной жидкости как однородной системе.

Для силикатных расплавов также характерно наличие сиботаксических групп. Ведущую роль в этом играют кремнекислородные тетраэдры SiO_4^{4-} , которые вместе с ассоциирующимися с ними катионами связаны, или полимеризованы, в цепочки, кольца, слои и трехмерные каркасы. С известными допущениями магматические расплавы, особенно вблизи температур ликвидуса, можно рассматривать как сильно неупорядоченные эквиваленты кристаллических твердых веществ. Развивая эту идею до логического завершения, согласно Мюллеру и Саксене, можно говорить об ортосиликатных, или оливиноподобных, расплавах, состоящих из единиц Mg^{2+} , Fe^{2+} и SiO_4^{4-} , метасиликатных, или пироксеноподобных, расплавах, состоящих из Mg^{2+} , Fe^{2+} и цепочек или колец Si_nO_{3n} , и полевошпатовых расплавах, в которых ионы Ca^{2+} , Na^+ и K^+ связаны с непрерывным разуплотненным каркасом $(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_2$. По-видимому, в дополнение к перечисленным типам можно говорить и о расплавах (кластерах) со структурой шпинели — также одного из наиболее распространенных типов минеральных фаз магматических горных пород. Расплавы, попадающие в промежутки между этими уникальными стехиометрическими составами, т. е. подавляющее большинство реальных магматических расплавов, должны представлять собой смеси таких полимерных единиц или соответствующих сиботаксических групп.

Очевидно, что порядок кристаллизации магматических расплавов зависит от относительной устойчивости сиботаксических групп в данных конкретных условиях — наиболее устойчивые при данном составе и температуре кластеры преобразуются в кристаллиты. В процессе их роста из расплава изымаются соответствующие компоненты, его состав меняется и наиболее устойчивыми в новых условиях могут быть уже другие сиботаксисы и соответственно будут выделяться другие фазы.

Кристаллизация. Как уже указывалось, для кристаллов характерно наличие так называемого дальнего порядка в расположении атомов, т. е. существует строго определенное геометрически правильное расположение атомов вплоть до границ кристалла.

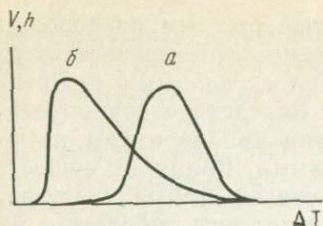


Рис. 1. Схема зависимости скорости зарождения h (a) и линейной скорости роста V ($б$) кристаллов от переохлаждения (ΔT) расплава. По В. Ф. Баландину [3]

При их плавлении дальний порядок нарушается и сохраняется так называемый ближний порядок, т. е. в расплаве сохраняется некоторая упорядоченность в расположении атомов лишь вблизи произвольно выбранного атома; по мере удаления от него степень упорядоченности быстро падает. При этом характер упорядоченности атомов (в пределах ближнего порядка) в расплаве, не слишком перегретом выше температуры плавления, в большинстве веществ, в том числе и силикатах, близок к упаковке атомов в кристаллической решетке. Поэтому

переход вещества из жидкого в твердое состояние заключается в установлении дальнего порядка в расположении атомов вещества.

Известно, что для начала кристаллизации вещества необходимо появление зародышей кристаллов, без которых переохлажденный расплав останется в метастабильном состоянии. Обычно их возникновение происходит в переохлажденном расплаве самопроизвольно вследствие наличия в последнем фазовых (гетерофазовых) флуктуаций — небольших участков, имеющих такое же расположение атомов, как и в кристаллах. Скорость образования зародышей в значительной мере зависит от величины переохлаждения расплава. Как видно из диаграммы (рис. 1, a), непосредственно вблизи температуры плавления центры кристаллизации не возникают, и расплав остается метастабильным в некотором интервале температур. Затем количество центров кристаллизации начинает быстро возрастать, достигает максимума и при дальнейшем увеличении переохлаждения начинает падать, снова сходя на нет. Восходящий участок этой кривой определяется вероятностью зарождения, нисходящий — замедлением перехода атомов из расплава в кристалл при увеличении переохлаждения. Очевидно, в случае силикатных магматических расплавов нисходящая ветвь может быть иллюстрирована переходом от равномернозернистых структур внутренних частей интрузивных тел через порфиривидные и порфириновые в лавах до вулканических стекол.

Кривая скорости роста кристаллов (рис. 1, $б$) в общем аналогична предыдущей, и характер ее конфигурации объясняется теми же причинами. Рост кристаллов начинается только при определенном переохлаждении, впрочем, значительно меньшем, чем интервал метастабильности расплава. Максимум скорости роста кристаллов приходится на интервал метастабильности расплавов, а область зародышеобразования приходится на нисходящую ветвь. Как видно из сопоставления этих кривых, по мере уменьшения переохлаждения вначале скорость роста кристаллов растет вместе с увеличением количества зародышей, но, достигнув максимума, тенденция меняется на обратную — при сравнительно не-

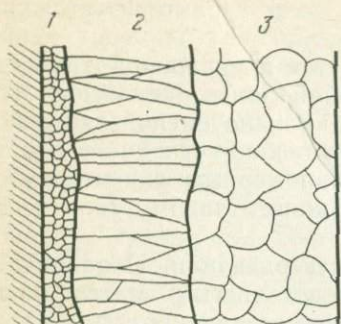


Рис. 2. Схема кристаллического строения отливки. По В. Ф. Баландину [3]:

1 — зона равноосных кристаллов (транскристаллизации);
 2 — зона столбчатых кристаллов;
 3 — центральная зона равноосных кристаллов

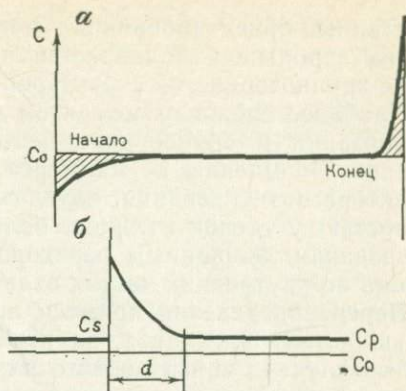


Рис. 3. Концентрация примеси в твердых продуктах кристаллизации при направленном затвердевании (а) и ее распределение перед поверхностью раздела в процессе одноосного затвердевания (б). По Б. Чалмерсу [36]:

C_0 — концентрация примеси в исходном расплаве, C_s — в твердой фазе, C_p — в жидкой фазе; d — диффузионная зона

больших переохлаждениях происходит уменьшение количества центров кристаллизации при увеличении скорости роста кристаллов. Из этого следует, что величина кристаллического зерна в отливках определяется скоростью зарождения центров кристаллизации и линейной скоростью их роста в переохлажденном расплаве и соответственно является характеристической величиной, отражающей особенности процесса затвердевания. В случае же способности расплава к ликвации в зоне переохлаждения будут возникать капельки второй жидкой фазы, причем скорости их зарождения и роста, видимо, будут определяться теми же законами, что и для кристаллов.

Строение отливок. В поперечном разрезе отливок обычно устанавливается три зоны: а) мелких равноосных кристаллов, б) столбчатых кристаллов, ориентированных перпендикулярно поверхности тепловода (зона транскристаллизации), и в) центральная зона равноосных кристаллов (рис. 2). В зависимости от режима охлаждения та или иная зона может отсутствовать, однако общая схема, как правило, выдерживается.

Возникновение периферической зоны мелкозернистого строения связывается с резким переохлаждением расплава у стенок изложницы, приводящим к массовому выделению кристаллов. Как только в результате выделения скрытой теплоты кристаллизации величина переохлаждения снизится, количество новообразованных кристаллов начинает значительно уменьшаться, и они, подчиняясь направлению теплового градиента, начинают расти вглубь расплава, образуя зону столбчатых кристаллов. Ввиду того, что в благоприятном положении для роста оказываются только

кристаллы, ориентированные поперек контакта, скорость роста других зародышей подавляется и эта зона характеризуется наиболее крупнозернистой структурой.

Наиболее сложным моментом является прекращение транскристаллизации и образование центральной зоны равноосных кристаллов. По мнению Б. Чалмерса, это вызвано сменой одноосного характера затвердевания, обусловленного кондуктивной теплопроводностью у стенок отливок, более равномерным характером затвердевания, вызванным переходом к конвективному типу теплообмена во внутренних частях отливок.

Перераспределение примеси при затвердевании. Подавляющее большинство расплавов, за исключением чистых материалов и особых случаев конгруэнтного плавления соединений, плавящихся при одной температуре, на диаграммах равновесных состояний характеризуется двумя линиями (поверхностями): ликвидусом, выше которого устойчива только жидкая фаза, и солидусом, ниже которого устойчива только твердая фаза, т. е. расплав кристаллизуется в интервале температур. Из этого следует, что твердая фаза по своему составу отличается от находящейся с ней в равновесии жидкой фазы. Поэтому по окончании затвердевания примесь распределяется в твердой фазе иначе, чем в жидкой, хотя ее количество остается постоянным. Для количественного выражения этой закономерности принято использовать коэффициент распределения, характеризующий отношение концентрации примеси в твердой фазе к ее концентрации в жидкой, когда обе фазы находятся в равновесии. В зависимости от коэффициента распределения концентрация примеси в процессе затвердевания соответственно возрастает или убывает, но во всех случаях изменяется так, что температура ликвидуса уменьшается. В общем виде характер распределения примеси в отливке от начальных продуктов кристаллизации к конечным можно выразить диаграммой (рис. 3, а). Из нее следует, что по мере протекания процесса затвердевания высокотемпературные составляющие постоянно выводятся из расплава, а низкотемпературные — в нем накапливаются. В общем случае любой из компонентов расплава может рассматриваться как растворитель или как примесь; соответственно диаграммы состояния систем отражают основной характер взаимосвязи между компонентами в процессе кристаллизации расплава.

Из сказанного следует, что в процессе кристаллизации легкоплавкие компоненты непрерывно оттесняются в расплав. В результате перед поверхностью раздела твердая — жидкая фаза возникает градиент концентраций, определяемый скоростью диффузионного поглощения этих компонентов главным объемом расплава (рис. 3, б). Эта зона получила название диффузионной. Главный объем расплава даже в масштабах промышленных отливок является конвективно неустойчивым и эффективно перемещивается, сохраняя высокую однородность состава. Застойные условия сохраняются только у краев отливок. Появление застой-

ной зоны определяется повышенной плотностью и вязкостью расплава перед фронтом кристаллизации, находящегося в переохлажденном предкристаллизационном состоянии, а также повышенным трением у стенок отливки. Мощность застойной зоны обычно такова, что включает большую часть диффузионной зоны [36].

Существенную роль в распределении легкоплавкой примеси между твердой и жидкой фазами играет также скорость перемещения границы раздела — чем эта скорость выше, тем меньше количество оттесняемой примеси. Поэтому, в случае резкого переохлаждения суммарный состав твердых фаз будет соответствовать составу жидкой фазы, что обычно наблюдается в краевой мелкозернистой зоне (зоне закалки).

Особенности затвердевания расплавов, кристаллизующихся в интервале температур. В отличие от расплавов чистых веществ, затвердевание которых происходит по типу нарастания твердой корки, для большинства расплавов характерна схема «вязкого» затвердевания. Оно начинается продвижением от стенок формы в глубь отливки фронта затвердевания, соответствующего изотерме ликвидуса. Другой фронт — конца затвердевания, — соответствующий изотерме солидуса, начинается от стенок формы и движется вслед за первым к центру отливки. Затвердевание в этом случае характеризуется наличием трех зон: а) полностью жидкой, б) полностью затвердевшей и в) частичного затвердевания, состоящей из расплава и кристаллов (зоны кристаллизации). Характер массообмена с главным объемом расплава сохраняется таким же, как рассмотренный выше. Как следует из экспериментов по выливанию жидкого остатка в таких отливках, подобные сплавы образуют твердую корку только в самый начальный период охлаждения. Важной особенностью распределения изотерм при затвердевании подобных отливок является их расположение не параллельно периметру отливки, а параллельно дну, с загибом вверх у ее стенок. Температура заливки расплава и материал литейной формы заметно сказываются лишь на начальных стадиях затвердевания отливки, выражаясь в появлении различных температурных градиентов и соответственно приводя к различной скорости затвердевания ее краевых частей. При дальнейшем охлаждении расплава на линейную скорость затвердевания отливки они не влияют. Это связано с тем, что скорость кристаллизации полностью определяется скоростью отвода тепла, которая после прогрева формы становится стационарной, определяемой теплопроводностью материала.

Таким образом, из приведенных данных теории затвердевания вытекают следующие выводы.

1. Затвердевание отливок происходит путем продвижения от стенок фронта кристаллизации, соответствующего изотерме температуры плавления вещества. Для расплавов типа твердых растворов и эвтектических смесей фронт кристаллизации представляет собой маломощную зону, внешняя к расплаву граница которой соответствует температуре ликвидуса, а тыльная — солидуса. За-

рождение кристаллов на фронте начала затвердевания может происходить спонтанно в результате переохлаждения расплава.

2. Так как коэффициент распределения компонентов между жидкой и твердой фазами обычно не равен единице, по мере затвердевания легкоплавкие компоненты накапливаются в жидкой фазе. В результате твердые фазы, выделявшиеся на ранних стадиях кристаллизации, оказываются обогащенными тугоплавкими компонентами, а на поздних — легкоплавкими. Состав твердых фаз соответствует составу жидких только при кристаллизации расплава в условиях резкого переохлаждения.

Затвердевание интрузий

Рассмотрим с этих позиций процесс кристаллизации интрузий. Как следует из данных А. Н. Дударева, В. А. Кудрявцева и др. [32], в случае расплавов с низким содержанием летучих компонентов, что характерно для большинства природных магм, затвердевание плутонов идет аналогично затвердеванию отливок. Увеличение вертикальных размеров тел приводит лишь к усилению конвективных явлений [14] и к всплыванию и осаждению выделяющихся кристаллов. Остальные явления от размеров тел практически не зависят.

Как указывалось, в промышленных отливках наблюдается четкое различие между краевыми зонами, где сильно сказывается влияние холодного контакта, и внутренними частями, где такое влияние минимально. Очевидно, что эти различия в огромных интрузивных массах должны быть проявлены еще рельефнее.

Затвердевание внутренних (центральных) частей интрузий. Очевидно, что кристаллизация внутренних частей интрузий, отделенных от холодных вмещающих пород мощной корой краевой серии, должна происходить в условиях, максимально приближенных к равновесным, и здесь должны реализовываться самые тонкие равновесные взаимосвязи. В первую очередь это относится к характеру фронта затвердевания. Известно, что подавляющее большинство магматических расплавов относится к типу твердых растворов и эвтектических смесей, т. е. затвердевает в интервале температур. Как было показано выше, в таких случаях затвердевание осуществляется путем продвижения зоны кристаллизации, внешняя граница которой соответствует изотерме ликвидуса, а тыльная — солидуса. Поскольку с физической точки зрения фронт начала кристаллизации представляет собой овеществленную изотермическую поверхность ликвидуса, он должен являться геометрическим местом точек выделения наиболее высокотемпературных кристаллических фаз. В связи с непрерывным охлаждением интрузии этот фронт непрерывно движется вперед, приводя по мере своего перемещения к выделению все новых кристаллов. Соответственно зона кристаллизации должна в основном состоять из кристаллических фаз ликвидуса с небольшим количеством остаточного расплава в промежутках между ними. Размер кристаллов

будет определяться скоростью образования зародышей и скоростью роста кристаллов, что должно приводить к высокой степени однородности зерен минералов по величине.

В зависимости от соотношений плотностей выделяющихся кристаллов и окружающего их расплава они будут тонуть, оставаться во взвешенном состоянии или всплывать. В первом случае пластинчатые и призматические кристаллы, оседая на дно камеры, образуют трехитондную текстуру пород. Во втором случае кристаллы будут занимать в пространстве случайное положение и текстура пород — отвечать массивной. Обе текстуры широко развиты в расслоенных интрузивах. Третий случай (всплывание выделяющихся кристаллов) в литературе до сих пор остается проблематичным [8, 27, 34]. Более того, Т. Ирвайн показал, что, поскольку магма не является ньютоновской жидкостью, сил плавуности, например плагиоклаза в базальтовом расплаве, недостаточно для преодоления внутренних напряжений в магме.

4077
В процессе выделения из расплава твердой фазы (кристалла) происходит значительное перераспределение концентраций компонентов на данном участке, поскольку часть из них уходит в образующийся кристалл, а часть оказывается избыточной и оттесняется поверхностью раздела. В результате вокруг растущего кристалла возникает своеобразное облако остаточного расплава, диаметр которого по крайней мере сопоставим с диаметром зерна. В условиях зоны кристаллизации, переполненной уже выделившимися кристаллами, этот остаточный материал полностью займет промежутки между зернами, а весь избыток, т. е. основная его часть, должен концентрироваться перед фронтом начала затвердевания, откуда диффузионным путем будет поглощаться главным объемом расплава. Как показали исследования Э. Джексона [46], зона кристаллизации примерно на 75% состоит из кристаллов, выделившихся на фронте затвердевания. Соответственно мощность диффузионного слоя перед фронтом начала затвердевания должна составлять порядка 3/4 мощности зоны кристаллизации (рис. 4). Следовательно, как и в случае затвердевания промышленных отливок, основная масса остаточного расплава должна отжиматься в главный объем расплава и, смешиваясь с ним, обогащать его низкотемпературными составляющими. Из этого следует, что расплав, оставшийся в промежутках между зернами в зоне кристаллизации, является остаточным, отвечающим низкотемпературным котектикам соответствующих систем. Поэтому он застывает существенно позже, при температурах, близких к солидусу расплава. Соответственно мощность зоны кристаллизации в условиях фиксированной величины теплового оттока характеризует величину разрыва между ликвидумом и солидусом главного объема расплава.

Таким образом, выделяющиеся твердые фазы независимо от того, тонут они в расплаве или остаются во взвешенном состоянии, постоянно фиксируются в виде пород полностью затвердевших частей массивов. Следовательно, процесс кристаллизации интруз-

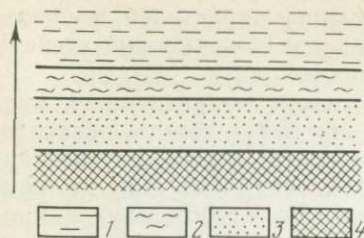


Рис. 4. Схема строения фронта затвердевания интрузии:

1 — главный объем расплава; 2 — расплав диффузионной зоны; 3 — зона кристаллизации; 4 — полностью затвердевшая часть интрузии. Стрелка — направление движения фронта затвердевания



Рис. 5. Строение затвердевающего интрузива. По Э. Джексону [48]

зий должен иметь четко выраженный фракционный характер. Очевидно, что постоянное выведение из главного объема расплава его наиболее тугоплавких компонентов, с одной стороны, и обогащение его остаточным расплавом — с другой, должны приводить к отчетливой анизотропии строения интрузива в направлении движения фронта затвердевания. Вместе с тем по латерали можно ожидать высокую степень однородности материала, поскольку физико-химические условия вдоль поверхности фронта кристаллизации в целом одинаковы. Однако и здесь можно ожидать появление некоторых неоднородностей в связи с несколько более быстрым охлаждением периферических участков массива.

Казалось бы, что, поскольку массив охлаждается со всех сторон, зона кристаллизации должна располагаться вдоль всего периметра интрузии. Однако, как показали Э. Джексон [46], А. А. Кадик и Н. И. Хитаров [14] и др., в случае магматических камер значительной вертикальной протяженности вследствие разницы в величинах градиента точки плавления и адиабатического градиента кристаллизация расплава возможна только в нижней части камеры. Сущность этого явления сводится к следующему. Величина адиабатического градиента, т. е. минимальной разницы в температуре, необходимой для начала самопроизвольного конвективного перемешивания жидкости, в силикатных расплавах составляет примерно 0,3 град/км. Это означает, что в теле мощностью 10 км разница по температуре между подошвой и кровлей составляет всего 3 °С, т. е. температура практически одинакова во всем объеме. В то же время величина градиента точки плавления, т. е. повышения температуры плавления с увеличением давления вышележащего столба жидкости, в относительно сухих расплавах на порядок больше и составляет 3 град/км. При мощности тела в 10 км это должно привести к разнице в температуре кристаллизации одного и того же расплава у подошвы и кровли интрузии на 30 °С. По этой причине магма в центральной и верхней частях интрузии постоянно перегрета относительно ликвидуса и кристал-

лизация возможна только у подошвы массива (рис. 5). Согласно расчетам А. А. Кадика, Б. Шоу и других исследователей, вязкость большинства природных расплавов, в том числе и гранитного состава, такова, что при вертикальных мощностях интрузий свыше 1—2 км конвекция обязательно должна иметь место и соответственно все интрузивы такой мощности независимо от состава их исходных расплавов должны затвердевать по этой схеме.

Отсюда вытекает ряд важных следствий.

1. Ввиду того, что положение фронта затвердевания центральных частей интрузий определяется теплофизическими свойствами магматических расплавов в условиях гравитационного поля Земли, он должен быть ориентирован субгоризонтально независимо от положения контактовых ограничений массивов, обуславливая их автономное внутреннее строение.

2. Направленное затвердевание интрузий должно приводить к тому, что из расплава постоянно будут выводиться наиболее высокотемпературные минеральные фазы. При этом, очевидно, не должно иметь значения, будут ли эти фазы тонуть или оставаться во взвешенном состоянии, поскольку непрерывное перемещение фронта начала затвердевания приводит к появлению все новых минеральных фаз, погребаяющих выделившиеся ранее, и исключает возможность их реакции с главным объемом расплава. Такое удаление выделившихся кристаллов должно приводить к постоянному изменению состава остающегося расплава и тем самым — к появлению все более низкотемпературных минералов на фронте затвердевания. Соответственно разрез центральной серии массивов в целом должен представлять собой последовательность продуктов фракционной кристаллизации исходных расплавов — от высокотемпературных внизу к более низкотемпературным — вверх [38]. Это положение является основой парагенетического анализа интрузивных пород.

3. Побочным следствием направленной кристаллизации должно являться возникновение ритмичной расслоенности, выражающейся в закономерном чередовании высоко- и низкотемпературных фаз [36, 42].

4. Наличие полужидкой зоны кристаллизации, состоящей из выделившихся на фронте начала затвердевания идиоморфных кристаллов и окружающего их расплава, должно сказаться в неравновесности итоговой породы, которая будет образована двумя парагенезисами: а) выделившимися из главного объема расплава и б) продуктами кристаллизации межзерновой жидкости. Очевидно, что текстура породы будет зависеть от соотношений плотности кристаллов и окружающего их расплава: если кристаллы тяжелее расплава, они будут тонуть, откладываясь на дне и формируя план-параллельную текстуру (трахитоидную), если кристаллы примерно равны по плотности, то они будут оставаться во взвешенном состоянии, приводя к появлению массивной текстуры.

5. В отличие от главного объема расплава кристаллизация межзерновой жидкости происходит в существенно иных условиях:

здесь температура ниже, чем на фронте начала затвердевания, а массообмен с главным объемом расплава и с соседними порами затруднен. При этом возможны следующие взаимоотношения между ранее выделившимися кристаллами и интерстициальным расплавом: а) кристаллы разрастаются за счет расплава, б) кристаллы корродируются окружающим расплавом с образованием новых минеральных фаз, в) кристаллы и расплав не взаимодействуют друг с другом, г) в случае, когда кристаллы представлены двумя и более минеральными фазами, одна из них может вовлекаться в реакционные отношения, а другая (другие) — нет.

6. Если остаточный расплав недостаточно эффективно выводится из зоны кристаллизации, он может формировать в массиве самостоятельные участки, отличные по структуре и вещественному составу от вмещающих их образований (жильный комплекс).

Затвердевание краевых частей интрузий. Формирование краевых участков на границе между холодными вмещающими породами и расплавом внутренних частей плутонов происходит в условиях резкого температурного градиента, ориентированного поперек поверхности контакта. В отличие от внутренних частей интрузий первичные текстуры должны располагаться параллельно контакту. При этом в эндоконтакте массивов можно ожидать появление зоны пород со столбчатой структурой, характеризующейся большей длиной кристаллов по направлению к контактам. По мере удаления от контактов, т. е. при уменьшении скорости затвердевания, эта структура должна вырождаться.

Сразу же после внедрения краевые участки интрузий должны находиться в условиях резкого переохлаждения. Температура поверхности фронта начала затвердевания в этом случае значительно ниже температуры ликвидуса расплава и приближается к температуре его солидуса, вплоть до полного исчезновения интервала кристаллизации [36]. По мере затвердевания благодаря выделению скрытой теплоты кристаллизации, постепенно замедляющей скорость охлаждения, происходит расширение интервала кристаллизации в область более высоких температур вплоть до температуры ликвидуса исходного расплава. При этом химизм наиболее низкотемпературных краевых частей отливки отвечает составу исходного расплава, что согласуется с представлениями о зоне закали.

Следовательно, в пределах краевых частей интрузивов должен наблюдаться переход от низкотемпературных пород зоны непосредственного эндоконтакта к более высокотемпературным парагенезисам внутренних частей массива. Однако и в этих условиях наличие различий в затвердевании верхних и нижних частей интрузии должно внести свои коррективы в процессы формирования краевых серий. Очевидно, что наименее подвержены влиянию конвективных процессов нижние, донные части массивов, где есть все основания ожидать именно такой характер разреза. При этом нижняя краевая группа должна характеризоваться обратной последовательностью смены фаз по сравнению с централь-

ной серией — если в пределах последней высокотемпературные парагенезисы сменяются низкотемпературными снизу вверх, то здесь — сверху вниз.

Существенно иная ситуация должна возникнуть в верхней краевой зоне. Как уже указывалось, расплав здесь перегрет относительно ликвидуса и кристаллизация происходит не должна. Однако, поскольку самая прикровлевая часть расплава постоянно находится в условиях переохлаждения, это должно приводить к появлению солидусных ассоциаций, характерных для подобных условий. Любое расширение интервала кристаллизации вызывает к появлению полужидкой зоны, которая сразу же окажется вовлеченной в процесс конвекции. Соответственно затвердевание верхних частей интрузий может происходить только по типу нарастания твердой корки, а ее разрез будет образован исключительно солидусными ассоциациями — от солидуса исходного расплава вверху до солидуса остаточного расплава, возникшего в результате фракционной кристаллизации этого расплава в процессе затвердевания интрузии, — внизу. Направленность изменений, как и в случае нижней зоны, будет обратной наблюдаемой в центральной серии.

Ситуация вдоль боковых ограничений массивов в принципе должна быть промежуточной между этими двумя. Как следует из данных А. А. Кадика и Н. И. Хитарова [14], плотность теплового потока здесь значительно ниже, чем в случае верхней зоны, и поэтому может существовать слабовыраженная зона кристаллизации. Мощность этой зоны лимитируется как процессом конвекции, так и оползанием полужидкой массы вдоль стенок магматической камеры. Температура формирования парагенезисов, за исключением зоны непосредственного эндоконтакта, будет уменьшаться от стенок камеры внутрь. Предлагаемая схема процесса затвердевания интрузий приведена на рис. 6, а.

Ввиду того что скорость роста верхней и боковой краевых групп подавляется конвекцией, скорость формирования центральной серии будет максимальной и соответственно именно она должна слагать главный объем интрузивов. Из других предсказуемых особенностей строения интрузивных тел можно отметить возрастание мощности боковой группы пород снизу вверх. Это вытекает из того, что рост боковой группы может происходить только до ее смыкания с образованиями центральной серии, происходящего вверху раньше, чем вверху (рис. 6, б).

Таким образом, исходя из существующих законов затвердевания в любом достаточно крупном интрузиве должны наблюдаться две группы структур: а) структуры краевой серии, конформные с контактами и характеризующиеся развитием от краев во внутрь, и б) структуры центральной серии, автономные по отношению к контактам, ориентированные субгоризонтально и характеризующиеся развитием снизу вверх.

Очевидно, что в интрузивах линзообразной и пластинообразной формы боковая группа пород может быть редуцирована вплоть

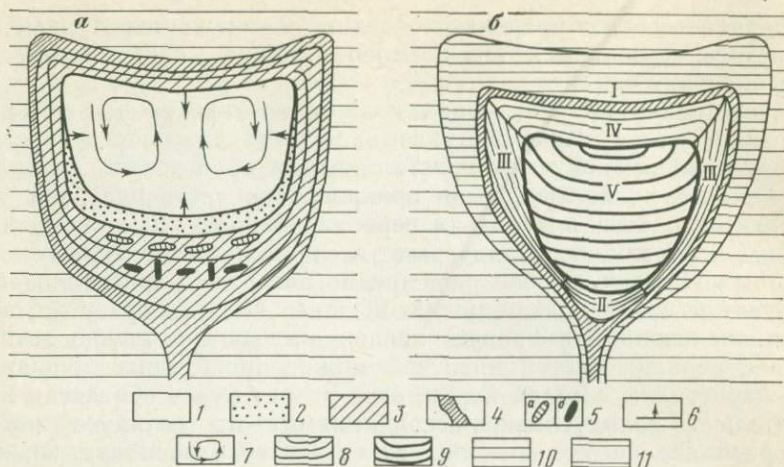


Рис. 6. Принципиальная схема строения интрузива: в процессе затвердевания (а), полностью затвердевшего (б);

1 — главный объем расплава; 2 — зона кристаллизации; 3 — полностью затвердевшие части интрузива; 4 — зона закалки (I); 5 — жилные образования; а — сегрегации остаточного расплава, б — затвердевшие жилные породы; 6 — направление движения фронтов кристаллизации; 7 — конвекционные токи; 8 — краевая серия (II — нижняя группа, III — боковая группа, IV — верхняя группа); 9 — центральная (расслоенная) серия (V); 10 — зона термального воздействия интрузива; 11 — вмещающие породы

до полного исчезновения, но деление на центральную и краевую группы должно сохраниться, так как остаются нижняя и верхняя краевые группы. Также очевидно, что в случае мелких тел — силлов, даек, пегматитовых жил и т. д. — центральная серия может отсутствовать, а сами они будут сложены исключительно образованиями краевой серии: нижней и верхней групп — в первично горизонтальных телах, и боковой — в первично вертикальных. В последнем случае внутреннее строение интрузивов должно быть симметрично относительно стенок камеры.

Таким образом, из предложенной модели следует, что центральные части плутонов представляют собой последовательность минеральных фаз ликвидуса, выделявшихся в процессе направленной кристаллизации исходных расплавов. Очевидно, что, если в процессе такой кристаллизации имели место фазовые переходы (смены минеральных ассоциаций), это должно было выразиться в появлении слоев разного вещественного состава, закономерно сменяющих друг друга в вертикальном разрезе. Иными словами, явление первичной расслоенности в интрузивах может рассматриваться как физико-химический феномен, иллюстрирующий основные закономерности кристаллизации соответствующих магматических расплавов.

По Л. Уэйджеру и Г. Брауну, «расслоенный интрузив можно уподобить тиглю петрографа-экспериментатора, но неизмеримо большего размера. При этом вследствие огромных масштабов в

интрузиве выделяются новые соотношения, которые не удается установить в лабораторных условиях» [34].

Минеральный состав пород краевых серий менее информативен. Верхняя краевая группа должна быть образована серией солидусных минералов — от солидуса исходного расплава до солидуса остаточного, а разрез нижней краевой группы должен обладать обратной последовательностью смены фаз по сравнению с внутренними частями интрузий.

Отличием данной модели от предложенных ранее является также то, что формирование расслоенности здесь не лимитируется условиями кристаллизации в жестких стабильных структурах, как предполагалось ранее. Действительно, при синкинематическом затвердевании в шовных зонах надвигов до тех пор, пока расплав в камере плутона остается в жидком состоянии, давление в нем подчиняется гидростатическому закону. Поэтому любые дополнительные движения расплава, связанные с мобильностью рамы, будут только способствовать явлениям конвекции и тем самым — направленному затвердеванию. Однако сразу же после консолидации ситуация резко меняется: давление становится негидростатическим и еще неостывшие породы подвергаются мощному расщеплению. Именно в этом проявляется специфика расслоенных интрузивов мобильных зон.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИВОВ РАЗНОГО ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА

Вводные замечания

Как было показано выше, главной особенностью строения крупных интрузивных тел должна являться анизотропия их вертикального строения, вызванная направленным затвердеванием расплава в камере плутона. Вследствие того что природные магматические расплавы в большинстве случаев представляют собой инконгруэнтно плавящиеся соединения с неоднократными фазовыми переходами (сменой минеральных ассоциаций), это должно выражаться в появлении однородных зон развития определенных минеральных фаз, или явлении первичной магматической расслоенности.

До недавнего времени понятие расслоенного интрузива большинством петрологов связывалось главным образом с массивами основных и ультраосновных пород консолидированных участков земной коры. Вместе с тем расслоенные текстуры встречаются в массивах самого разного состава, формировавшихся как в стабильных тектонических структурах, так и в мобильных участках земной коры [37]. Это заставляет отказаться от представлений об исключительности явления расслоенности в магматических образованиях и рассматривать его в качестве одной из наиболее распространенных особенностей строения интрузивных тел.

Специальное изучение расслоенности на ряде массивов [38, 46] показало, что в процессе формирования этих пород магматические течения не оказывали существенного влияния на сортировку выделяющихся кристаллов. Оказалось, что расслоение обусловлено сменой минеральных ассоциаций в процессе направленного затвердевания расплава, а строение интрузивных массивов подчиняется общим закономерностям, вытекающим из существа процессов перехода вещества из жидкого состояния в твердое. Установление таких закономерностей имеет важное значение для разработки общих принципов рационального изучения интрузивных образований и способов интерпретации результатов наблюдений.

Для обозначения главных понятий в настоящей работе принят ряд терминов.

Расслоенный интрузив — интрузивное тело, образованное согласными слоями пород разного состава, происшедшими при затвердевании магматического расплава.

Расслоенность — применяется для обозначения слоистой текстуры массивов. Термины «напластование», «слоистость» — менее удачны, так как уже давно приняты для обозначения последовательности в осадочных горных породах, а термин «полосчатость» по своей этимологии подразумевает двухмерное строение описываемого объекта. В понятие расслоенности включаются и трахитоидные текстуры, характеризующиеся плоскопараллельной ориентировкой индивидов. При наличии преимущественной ориентировки зерен удлиненного габитуса в плоскости расслоенности текстура является линейной.

Ритмичная расслоенность — закономерно повторяющееся чередование пород различного состава. В ритмических единицах наблюдается переход от слоев, образованных более высокотемпературными минеральными ассоциациями внизу, к более низкотемпературным — вверх. Характер ритмичной расслоенности зависит от ее положения в разрезе массива и может быть различен для разных массивов: последовательность пород в ритмах в целом соответствует смене пород в разрезе массивов.

Скрытая расслоенность, не менее важная, выражается в закономерном изменении состава главных породообразующих минералов по разрезу массивов.

Основным источником информации о процессах формирования пород являются их структурно-текстурные особенности. Под этим понимается характер морфологии зерен, слагающих породы, особенности их соотношений друг с другом, позволяющие судить об относительной последовательности формирования минеральных фаз, а также позиция последних в общей структуре породы.

На первых этапах петрографических исследований при определении последовательности появления минеральных фаз ведущее значение придавалось степени идиоморфизма зерен. Крайним выражением этого направления явилось «правило Розенбуша», где на основании морфологических наблюдений постулировалась

последовательность кристаллизации различных минералов. Однако довольно скоро было установлено, что чисто морфологические соотношения не всегда достаточно корректно отражают реальную последовательность кристаллизации минералов. Так, например, наличие коррозионных соотношений между одними минералами породы и отсутствие их между другими может создать ложное впечатление о последовательности формирования отдельных минеральных фаз. Например, обычный для норитов случай, когда порода сложена в основном кристаллами плагиоклаза и ортопироксена, а клинопироксен располагается в интерстициях между ними. В этом примере по степени идиоморфизма минералы разместятся так: плагиоклаз → ортопироксен → клинопироксен, хотя первые два минерала занимают одинаковое положение в текстуре породы и соответственно не могли формироваться в разное время. С другой стороны, различная кристаллизационная способность разных минералов даже при их одновременном выделении также будет приводить к впечатлению о более раннем формировании минералов с более высокой скоростью роста кристаллов, как, например, плагиоклаза в офитовой структуре базальтов.

Поэтому при определении последовательности выделения минералов в интрузивных породах решающее значение приобретает текстурный контроль структур. Очевидно, что минеральные фазы одной генерации будут занимать аналогичное положение в общей текстуре породы независимо от характера коррозионных соотношений и кристаллизационной способности минералов. Как показали исследования Л. Уэйджера [34], Г. Хесса [44], Э. Джексона [46] и других исследователей, в расслоенных магматических породах четко выделяются две группы зерен. Первая группа является преобладающей и имеет текстурообразующее значение. Она представлена близкими к идиоморфным кристаллами, которые в зависимости от характера их ориентировки в пространстве формируют трахитоидную, линейную или массивную текстуры — главные разновидности текстур пород расслоенных интрузий. Эта группа зерен выделяется в качестве минералов кумулуса, первичного преципитата, осажденных или аккумулярованных минералов. Согласно первоначальному определению Л. Уэйджера и других исследователей, минералы кумулуса возникли в результате осаждения кристаллов в магме в процессе ее медленного охлаждения. Однако наличие пород с массивной текстурой, где кумулятивные фазы имеют случайное положение в пространстве, свидетельствует о том, что ранние минералы могли оставаться во взвешенном состоянии и процесс осаждения несуществен для кумулятивных фаз.

Вторая группа минералов представлена ксеноморфными зернами, расположенными в промежутках между минералами кумулуса. При этом в случае, когда соседние интерстиции выполнены одним минералом, последний может образовывать монокристалл. В итоге возникают весьма характерные для пород расслоенных интрузивов пойкилитовые структуры, где минералы кумулуса об-

разуют хадакристаллы. В отличие от идиоморфных кристаллов кумулуса ойкокристаллы интерстициального материала обычно имеют округлую форму и ориентированы случайным образом. Более того, иногда крупные ойкокристаллы располагаются в пределах двух соседних слоев с разными минералами кумулуса [46]. Такие наблюдения свидетельствуют о том, что эта группа зерен кристаллизовалась в более позднюю стадию из расплава, окружавшего аккумулят кристаллов. Этот материал играет роль, аналогичную цементу в осадочных горных породах, фиксируя уже сформированную текстуру. Он называется интеркумулулом, интерпреципитатом, или интерстициальным материалом.

Так же как в осадочных горных породах, здесь устанавливается целый спектр взаимоотношений между рассмотренными группами зерен. Наиболее распространены следующие случаи кумулул-интеркумулульного взаимодействия.

1. Вторичное разрастание минералов кумулуса за счет интерстициального расплава («адкумулатный» рост). Это явление наиболее распространено в породах, где кумулул представлен одним минералом — плагиоклазом, оливином, пироксеном, — приво-

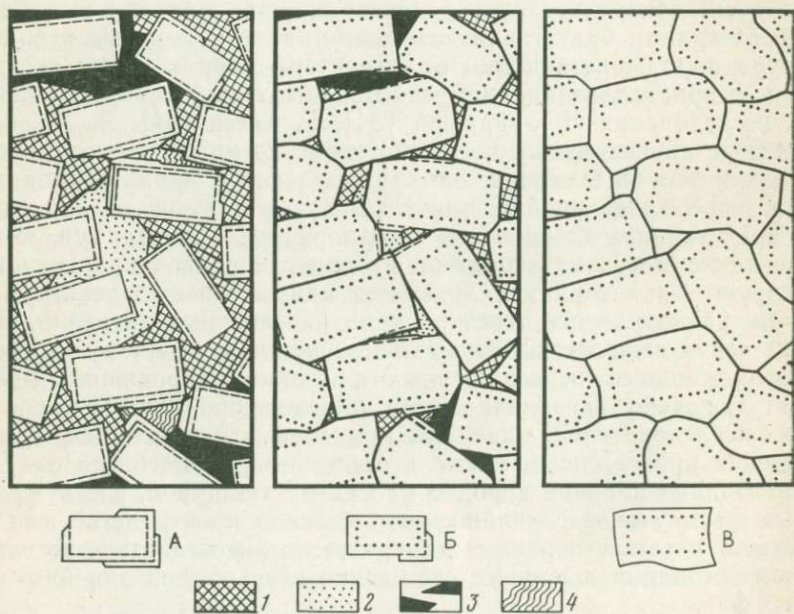


Рис. 7. Схема структур плагиоклазовых кумулатов при их адкумулатном разрастании. По Л. Уэйджеру и Г. Брауну [34]:

А — ортокумулат, Б — мезокумулат, В — адкумулат;
 1—3 — пойкилитовые кристаллы: 1 — пироксен, 2 — оливин, 3 — железорудный минерал;
 4 — кварц и ортоклаз (конечный продукт кристаллизации остаточной жидкости).
 Внутренний прямоугольник соответствует границам кумулятивных кристаллов плагиоклаза. Дополнительные границы и более внешние зонки соответствуют веществу, кристаллизовавшемуся при более низкой температуре

дя к появлению анхимономинеральных анортозитов, оливинитов, пироксенитов и т. д. Впервые оно было изучено Л. Уэйджером на Скаергаардском массиве (рис. 7).

2. Коррозия минералов кумулуса интерстициальным материалом. В интрузивах основных и ультраосновных пород наиболее распространены явления замещения оливины пироксенами и ортопироксена — клинопироксеном [38, 46].

Неоднородность характера кумулус-интеркумулусного взаимодействия приводит к тому, что даже в пределах одного и того же слоя модальный минеральный состав пород может варьировать в довольно широких пределах и по формальным признакам одни и те же кумулаты могут быть описаны как разные породы. Для того чтобы избежать подобного смешения понятий, нами в качестве основной классификационной единицы при описании пород принят кумулат — ассоциация минералов кумулуса. Представляется, что только таким путем можно избежать существенной неопределенности при идентификации одних и тех же структурно-текстурных аналогов пород в разобщенных разрезах и тем более — в различных интрузивах. В этом случае основной классификационной единицей при описании массивов в целом является серия или ассоциация кумулатов.

Нетрудно видеть, что минералы кумулуса представляют собой твердые фазы, выделившиеся на фронте начала затвердевания, а интеркумулусный материал является продуктом кристаллизации межзернового остаточного расплава.

Интрузивы основных и ультраосновных пород

Интрузивы основных и ультраосновных пород интенсивно изучаются уже в течение полувека и являются наиболее известным и изученным типом рассматриваемых образований.

Скаергаардский массив в Восточной Гренландии получил мировую известность после работ Л. Уэйджера и его сотрудников [34], установивших здесь ряд важных особенностей строения расслоенных интрузивов.

Массив представляет собой овальное в плане тело площадью около 60 км² воронкообразной формы; он образован двумя главными структурными элементами — центральной и краевой сериями пород. Центральная, или расслоенная, серия слагает главный объем массива. Она имеет автономную по отношению к краевым ограничениям внутреннюю структуру, характеризующуюся центроклинальным падением расслоенности в краевых частях и пологим, близким к горизонтальному — в центральных, в результате чего строение массива напоминает стопу блюдца, вложенных друг в друга (рис. 8). Краевая серия пород слагает периферические части интрузива и подразделяется на верхнюю и боковую группы. Расслоенность в них проявлена значительно слабее и в отличие от центральной серии конформна с контактами.

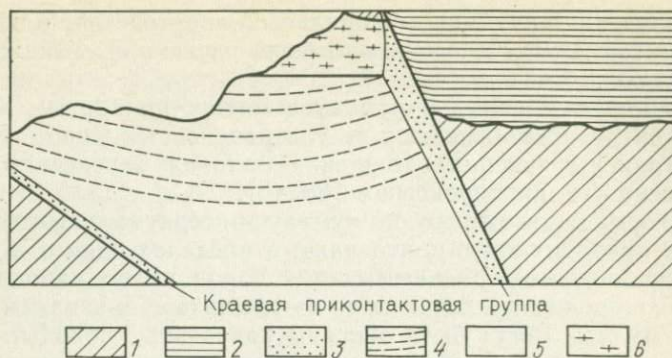


Рис. 8. Меридиональный разрез Скаергаардского интрузива. По Л. Уэйджеру и Г. Брауну [34]:

1 — гнейсы; 2 — вулканогенно-осадочные породы; 3 — краевая приконтактовая группа; 4 — расслоенная серия; 5 — скрытая часть расслоенной серии; 6 — верхняя приконтактовая группа

Расслоенная серия в вертикальном разрезе расчленяется на три примерно равные по мощности зоны.

1. Нижняя зона (~800 м) характеризуется тонким ритмичным переслаиванием оливиновых и оливин-плагиоклазовых кумулатов с оливин-плагиоклаз-клинопироксеновыми (клинопироксены: авгит ± инвертированный пижонит), плагиоклаз-клинопироксеновыми и плагиоклазовыми. Интеркумулусный материал представлен главным образом магнетитом и ильменитом, а также редко кварцем и микропегматитом.

2. Средняя зона (~800 м) характеризуется практическим отсутствием кумулятивного оливина — здесь развиты преимущественно плагиоклаз-клинопироксеновые и плагиоклазовые кумулаты. В остальном характер пород сохраняется.

3. В верхней зоне (~500 м) расслоенность наиболее интенсивна в нижней части разреза, выше выражена слабее и вверху практически отсутствует. Примерно в 200 м выше подошвы зоны появляется кумулусный апатит, затем исчезает пижонит и единственным пироксеном пород становится ферроавгит; снова появляется кумулусный оливин, имеющий уже состав, близкий к фаялиту. Плагиоклаз в породах этой зоны отвечает андезину, и поэтому преобладающий тип пород назван авторами ферродиоритом (плагиоклаз — андезин + авгит ± оливин + магнетит + апатит). Изредка отмечаются прослои ультраосновного состава, представленные верлитами (кумулус — оливин + авгит + магнетит).

В пределах расслоенной серии наблюдается очень устойчивое систематическое изменение состава минералов снизу вверх по разрезу плагиоклаза — от Ap_{66} до Ap_{33} , оливина — от Fo_{67} до Fo_0 , клинопироксена — от $W_{42}En_{40}Fs_{18}$ до $W_{30}En_2Fs_{68}$.

Самая верхняя часть массива мощностью около 1000 м выделяется в качестве верхней краевой группы. Здесь развиты грубозернистые габбро, содержащие до 5—10% кварца и микропегматита. Преобладающей разновидностью пород являются габбро-

анортозиты. Так же как и в породах расслоенной серии, здесь наблюдается закономерное изменение состава главных породообразующих минералов, но имеющее обратное направление — основность плагиоклаза повышается снизу вверх, от подошвы к кровле, от Ap_{44} внизу до Ap_{69} вверху. Расслоенность в целом выражена слабо. В верхней части этой группы пород наблюдаются многочисленные ксенолиты гнейсов.

Между расслоенной серией и верхней краевой группой расположен своеобразный промежуточный слой, названный «сэндвичевым горизонтом», мощностью около 200 м. Он образован слоями фаялитового габбро, андезинита и своеобразного фаялито-геденбергитового гранофира — конечного продукта кристаллизации скергаардской магмы. Предполагается, что этот горизонт образовался в результате слияния растущей снизу расслоенной серии и растущей сверху краевой группы.

Боковая краевая группа окаймляет массив со всех сторон, образуя полосу шириной до 460 м. Самая внешняя ее часть, вдоль контактов с вмещающими гнейсами, образована тонкозернистыми габбро зоны закалки и имеет мощность около 4 м. Далее идет полоса практически нерасслоенных пород шириной около 60 м, получившая название «зоны покоя». Характерной особенностью габброидов этой зоны является перпендикулярная к контактам ориентировка кристаллов, свидетельствующая об отсутствии движений расплава в процессе формирования этих пород. Очевидно, что «зона» представляет собой зону транскристаллизации промысленных отливок. Далее по направлению к центру интрузива расслоенность «полосчатая область» боковой краевой группы. Расслоенность здесь ориентирована почти параллельно стенкам массива, имея своеобразный волнистый облик, очевидно, связанный с оползанием частично закристаллизованных пород. В пределах этой зоны по направлению к внутренним частям массива плагиоклазы становятся более кислыми, а пироксены — более железистыми. Мощность зоны возрастает снизу вверх по разрезу, причем в этом же направлении происходит дальнейшее понижение основности плагиоклаза и магнезиальности пироксенов пород ее внутренних участков. Таким образом, в пределах боковой краевой группы происходит как бы совмещение двух тенденций к падению температуры формирования пород — от периферии к центру, характерной для верхней краевой группы, и снизу вверх, характерной для расслоенной серии. Структурные наблюдения и данные по химизму минералов позволяют считать, что затвердевание краевой и центральной серии происходило независимо друг от друга, подчиняясь разным закономерностям.

Скаергаардский массив представляет собой один из крайне немногочисленных примеров расслоенных интрузивов с хорошо сохранившейся верхней частью разреза. В большинстве других интрузивов Британо-Арктической провинции (Белхелви, о-ва Рам, Скай, Малл и т. д.) сохранились только нижние части разрезов. Они образованы ритмичным переслаиванием дунитов (кумуляс —

Химизм исходных расплавов интрузивов основных и ультраосновных пород

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	49,70	46,97	48,57	48,42	51,16	52,15	50,72	51,11	51,02	50,25	52,03
TiO ₂	0,14	0,16	1,18	2,23	1,07	0,36	0,28	0,50	0,45	0,15	0,83
Al ₂ O ₃	18,77	15,96	17,40	14,63	13,68	15,37	17,05	16,99	17,76	19,64	15,80
Fe ₂ O ₃	1,57	3,45	1,33	2,93	1,18	1,25	1,07	0,66	0,26	1,04	2,96
FeO	6,33	6,02	8,52	12,01	9,17	7,01	5,93	9,57	9,94	4,49	6,27
MnO	0,09	0,12	0,16	0,18	0,18	0,17	0,12	0,35	0,15	0,10	0,22
MgO	10,14	16,65	8,70	5,83	9,79	10,58	11,28	7,59	7,76	10,67	8,97
CaO	11,78	9,86	11,50	10,07	11,33	10,92	10,29	11,14	10,54	12,02	8,18
Na ₂ O	1,71	0,87	2,39	3,30	1,81	1,88	1,99	1,91	1,88	1,56	2,54
K ₂ O	0,35	0,26	0,25	0,39	0,64	0,33	0,21	0,17	1,24	0,06	0,21
Ol	6,42	15,35	11,10	—	—	—	4,59	—	—	5,39	—
Hu	21,58	22,54	12,07	18,83	27,16	28,65	26,15	27,92	32,03	21,89	27,42
Di	10,46	9,33	9,90	20,47	19,82	17,53	11,50	14,99	10,02	9,98	7,81
Ap	42,66	39,09	40,26	22,60	27,83	33,03	37,41	37,22	39,33	45,59	31,49
Ab	14,68	7,95	20,96	26,25	14,20	16,50	16,97	16,35	15,83	12,94	22,13
Or	1,73	1,69	1,12	2,10	3,12	1,69	1,12	1,12	1,40	0,33	1,14
Qu	—	—	—	1,59	4,38	0,18	—	0,54	—	—	4,14
Mt	2,16	3,74	1,88	4,15	1,51	1,65	1,64	0,94	0,46	1,49	4,17
Il	0,31	0,30	2,69	4,01	1,98	0,77	0,62	0,92	0,92	0,30	1,57

Массивы: 1—2 — Златогорский, 3—4 — Скаергаардский, 5 — Маскоцкий, 6—7 — Мончендровский, 8 — Бушвельдский, 9—10 — Стиллуотерский, 11 — Лысогорский. Анализы пересчитаны на безводной основе; 1, 3, 5, 6, 8, 9, 11 — химизм эндоконтактовых зон; 2, 4, 7, 10 — средневзвешенные составы (данные по средневзвешенным составам Маскоцкого, Бушвельдского и Лысогорского массивов отсутствуют); по Л. Уэйджеру и В. Диру, К. Смиту и Г. Каппу, Г. Хессу, В. М. Иванову и автору.

оливин+хромшпинель) и троктолитов (оливин+плагноклаз ± хромшпинель) с габброидами типа наблюдаемых в нижней зоне Скаергаардского массива. Исходный расплав этих массивов, в том числе и Скаергаардского, отвечал оливиновому толенту (табл. 1), так что есть все основания думать, что в погребенной части последнего развиты такие же парагенезисы.

Из приведенного описания видно, что строение Скаергаардского массива полностью отвечает предложенной модели. Здесь прекрасно документируются как краевая серия с хорошо выраженной зоной транскристаллизации, так и центральная с наиболее низкотемпературными образованиями «сэндвичева горизонта» между расслоенной серией и верхней краевой группой. Хорошо устанавливается несогласие первичных текстур расслоенной серии и боковой краевой группы с возрастанием мощности последней снизу вверх по разрезу и наличие в ее пределах многочисленных следов движения кристаллизующегося материала.

С учетом данных по аналогичным интрузивам Британо-Арктической провинции последовательность смены парагенезисов кумулятивных фаз в разрезе этих массивов («нисходящий естественный ряд пород», по А. А. Полканову) выглядит следующим обра-

зом: $Ol + CrSp \rightarrow Ol + Pl \pm CrSp \rightarrow Pl + Ol + CPx \rightarrow Pl + CPx \rightarrow Pl \rightarrow Pl + CPx + TiMgt \pm Ol \pm Ap \rightarrow Pl + CPx + TiMgt + Ap + Or \rightarrow Pl + Or + Q + CPx$.

На территории СССР аналогичные по составу массивы развиты главным образом в Северном Прибайкалье (Довыренский и др.) и в пределах Станового хребта.

Златогорский массив. В современном денудационном срезе массив занимает площадь 65 км² и имеет округлую почти изометричную форму, усложненную апофизами габбро во вмещающие породы [25]. С востока и северо-востока плутон срезается позднекаледонской интрузией гранитов, уничтожившей не менее трети его, так что, вероятно, первоначальные размеры массива были около 100 км².

В строении Златогорского массива принимают участие разнообразные основные и ультраосновные породы от анортозитов и лейкократовых норитов до перидотитов и дунитов, связанные между собой переходными разновидностями. По вертикали массив четко разделяется на три дифференцированные зоны (верхнюю, среднюю и нижнюю), имеющие в свою очередь сложное строение.

На современном эрозионном срезе основную часть объема Златогорской интрузии составляет нижняя зона. Она состоит из двух дифференцированных подзон: а) верхней норитовой и б) нижней расслоенной. Норитовая подзона сложена однообразными среднезернистыми норитами и габбро-норитами (плагноклаз-ортопироксеновые и плагноклаз-двупироксеновые кумулаты) с единичными прослоями бронзититов. Расслоенная подзона представлена чередованием серпентинизированных амфиболитов дунитов (оливин-хромитовые кумулаты), меланократовых троктолитов (оливин-плагноклазовые кумулаты), норитов и габбро-норитов и иногда анортозитов (плагноклазовые кумулаты). В породах этой серии наблюдается минерализация медно-никелевых сульфидов и встречаются жилы и сегрегации пегматитов различного состава.

Общая мощность нижней зоны составляет 1 000—1 200 м, из них на долю расслоенной подзоны падает 300—400 м.

Как и нижняя, средняя зона асимметрична по разрезу. В ее верхней части устанавливаются крупнозернистые лейкократовые нориты и оливиновые нориты. Ниже расположена зона тонкого ритмичного переслаивания норитов, оливиновых норитов (оливин-ортопироксен-плагноклазовые кумулаты), троктолитов (по модальному составу часто отвечающих плагноклазовым перидотитам) и пойкилитовых гарцбургитов (оливин-хромитовые кумулаты). Нижележащая дунитовая линза представляет один из характерных элементов строения средней зоны Златогорского массива. Это огромное линзообразное тело мощностью в центральной части до 700 м, залегает между верхним и нижним горизонтом переслаивания и сложено серпентинизированными дунитами, местами с сингенетической вкрапленностью медно-никелевых сульфидов. В нижней части тела дунитов появляются в небольшом количестве пироксены и плагноклаз и порода переходит в троктолиты, или

плагноклазовые перидотиты, которые переслаиваются с подстилающими норитами и оливиновыми норитами. В дунитах наблюдаются согласные жилы хромитов, а также кварц-полевошпатовые пегматиты.

По своему строению средняя зона во многом сходна с расслоенной серией нижней зоны, отличаясь большей мощностью. Породы средней зоны характеризуются высокой основностью плагноклаза (Ap_{80-90}) и высоким содержанием магnezияльных миналов в оливине (Fa_{6-12}) и ортопироксене (Fs_{12-18}). Общая мощность зоны определяется в 1300—1500 м.

Верхняя зона состоит из среднезернистых габбро-норитов и подстилающего их горизонта меланократовых оливиновых габбро-норитов (оливин-плагноклаз-двупироксеновые кумулаты). Эти породы, слагающие самые высокие участки современной поверхности массива, в то же время характеризуют лишь нижнюю часть его верхней дифференцированной зоны, так как все вышележащие породы уничтожены эрозией. Мощность сохранившейся части — 150—200 м. Вдоль контакта с вмещающими породами повсеместно развиты мелкозернистые габбро и габбро-нориты краевой группы. От контакта массива к центру эти породы постепенно переходят в образования расслоенной подзоны нижней зоны, причем последовательность смены пород здесь обратная по сравнению с наблюдаемой в разрезе зоны: от габброидов через троктолиты к оливинитам. В контакте с породами рамы в мелкозернистых габброидах наблюдаются маломощные линзовидные инъекции кварц-полевошпатового состава. Общая мощность эндоконтактных габброидов колеблется от 100 до 600 м. Вмещающие породы в зоне шириной до 100 м подвергаются ороговикованию.

Как видно из рис. 9, химизм минералов меняется по разрезу интрузива по довольно сложному закону. Наиболее высокотемпературные разновидности минералов наблюдаются в пределах расслоенной серии нижней зоны и слагают среднюю зону интрузива. Верхняя половина нижней зоны и верхняя зона массива образованы минералами, обогащенными более низкотемпературными миналами. Таким образом, скрытая расслоенность Златогорского плутона имеет ритмичный характер.

В разрезе зон и отдельных ритмов наблюдается следующая последовательность смены пород: дуниты (кумулус—оливин+шпинель)→троктолиты (оливин+плагноклаз±шпинель)→оливиновые нориты или плагноклазовые гарцбургиты (оливин+бронзит+плагноклаз)→нориты (бронзит+плагноклаз)→габбро-нориты (плагноклаз+бронзит+авгит±оливин). Дальнейшее продолжение ряда в Златогорском массиве неизвестно, поскольку его верхняя часть уничтожена эрозией. Наряду с этими главными парагенезисами иногда отмечаются пироксениты (бронзититы, реже—вебстериты), и в одном случае был встречен гарцбургит (оливин+бронзит). Однако эти породы встречаются спорадически и не входят в состав типичных разновидностей.

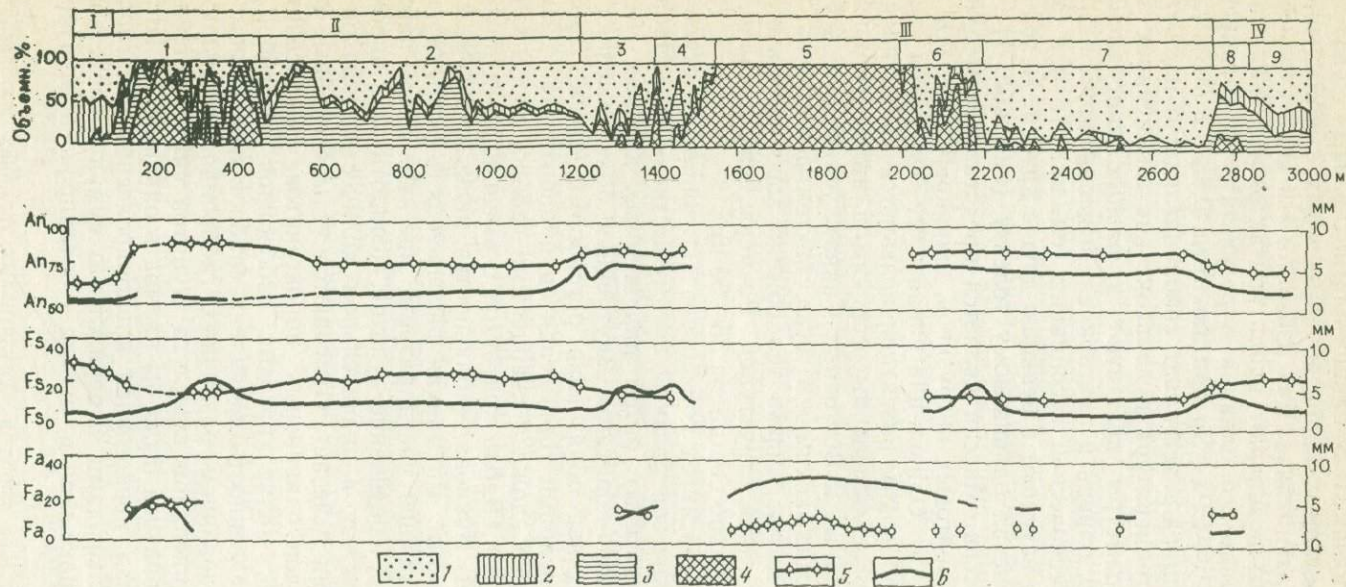


Рис. 9. Сводный геологический разрез Златогорского массива.

Зоны: I — нижняя краевая группа; II — нижняя: расчлененная подзона (1), норитовая подзона (2); III — средняя: лейкократовые нориты (3), нижний горизонт переслаивания (4), 5 — дуниты, 6 — верхний горизонт переслаивания, 7 — лейкократовые нориты и оливиновые нориты; IV — верхняя: оливиновые габбро-нориты (8), габбро-нориты (9); 1 — плагиоклаз; 2 — клинопироксен; 3 — ортопироксен; 4 — оливин; 5 — состав минералов с пределами колебаний зональности; 6 — средний размер зерен

Характерной особенностью оливин-плагноклазовых кумулатов является наличие венцовых пироксен-шпинелевых структур вдоль границ оливина и плагноклаза. Как известно, эти концентрически-зональные структуры возникают вдоль контактов основного плагноклаза и магнезиального оливина в результате субсолидусной реакции $O1 + Pl \rightarrow Op_x + Cp_x + Sp$ при давлении $0,8 \pm 0,2$ МПа [26]. Развитие этой реакции представляет собой наглядную иллюстрацию к тезису, что температура и давление как интенсивные термодинамические параметры действуют в разных направлениях [23]. Действительно, оливин и плагноклаз, выделяющиеся из расплава в качестве равновесной ассоциации (см. ниже), при дальнейшем охлаждении вступают в реакцию друг с другом. Исходный расплав массива отвечал оливиновому толеиту (см. табл. 1).

Лысогорский массив. Массив является представителем дунит-пироксенит-габбро-норитовых интрузивов, широко развитых в Алтае-Саянской области. Оливин-плагноклазовые кумулаты здесь проявлены слабо и широким развитием пользуется клинопироксен [29]. Интрузивы представлены лысогорским и нижнедербинским комплексами в Западных и Восточных Саянах, усинским — в Кузнецком Алатау, мажалькским — в Туве, бехтемирским — на Салаире и в Горном Алтае. Форма тел обычно воронкообразная с чашеобразной внутренней структурой. Размеры, как правило, не превышают 65 км, обычно составляя 35—50 км².

Лысогорский массив имеет концентрически-зональное строение. Вдоль периферических зон развиты преимущественно ультрабазиты (дуниты и перидотиты), затем пироксениты, которые сменяются габбро- и габбро-норитами. Внутренняя более высокая по разрезу часть интрузива образована роговообманковыми габбро с линзовидными прослоями горнблендитов и анортозитов. Самая верхняя часть массива сложена кварцевыми габбро, диоритами и кварцевыми диоритами. Вдоль контактов с вмещающими породами, по данным В. М. Иванова, наблюдаются мелкозернистые габброиды краевой группы. Ритмичная расслоенность особенно широко проявлена в нижней части разреза массива. Здесь наблюдается закономерное чередование дунитов, перидотитов и пироксенитов. Выше по разрезу в значительном количестве появляется плагноклаз, а оливин исчезает. Отмечаются четырехслойные ритмы, включающие слои оливиновых пироксенитов, пироксенитов, габбро-пироксенитов, меланократовых габброидов и габбро. В верхних частях расслоенность проявлена слабо и в основном характеризуется чередованием различных габброидов и диоритов.

Единственным минералом кумулуса¹ дунитов является оливин, так что породу правильней было бы называть оливинитом. Интеркумулясный материал представлен клинопироксеном, плагноклазом, магнетитом, сульфидами. В перидотитах кумулус представлен оливином, клинопироксеном и иногда — ортопироксеном. Пирок-

¹ Интерпретация состава пород в кумулятивных терминах выполнена автором.

сениты образованы или одним клинопироксеном (диопсидом), или двумя пироксенами (+ ортопироксен: энстатит — бронзит). Третьим кумулюсным минералом может являться оливин, и тогда порода представляет собой разновидность лерцолита с невысоким содержанием оливина.

Преобладающей разновидностью основных пород являются габбро-нориты (кумулус — плагиоклаз + ортопироксен + клинопироксен, интеркумулус — зелено-бурая роговая обманка). Более редкие разновидности пород представлены оливиновыми габбро-норитами (оливин + плагиоклаз + клинопироксен + ортопироксен), троктолитами (оливин + плагиоклаз). В габброидах верхних частей разреза в качестве минералов кумулуса, по-видимому, появляются также зелено-бурая роговая обманка и кварц. Диориты отличаются от таких габброидов только основностью плагиоклаза (№ 35—50).

По мере перехода от ультрабазитов к базитам и далее к диоритам отчетливо наблюдается изменение состава породообразующих минералов. Так, оливин изменяется от Fo_{100} в некоторых дунитах до Fo_{14} в габбро-норитах, а ортопироксен — от En_{100} в лерцолитах до En_{12} в габбро-норитах. Состав клинопироксена колеблется от чистого диопсида в верлитах до диопсид-салита в габбро-норитах, роговая обманка — от существенно магниальной в перидотитах до разновидностей с 40 % магниального компонента в габбро-норитах. Основность плагиоклаза меняется от An_{100} в нижних частях разреза до An_{33} в диоритах апикальной части плутона. Эти изменения прослеживаются не только в разрезе всего массива, но даже в пределах ритмов. Исходный расплав массива отвечал кварцевому толеиту (см. табл. 1).

Масковский массив. Массив расположен в северо-западной части Канадского щита, где прорывает глубокометаморфизованные образования нижнего протерозоя. Он был обнаружен в 1956 г., и главные результаты его исследования изложены в работах К. Смита и Г. Капла, а также Д. Чемберлена.

Интрузив характеризуется дайкообразной в плане формой с воронкообразным поперечным сечением, длина его достигает 65 км, максимальная ширина — 11 км.

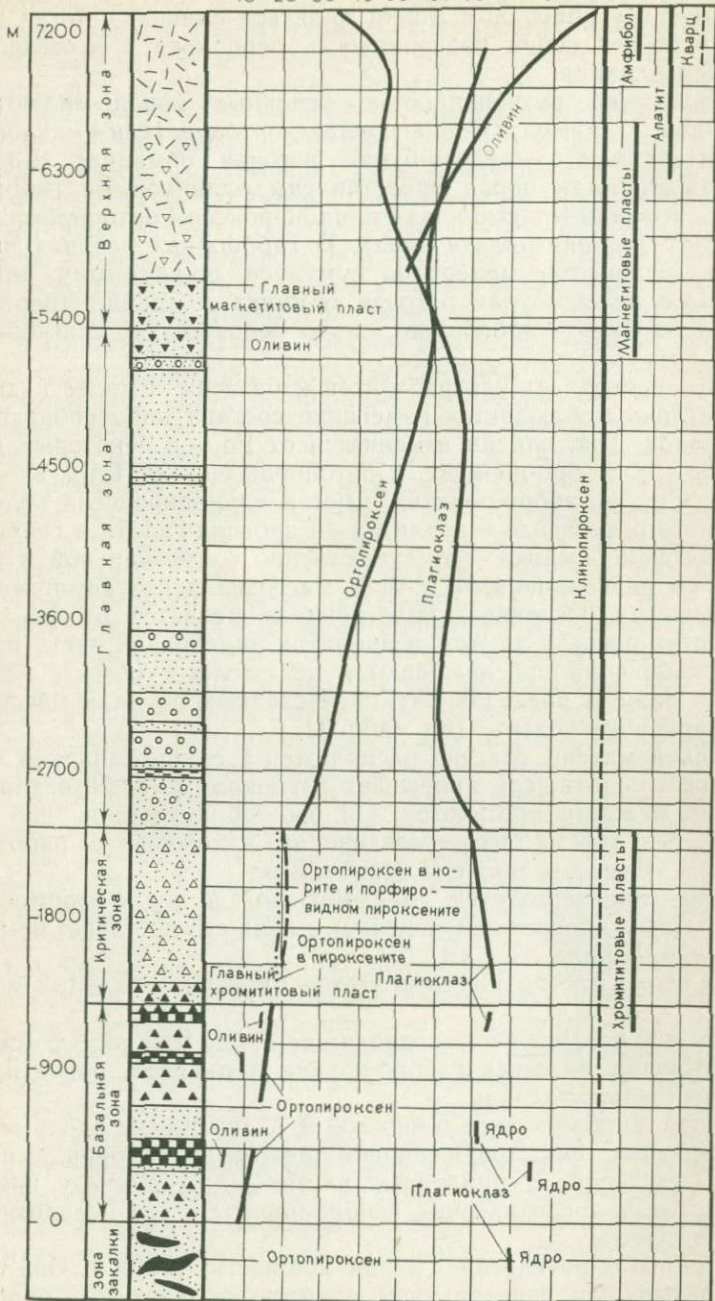
По К. Смигу, массив подразделяется на четыре главные единицы.

1. Близкая к вертикальной подводящая дайка мощностью 150—600 м, состоящая из слоев габбро-норита и пикрита, ориентированных параллельно стенкам.

2. Краевая зона мощностью 60—850 м расположена вдоль контактов интрузива. Образована преимущественно габброидами с массивной текстурой. В придонных частях массива снизу вверх тонкозернистые эндоконтактные габбро-нориты через перидотиты переходят в дуниты.

3. Центральная расслоенная серия мощностью 2 000 м. Она образована ритмичным чередованием дунитов, перидотитов, пироксенитов: вебстеритов и клинопироксенитов, иногда — бронзититов,

10 20 30 40 50 60 70 80 90 100



а также габбро, оливиновых габбро, габбро-норитов и анортозитов. Все эти породы представляют собой кумулаты, состоящие из оливина и клинопироксена в нижних частях разреза, из оливина, хромита и ортопироксена — в средних и оливина, авгита и основного плагиоклаза — в верхних. Расслоенность затухает в краевых частях интрузии.

4. Верхняя краевая зона мощностью 80 м сложена габбро с интерстициальным микропегматитом, переходящим в гранофир. Здесь в значительных количествах отмечаются магнетит и ильменит.

Представляют значительный интерес закономерности распределения в массиве сульфидов, изученные Дж. Чемберленом [43]. Согласно его данным, сульфиды во всех случаях являются составной частью интерстициального материала. При этом наблюдается вполне определенная зависимость состава сульфидной фазы от положения в разрезе массива. Эта особенность сульфидной минерализации будет рассмотрена ниже, при обсуждении проблемы ликвации. Исходный расплав массива отвечал кварцевому толенту (см. табл. 1).

Бушвельдский массив. Бушвельдский массив площадью около 29 000 км² располагается в центре Южно-Африканского щита, прерывая образование нижнего протерозоя. Секущие его «красные бушвельдские граниты» по изохронному Rb—Sr методу датируются 1950 ± 150 млн. лет.

Массив систематически изучается уже свыше 70 лет, в результате чего накоплен огромный фактический материал, обобщенный Р. Дэли, А. Холлом, Н. Вагнером, Г. Хессом, Е. Камероном, Л. Уэйджером.

Массив имеет близкую к воронкообразной форму с чашеобразной внутренней структурой. В массиве, кроме пород краевой группы, относящихся к закаленной оторочке массива, выделяются четыре зоны (серии): Базальная, Критическая, Главная и Верхняя (рис. 10).

Краевая группа образована главным образом тонкозернистыми норитами. Снизу вверх они постепенно сменяются бронзитами, а потом — гарцбургитами. Мощность пород этой группы составляет около 120 м. Сходные разновидности пород характерны и для силлов подошвы интрузии, представляющих собой боковые ответвления массива.

Базальная серия имеет мощность от 600 м в западной части массива и до 1500 м — в восточной. Она образована ритмичным

Рис. 10. Сводный геологический разрез Бушвельдского интрузива. По Дж. Уиллемзу

1 — мелкозернистые нориты с линзами кварцитов; 2 — полевошпатовый бронзитит; 3 — нориты и габбро-нориты; 4 — гарцбургиты; 5 — бронзититы; 6 — переслаивание бронзититов, норитов, анортозитов; 7 — переслаивание норитов и анортозитов; 8 — анортозиты; 9 — габбро, анортозиты, иногда троктолиты; 10 — ферродиориты, иногда троктолиты и анортозиты; 11 — ферродиориты

чередованием дунитов, гарцбургитов и бронзититов с преимущественным развитием бронзититов, особенно в верхних частях разреза зоны (серии). Наряду с этими породами повсеместно отмечаются маломощные прослои хромититов. Минералами кумулуса в дунитах являются оливин и хромшпинелид, интеркумулулус представлен бронзитом и хромдиопсидом, основным плагиоклазом, сульфидами. В гарцбургитах кумулулус составляют оливин+бронзит±хромшпинелид, а в бронзититах — один бронзит. В хромититах кумулулус также представлен только одним минералом — хромшпинелидом.

Критическая серия характеризуется наиболее четкой тонкой расслоенностью по сравнению с другими зонами массива. Она имеет мощность около 1000 м. Основанием зоны служит «главный хромитовый слой» (нижний пласт Стелпорт). Поразительной особенностью зоны является ее выдержанность на всей площади Бушвельдского массива, особенно верхних частей, включая «риф Меренского» — слой мощностью 1—5 м.

Среди кумулятивных минералов, присутствующих в породах серии, выделяются хромит и бронзит. Примерно в 30—60 м выше основания серии в породах появляется кумулятивный плагиоклаз, а около 300 м — авгит.

В целом Критическая зона характеризуется ритмичным чередованием гарцбургитов, бронзититов, норитов, габбро-норитов, анортозитов и хромититов.

Главная зона — наиболее крупная единица массива. Она имеет мощность от 3000 м в западной части до 5000 м — в восточной. В отличие от предыдущих зон тонкая ритмичная расслоенность здесь проявлена слабо. Породы в общем представлены габбро-норитами и анортозитами, в которых минералами кумулула являются главным образом плагиоклаза, а также авгит и ортопироксен (или инвертированный пижонит). Кумулятивный пижонит сменяет ортопироксен приблизительно в средней части разреза зоны.

Верхняя зона имеет мощность около 1500 м. В основании зоны залегают горизонт, в котором впервые появляется значительное количество кумулятивного титаномагнетита, образующего слои мономинеральных пород мощностью 0,3—1,8 м. Преобладающей разновидностью пород зоны являются феррогаббро (ферродиориты). Основные кумулятивные минералы — плагиоклаз ряда андезина, орто- и клинопироксены, а также титаномагнетит, оливин и апатит. Интеркумулулусный материал образован кварцем, щелочным полевым шпатом, роговой обманкой и биотитом. Железистый оливин появляется в 300 м выше основания верхней зоны, а в 750 м в качестве важной кумулятивной фазы (до 5 %) развивается апатит. В верхних 120—150 м разреза зоны присутствуют кварц (7—10 %) и микропегматит (3—5 %), а ортопироксен (инвертированный пижонит) исчезает.

По мнению большинства исследователей, ферродиориты представляют собой продукт кристаллизации остаточной магмы Буш-

вельдского массива. Природа мощной толщи фельзитов, перекрывающих ферродиориты районов Ботасберг и Гутес-Хоогт, дискуссионна — одни исследователи считают их продуктами плавления кровли [34, 44], а другие полагают, что они, как и красные бушвельдские граниты, являются более поздними образованиями, срезающими самые верхние горизонты Бушвельдского массива.

Общая мощность интрузива оценивается в 8—9 км. Состав его исходного расплава отвечал толеитовому базальту (см. табл. 1).

В породах массива повсеместно наблюдается убогая сульфидная вкрапленность. Как и в случае Маскокского интрузива, состав интерстициальных сульфидов обнаруживает сильную зависимость от состава кумулятивных фаз породы-хозяйина [49].

Стиллуотерский массив. Массив Стиллуотер (США) представляет собой линзообразное тело длиной 48 км, круто, под углом 70—80°, падающее на северо-запад. В результате изучения обнаженной части интрузива было установлено, что он кристаллизовался в форме горизонтально залегающего тела и современное крутое залегание расслоенности возникло в результате наложенных тектонических движений.

Основные сведения по геологии и петрологии интрузива содержатся в работах Г. Хесса [44], Э. Джексона [46], а также Л. Уэйджера и Г. Брауна [34]. По данным этих исследователей, в вертикальном разрезе массива выделяется целый ряд зон, сложенных преимущественно какой-либо одной главной разновидностью пород.

Вдоль контакта с породами подошвы массива развита Базальная зона, представленная в эндоконтакте мелкозернистыми габбро-норитами и норитами. Снизу вверх они сменяются более крупнозернистыми бронзититами и выше переходят в гарцбургиты. Мощность зоны ~ 165 м.

Выше располагается Ультрамафическая зона мощностью около 1050 м. Нижние две трети разреза зоны образованы ритмичным чередованием дунитов, хромититов, гарцбургитов и бронзититов. В породах обычно отмечается убогая вкрапленность медно-никелевых сульфидов. Петрографические породы зоны являются полными аналогами пород Базальной зоны Бушвельда.

Верхняя граница зоны определяется появлением кумулятивного плагиоклаза, который совместно с ортопироксеном образует следующую Норитовую, или полосчатую, зону мощностью около 810 м. В этой зоне также хорошо развита ритмичная расслоенность, образованная чередованием слоев бронзитовых, бронзит-плагиоклазовых и плагиоклазовых кумулятов. Оливин и хромит здесь отсутствуют, а клинопироксен и кварц наблюдаются только в качестве интеркумулусного материала. Повсеместно отмечается редкая сульфидная вкрапленность (пирротин, халькопирит).

Появление клинопироксена в качестве минерала кумулула характеризует зону Нижнего габбро мощностью 660 м. Преобладают двупироксен-плагиоклазовые кумулаты. Интеркумулусный материал здесь представлен кварцем, титаномагнетитом, сульфидами.

Породы зоны также ритмически расслоены, однако ввиду плохой обнаженности характер ритмичности не изучался.

Анортозитовая зона имеет мощность около 1900 м. Здесь наблюдаются три мощных слоя (по 400—450 м), в которых единственным минералом кумулуса является плагиоклаз. Между ними располагаются два прослоя габбро, в которых в качестве осажденных фаз появляются орто- и клинопироксены. Интеркумулусный материал представлен кварцем, апатитом, титаномагнетитом. В основании зоны залегают троктолиты.

Верхняя габбровая зона мощностью 640 м образована чередованием мощных слоев лейкократовых габбро-норитов с маломощными прослоями анортозитов.

Дальнейший разрез интрузива перекрыт палеозойскими породами и в настоящее время неизвестен. Так же как и в других массивах, здесь хорошо выражена скрытая расслоенность [4]. Общая мощность обнаженной части массива достигает 6000 м. Предполагается, что первоначальная мощность массива была не менее 8000 м. Исходный расплав — толеитовый базальт (см. табл. 1).

На территории СССР наиболее близким аналогом массивов типа Бушвельдского и Стиллуотерского являются массивы Мончегундровский и Панских-Федоровых тундр на Кольском полуострове.

Дубровский и Чкаловский массивы. Весьма своеобразной разновидностью массивов основных и ультраосновных пород являются Дубровский и Чкаловский массивы в Северном Казахстане. Эти массивы почти полностью погребены под рыхлыми отложениями мезо-кайнозоя и были обнаружены только в начале 60-х годов при разбуривании аэромагнитных аномалий, поэтому об их строении и вещественном составе можно судить главным образом только по керну скважин. Однако, несмотря на ограниченность геологического материала, эти массивы представляют исключительный интерес как возможные интрузивные аналоги спилитов, впервые обнаруженные в виде крупных массивов.

Указанные интрузивы располагаются в краевых частях древней Кокчетавской глыбы — крупного срединного массива каледонской геосинклинали, сложенного глубокометаморфизованными докембрийскими образованиями. Их внедрение связывается с отраженной активизацией Кокчетавской глыбы на начальных этапах развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали [23].

Наиболее изучен Дубровский интрузив, расположенный на западной окраине Кокчетавской глыбы. Он прорывает толщу измененных диабазовых порфиритов и их туфов, условно относимых к верхнему протерозою — нижнему кембрию. Массив имеет синклиналеподобную форму, погружаясь под умеренными углами в северо-западном направлении. В его нижней части преобладают перидотиты (верлиты), которые путем тонкого ритмичного переслаивания сменяются клинопироксенитами. Примерно в средней части разреза появляются маломощные прослои альбитизированных

(спилитовых) габбро, количество которых в целом возрастает снизу вверх. В придонной части массива наблюдается переход от верлитов через пироксениты к сильно измененным мелкозернистым эндоконтактовым габброидам, очевидно, представляющим собой зону закалки. В средних и особенно верхних частях разреза интрузива преобладают альбитизированные габбро, в том числе роговообманковые, переслаивающиеся с клинопироксенитами. Мощность интрузива, по-видимому, не менее 2—3 км.

Для Дубровского массива весьма характерно наличие тонкого ритмичного переслаивания пород. Мощность ритмов варьирует от 1 до 8, границы между ними резкие, внутри часто наблюдаются постепенные переходы. Характерна следующая эволюция ритмичной расслоенности. Нижние части разреза образованы чередованием перидотитов и пироксенитов, к которым присоединяются альбитизированные габбро. Для верхних частей интрузива типично чередование клинопироксенитов, альбитизированных габбро и альбитизированных роговообманковых габбро, иногда с прослоями горнблендитов. В отличие от перидотитов и пироксенитов, представляющих собой равномернозернистые среднезернистые породы, для габброидов характерна весьма неравномернозернистая структура, часто с элементами пегматоидной — длина отдельных кристаллов достигает 3—4 см.

Петрографическое изучение пород показало наличие в них четко выраженных кумулятивных структур. В перидотитах минералами кумулуса являются оливин Fo_{15-20} , но чаще — оливин и розоватый титан-авгит. Интеркумулус образован коричневой или красно-коричневой (баркевикитовой) роговой обманкой и красно-коричневым биотитом, альбитизированным плагиоклазом, а также сульфидами — главным образом халькопиритом и пирротинном. При увеличении количества интерстициальной роговой обманки и биотита породы переходят в шрисгеймиты, реже — в кортландиты. Оливин обычно серпентинизирован, а биотит — хлоритизирован. Клинопироксен и роговая обманка подвержены изменениям в меньшей степени, замещаясь волокнистым актинолитом и хлоритом.

В пироксенитах кумулятивной фазой является титан-авгит, а в составе интеркумулуса наряду с перечисленными минералами иногда появляются апатит и титаномагнетит. В спилитовых габбро кумулус представлен альбитизированным плагиоклазом, титан-авгитом, апатитом и иногда титаномагнетитом и ильменитом. Для плагиоклаза характерны лейстовидная форма и наличие большого количества мелких выделений эпидота и карбоната. Титаномагнетит обычно разлагается с образованием сагенитовой решетки, образованной игольчатыми кристаллами рутила, и появлением мелких зерен сфена. В значительных количествах появляются новообразованные кристаллы пирита, часто ассоциирующегося с халькопиритом.

В роговообманковых габбро наряду с альбитизированным плагиоклазом и апатитом кумулятивной фазой становится баркеви-

китовая роговая обманка. Иногда в качестве кумулятивных фаз здесь отмечаются титан-авгит и даже биотит. Недостаточно ясным в этом ряду представляется положение горнблендитов (баркевикитовая роговая обманка+апатит) и роговообманковых пироксенитов (баркевикитовая роговая обманка+титан-авгит+апатит), приуроченных к верхней части разреза интрузива.

Для массива характерен широко развитый жильный комплекс — многочисленные тела альбитизированных (спилитовых) микрогаббро с габбро-офитовой структурой, спессартитов, керсантитов, а также карбонатные, кварц-карбонатные, кварц-альбитовые, кварцевые, хлоритовые и другие жилы.

Чкаловский массив расположен на другом, северо-восточном, окончании Кокчетавской глыбы. Так же, как и Дубровский, он полностью перекрыт рыхлыми отложениями мезо-кайнозоя. Интрузив представляет собой вытянутое в субширотном направлении неправильно-линзообразное тело площадью около 25 км², залегающее среди глубокометаморфизованных образований докембрия. Судя по данным буровых скважин, преобладающими разновидностями пород здесь являются ультрамафиты и в резкоподчиненном количестве, главным образом в придонной эндоконтактной зоне, наблюдаются габброиды. Такое строение массива позволило высказать предположение о его глубоком эрозионном срезе, в результате чего сохранилась лишь самая нижняя часть первоначального разреза.

Наблюдаемые в пределах Чкаловского массива разновидности пород в целом аналогичны дубровским — это оливковые, оливин-клинопироксеновые, клинопироксеновые, плагиоклаз-клинопироксеновые и плагиоклаз-роговообманковые и роговообманковые кумулаты. Роговая обманка — баркевикитовая, красно-коричневая, пироксен-титан-авгит. В отличие от Дубровского массива апатит в габброидах представлен в меньшем количестве, обычно является интеркумулусной фазой. Плагиоклаз габброидов, как правило, альбитизирован, однако здесь местами сохранились мелкие реликты первичного плагиоклаза — лабрадора An₆₀₋₆₅.

Подводя итог характеристике массивов, следует подчеркнуть ряд их важных специфических особенностей. Это почти полная альбитизация плагиоклаза габброидов, сопровождаемая актинолитизацией и хлоритизацией темноцветных минералов, а также сильной карбонатизацией пород массивов и вмещающих их образований. Характерно при этом практическое сохранение первичномагматических структур и текстур. Как известно, именно такой характер изменений характерен для спилитов — альбитизированных базальтов ранних стадий развития подвижных областей [50]. Об этом же свидетельствуют результаты химических анализов пород, приведенных в табл. 2.

Как видно из табл. 2, исходный расплав массивов отвечал субщелочному базальту. Это подтверждается результатами изучения геохимических особенностей пород, для которых характерны повышенные содержания таких элементов, как Ti, P, V, Cu, Sc, Zr, от-

Химизм некоторых разновидностей пород Дубровского и Чкаловского массивов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	44,77	44,90	39,72	37,62	47,00	45,59	49,65
TiO ₂	0,85	3,32	0,48	0,84	2,00	2,54	1,57
Al ₂ O ₃	4,27	16,39	2,92	4,46	17,06	12,55	16,00
Fe ₂ O ₃	4,00	6,17	7,52	12,48	3,04	4,54	3,85
FeO	5,39	6,70	6,05	5,11	6,91	6,36	6,08
MnO	0,08	0,12	0,15	0,19	0,14	0,11	0,15
MgO	19,72	5,25	27,20	24,66	5,50	10,06	5,10
CaO	16,20	8,76	9,86	5,78	12,30	11,24	6,62
Na ₂ O	0,30	4,52	0,13	0,20	3,31	3,12	4,29
K ₂ O	0,13	1,00	0,05	0,17	0,34	0,72	1,28
P ₂ O ₅	He опр.	0,30	He опр.	He опр.	He опр.	0,20	0,26
Cr ₂ O ₃	0,19	—	—	—	—	—	—
NiO	0,17	—	—	—	—	—	—
CoO	0,006	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	1,63
H ₂ O ₁₀₅	0,51	0,20	0,26	0,52	0,24	—	—
П. п. п.	3,84	2,18	6,18	8,06	2,76	2,77	3,49
Сумма	100,06	99,87	100,52	100,49	100,60	100,00	100,0

Массивы: 1—2 — Дубровский, 3—5 — Чкаловский (1 — слабо серпентинизированный верлит, 2 — спилитовое габбро, 3 — серпентинизированный верлит, 4 — серпентинизированный шриггеймит, 5 — слабо спилитизированное метагаббро из эндоконтакта Чкаловского массива; 6 — предполагаемый исходный расплав Дубровского массива; 7 — средний спилит [54]. Анализы выполнены (в скобках — номера образцов): 1 (1880), 2 (1912) — в химлаборатории ВСЕГЕИ, аналитик Ж. Ф. Константинови; 3 (1562), 4 (1625), 5 (1618) — в химической лаборатории ИГД АН СССР, аналитик С. Н. Васильева.

мечающиеся во всех без исключения разновидностях пород. Ультрамафиты отличаются повышенными концентрациями Cr, Ni и Co. Габброиды характеризуются высокими содержаниями P, Y, Ba, Ga, V, Sr, Ve и Zr, в 2—4 раза превышающими кларковые для базитов, что специфично для продуктов кристаллизации субщелочных базальтоидов.

Щелочно-габбровые интрузивы

Наиболее изученными примерами расслоенных интрузивов основных и щелочных пород являются докембрийские массивы Гремяха-Вырмес и Елетьозерский, расположенные в восточной части Балтийского щита.

Гремяха-Вырмесский массив. Среднепротерозойский массив Гремяха-Вырмес находится в северо-западной части Кольского полуострова среди глубокометаморфизованных образований кольской серии архея. Согласно А. А. Полканову и др. [28], массив образован тремя «комплекс-плутонами»: 1) перидотитов-пироксенит-габбро-анортозитов и акерит-пуласкитов; 2) нефелиновых сие-

нит-ювитов-ийолитов и 3) щелочных сиенитов — щелочных гранитов. Однако включение последнего комплекса пород в состав массива дискуссионно. По мнению А. А. Кухаренко, подтвержденному наблюдениями автора [38], эти породы принадлежат к самостоятельной формации щелочных гранитов субплатформенного этапа, широко проявленной на территории Кольского полуострова. Поэтому под массивом Гремяха-Вырмес в дальнейшем изложении будут пониматься только два первых «комплекс-плутона» суммарной площадью около 60 км².

Породы первого «комплекса» (90 % площади массива) образуют линзообразное тело, вытянутое в меридиональном направлении, с падением расчлененности на запад — юго-запад под углами 40—60°.

Вдоль лежачего бока интрузива в контакте с архейскими гнейсами отмечается полоса эндоконтактовых габброндов мощностью от нескольких десятков метров до 600 м (рис. 11). Внешняя часть этой полосы образована мелкозернистыми габбро и габбро-норитами, которые снизу вверх постепенно сменяются крупно- и гигантозернистыми разновидностями.

Между мелко- и крупнозернистыми породами часто наблюдаются прослои оруденелых габбро и оливиновых габбро с обильной вкрапленностью титаномагнетита, а также отдельные прослои пироксенитов и троктолитов.

Выше эндоконтактной зоны развита расчлененная серия, образованная ритмичным чередованием оливинитов, перидотитов (верлитов), клинопироксенитов, оливиновых габбро, габбро, анокситов и акеритов, переслаивающихся в указанном порядке. Мощность отдельных прослоев колеблется от нескольких сантиметров до

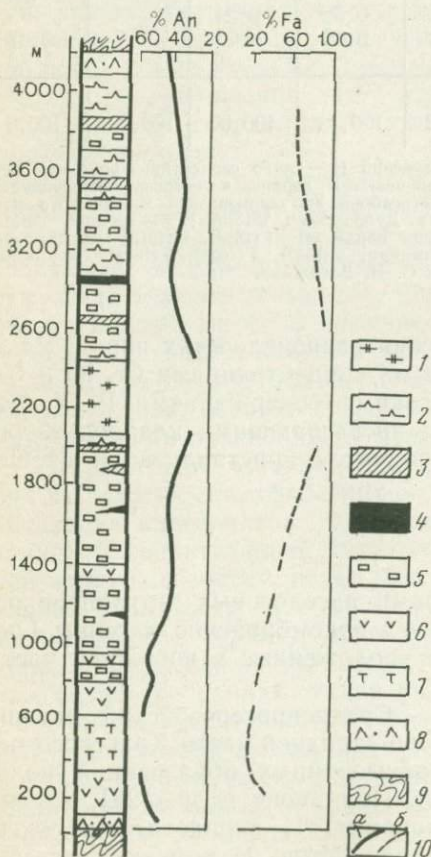


Рис. 11. Генерализованный разрез массива Гремяха-Вырмес:

1 — нефелиновые сиениты; 2 — щелочные габброиды (акериты, пуласкиты); 3 — прослои, обогащенные титаномагнетитом; 4 — титаномагнетитовые прослои; 5 — габбро-анортозиты; 6 — габбро и оливиновые габбро; 7 — перидотиты, пироксениты; 8 — эндоконтактовые габброиды; 9 — вмещающие породы; 10 — вариации составовкумулятивных плагиоклаза (а) и оливина (б)

метров и десятков метров. Преобладающей разновидностью пород восточной части массива являются габбро и анортозиты, на долю которых приходится две трети разреза этой части интрузива. В нижней части разреза преобладают ультраосновные породы (оливиниты, верлиты), а в верхней появляются олигоклазовые габбро и акериты с прослоями гортонолитовых перидотитов. Среди габброидов района восточнее оз. Вырмес отмечаются прослои щелочных пород (щелочные пироксениты, мельтейгиты, ийолитуртиты).

Породы массива имеют типичные кумулятивные структуры. В оливинитах единственным минералом кумулула является оливин, а интерстициальный материал представлен пироксеном, плагиоклазом, керсутитом и титаномагнетитом (+пирротин). В перидотитах помимо оливина к минералам кумулула относится титан-авгит, а интеркумулус образован плагиоклазом, керсутитом, апатитом и рудным минералом. Плагиоклаз (№ 40—56) в качестве минерала кумулула впервые появляется только в оливиновых габбро. В этих породах содержится максимальное количество кумулульных фаз (4), а в дальнейшем их количество уменьшается до трех (плагиоклаз, титан-авгит и апатит) в габбро и до одного-двух в габбро-анортозитах (плагиоклаз № 40—50±апатит). Интерстициальный материал в последнем случае представлен клинопироксеном, керсутитом и титаномагнетитом. В акеритах минералами кумулула являются титан-авгит, антипертитовый олигоклаз (№ 12—22), титаномагнетит, апатит и иногда оливин ряда гортонолита. Интерстициальный материал представлен ортоклазом и керсутитом. Промежуточную разновидность между акеритами и габброидами представляют олигоклазовые габбро (плагиоклаз № 10—22, редко до 38).

Существенной особенностью оливинсодержащих пород ультраосновного и основного состава является появление пироксен-шпинелевых венцовых структур вдоль контакта оливина и плагиоклаза, что, как указывалось выше, свидетельствует о формировании массива при давлении выше 0,6 МПа.

В западной части массива сохраняется ритмический характер переслаивания тех же разновидностей пород, к которым добавляются пуласкиты (кумулус — ортоклаз, плагиоклаз № 8—12, эгирин — диопсид, титаномагнетит; интеркумулус — апатит, биотит, щелочной амфибол, иногда нефелин). Преобладающей разновидностью пород здесь являются олигоклазовые габброиды и акериты; ультрабазиты (гортонолититы, перидотиты, пироксениты) составляют около 4% общего объема и приурочены к всяческому боку интрузии. Для пород характерна низкая основность плагиоклаза (обычно олигоклаз) и высокая железистость темноцветных минералов. В всячем боку интрузива устанавливается маломощная зона мелкозернистых эндоконтактовых габброидов.

Общая мощность массива составляет около 5 000 м.

Так же как и для других расслоенных интрузивов, для массива Гремяха-Вырмес характерно закономерное изменение химиз-

ма минералов снизу вверх по разрезу. Особенно четко эта закономерность прослеживается на примере оливина. Так, состав оливина снизу вверх по разрезу меняется от Fa_{18-30} до Fa_{55-90} , причем это изменение происходит с темпом 4—5% FeSiO_3 на каждые 50 м разреза. Параллельно снижается основность плагиоклаза, который в верхних частях разреза представлен почти исключительно олигоклазом. Характер изменения состава минералов по разрезу в западной части плутона специально не изучался, но, судя по единичным наблюдениям автора, железистость оливина здесь возрастает с запада на восток, т. е. в обратном направлении по сравнению с восточной частью массива.

Щелочные породы локализованы главным образом в центральной части массива, образуя, по мнению предшествующих исследователей, самостоятельный более поздний «комплекс-плутон» [19, 28]. В современном эрозионном срезе щелочные породы наблюдаются на площади около 5 см². В связи с очень плохой обнаженностью структура этого участка изучена слабо.

Комплекс нефелиновых пород, так же как и предыдущий, характеризуется широким развитием расслоенных текстур. Близ контакта с габброидами устанавливается переслаивание меланократовых акеритов и мельтейгитов — якупирангитов (кумулус — эгирин — диопсид, титаномагнетит, нефелин) и ювитов (нефелин ± щелочной полевой шпат). В центральной части серии щелочных пород ритмичная расслоенность характеризуется переслаиванием ийолит-уртитов (кумулус — нефелин ± апатит, интеркумулус — эгирин, щелочной полевой шпат, биотит, щелочной амфибол, кальцит, ильменит) — ювитов и фойяитов (кумулус — нефелин + щелочной полевой шпат) — малиньитов (нефелин + полевой шпат + эгирин, интеркумулус — щелочной амфибол, биотит, сфен, альбит, кальцит, апатит). Редкими разновидностями пород здесь являются эгириниты, щелочные сиениты и их гастингситовые и меланитовые разновидности.

Имеющиеся данные (закономерное положение щелочных пород в разрезе массива, наличие переходных разновидностей и зон совместного переслаивания) свидетельствуют о том, что щелочные породы являются конечным членом серии перидотитов — акеритов и образовались в результате фракционной кристаллизации одного и того же расплава, отвечавшего составу щелочного базальта (табл. 3).

С позиций предложенной модели наличие тенденции к снижению температуры формирования пород к «щелочному ядру» линзовидного массива Гремяха-Вырмес может свидетельствовать о том, что западная часть массива представляет собой его верхнюю краевую группу, а щелочные породы являются наиболее низкотемпературными фракционатами типа «сэндвичева горизонта» в Скергаардском массиве.

В отличие от Гремяха-Вырмесского массива, Елетьозерский интрузив имеет воронкообразную форму с чашеобразной внут-

Химизм эндоконтактных зон и средневзвешенные составы интрузивов основных, средних и щелочных пород

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	42,20	44,67	47,05	45,95	47,91	43,51	42,72	52,60	54,85	47,00	49,26	50,71	56,68	67,87
TiO ₂	3,25	2,17	2,25	3,63	1,64	2,75	3,20	1,11	0,94	2,58	0,52	0,45	0,41	0,81
Al ₂ O ₃	15,16	14,95	14,90	15,38	17,05	17,63	16,72	19,82	18,10	12,90	24,85	22,94	22,76	14,16
Fe ₂ O ₃	5,47	4,37	7,66	4,41	3,04	3,94	6,24	5,07	5,90	4,70	1,13	1,06	1,28	1,81
FeO	9,43	9,39	7,88	11,95	6,36	9,21	9,87	2,17	1,60	6,57	5,60	4,86	2,38	3,80
MnO	0,16	0,16	0,17	0,24	0,15	0,17	0,25	0,28	0,31	0,11	0,14	0,09	0,06	0,15
MgO	7,29	7,87	5,37	4,54	7,61	6,87	5,97	1,23	0,98	10,35	3,02	5,55	1,68	1,06
CaO	13,31	14,00	10,05	9,81	13,67	12,90	11,80	1,37	1,40	11,60	11,40	10,40	8,40	2,79
Na ₂ O	2,21	1,98	3,75	4,10	2,40	2,51	2,60	10,20	10,41	3,22	3,17	2,95	4,02	2,90
K ₂ O	1,08	0,33	0,71	1,16	0,17	0,38	0,34	5,61	5,36	0,77	0,91	0,97	1,27	4,42
P ₂ O ₅	0,44	0,11	0,05	0,83	Не опр.	0,12	0,25	0,48	0,15	0,20	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Ol	9,48	11,16	5,33	10,20	9,47	10,70	9,96	2,17	0,97	10,72	10,30	9,21	—	—
Hу	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,95	6,54	6,48
Di	29,19	31,88	22,75	19,20	26,34	22,29	18,93	5,26	5,52	30,49	4,84	4,20	1,14	1,18
Ап	8,86	31,89	21,70	19,62	35,05	35,88	33,10	—	—	18,36	50,45	44,97	40,33	12,48
Ab	3,48	5,94	29,36	24,13	20,45	12,06	18,35	9,37	15,20	18,87	25,61	24,52	34,08	24,57
Or	6,80	1,72	3,90	6,54	1,11	2,23	1,67	32,57	31,71	4,45	5,90	5,96	7,79	26,63
Ne	6,80	6,15	1,42	5,29	—	4,83	1,99	32,97	26,13	4,55	0,57	—	—	—
Mt	8,00	6,68	11,11	6,34	4,40	5,56	9,03	0,46	—	6,71	1,62	1,58	1,86	2,54
Il	6,33	4,22	4,25	6,69	3,04	5,16	6,07	2,10	1,82	5,01	1,06	0,74	0,30	1,52
Qu	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,87	6,67	24,61
Ac	—	—	—	—	—	—	—	13,75	17,09	—	—	—	—	—
Ap	1,05	0,36	0,17	1,98	—	0,34	0,67	1,34	0,34	0,34	—	—	—	—
Ns	—	—	—	—	—	—	—	—	1,22	—	—	—	—	—

Массивы: 1—2 — Еletzозерский, 3—4 — Гремяха-Вырмесский, 5 — Патынский, 6—7 — Кизирский, 8—9 — Ловозерский, 10 — Дубровский, 11—12 — Колвицкий, 13 — Каларский, 14 — Салминский. Анализы пересчитаны на безводной основе; 1, 3, 5, 6, 8, 11 — химизм эндоконтактных зон; 2, 4, 7, 9, 10, 12—14 — средневзвешенные составы; по данным А. А. Кухаренко, А. А. Полканова, О. А. Богатикова, Г. В. Полякова, В. Буссен, А. С. Сахарова, Е. В. Шаркова и др.

ренной структурой [38]. По вещественному составу он близок к рассмотренному выше и поэтому специально не обсуждается.

Сиенит-габбровые интрузивы

Наиболее широким распространением сиенит-габбровые интрузии пользуются в Алтае-Саянской горной области. Они представлены дискордантными воронкообразными телами с чашеобразной внутренней структурой, реже — линзообразными телами. Формирование массивов часто происходило в несколько фаз, причем ранние фазы образованы различными габброндами, а поздние — сиенитами. Реже это — однофазные массивы, где габбро и сиениты связаны постепенными переходами. Примером массивов второго типа являются Кизирский и Большетаскыльский.

Кизирский массив. Кизирский массив [4, 29] в современном эрозионном срезе имеет овальную форму, площадь его около 70 км², прорывает метаморфизованные раннекембрийские образования, которые в виде ксенолитов насыщают его краевые зоны. В центре массива отмечаются два штокообразных тела сиенитов. Те же сиениты в восточной части плутона образуют серпообразное в плане тело, залегающее согласно с расслоенностью, и трахитоидность в нем ориентирована так же, как и во вмещающих габброндах. Массив имеет чашеобразную внутреннюю структуру, причем расслоенность в центральной части интрузива горизонтальна [29]. В вертикальном разрезе массив расчленяется на три серии, или мегаритма. Породы нижней серии образуют внешнее кольцо. Преобладающей разновидностью здесь является мезократовое габбро, в зоне эндоконтакта обогащенное биотитом и характеризующееся пониженной основностью плагиоклаза. Породы средней серии в целом лейкократовые и отличаются прекрасно выраженной расслоенностью, характеризующейся ритмичным чередованием анортозитов (кумулус — плагиоклаз), троктолитов (плагиоклаз+оливин), оливиновых габбро (оливин+плагиоклаз+титан-авгит), габбро (плагиоклаз+титан-авгит), иногда верлитов (титан-авгит). Интеркумулус образован коричневой роговой обманкой (керсутитом), коричневым биотитом, ильменитом, титаномагнетитом. В средней — верхней части разреза серии отмечаются прослойки сравнительно меланократовых оливиновых габбро и рудных пироксенитов (казанокитов), в которых титаномагнетит и апатит встречаются уже в качестве минералов кумулуса. Однако наиболее характерны эти породы для верхней зоны мощностью около 1 км, сложенной преимущественно мезо-меланократовыми разновидностями пород, среди которых иногда отмечаются и рудные перидотиты.

Снизу вверх по разрезу средней и верхней серий довольно четко намечается тенденция к уменьшению основности плагиоклаза (от Ap_{60-65} до Ap_{35-40}) и повышению железистости темноцветных минералов, в частности оливина (от Fa_{30} до Fa_{60}).

В целом нижняя зона по особенностям строения приближается к краевой серии, а средняя и верхняя — близки к центральной серии.

Характер взаимоотношений субщелочных и основных пород двойственный. С одной стороны, нередко отмечаются секущие контакты между сиенитами и габброидами. Наряду с этим отмечаются и совершенно согласные контакты, как, например, нижний контакт линзовидного тела, прослеженный на 1,5 км. Здесь между габброидами и сиенитами наблюдается сравнительно маломощная переходная зона, сложенная олигоклазовыми габброидами с титаномагнетитом. Породообразующие минералы при переходе от габбро к сиенитам закономерно меняются по составу, причем парагенезис пород остается прежним (оливин, клинопироксен, полевой шпат — анортоклаз, титаномагнетит, апатит, амфибол). Эти данные, по мнению Г. В. Полякова и др. [29], свидетельствуют о генетическом родстве габброидов и сиенитов. Исходный расплав массива отвечал субщелочному базальту (см. табл. 2).

Аналогичные соотношения между габброидами и сиенитами были установлены А. П. Кривенко в массиве Большой Таскыл. В этом массиве площадью около 40 км² сиениты, среди которых отмечаются и нефелиновые разновидности, расположены у северо-западной периферии плутона. Они путем закономерного переслаивания с андезиновыми и олигоклазовыми габбро (кумулус — плагиоклаз + титан-авгит + апатит + титаномагнетит ± оливин — гортонолит) сменяются габброидами. Так же как и в Кизирском массиве, здесь состав главных породообразующих минералов (полевых шпатов, пироксенов, оливина) закономерно меняется при переходе от габбро к сиенитам, образуя единые непрерывные ряды. Такие наблюдения наряду с тем, что сиениты и габбро слагают единое в структурном отношении тело, позволили А. П. Кривенко также прийти к выводу о том, что все разнообразие пород плутона произошло при дифференциации единого магматического расплава.

Подводя итог характеристике сиенит-габбровых интрузивов, следует подчеркнуть, что породы промежуточного между габброидами и сиенитами состава играют здесь резко подчиненную роль, и в этом отношении рассмотренные интрузивы являются аналогами бимодальных эффузивных серий областей континентального рифтогенеза и некоторых типов океанических островов.

Интрузивы щелочных пород

Ловозерский массив. Массив является типичным примером интрузивов щелочных пород на Кольском полуострове. Изучение массива связано с именами В. Рамзая, А. Е. Ферсмана, Н. А. Елисеева и Э. Е. Федорова, К. А. Власова, В. И. Герасимовского, А. Л. Косого, И. В. Буссен и А. С. Сахарова, Л. Н. Когарко и многих других.

В плане Ловозерский массив имеет форму трапеции, несколько вытянутой в субширотном направлении. Его площадь составляет около 600 км². Массив имеет воронкообразную форму и, судя по геофизическим данным, прослеживается на глубину свыше 8 км. Вдоль контактов с архейскими гнейсами и палеозойскими образованиями повсеместно устанавливается фенитизация пород, свидетельствующая о контактом воздействии интрузии. В эндоконтакте повсеместно наблюдаются зоны эруптивных брекчий, где обломки вмещающих пород цементируются нефелиновыми сиенитами.

Н. А. Елисеевым и Э. Е. Федоровым [9] было показано, что массив образован тремя группами пород («комплекс-плутонов»): 1) пойкилитовые и порфиroidные нефелиновые сиениты, 2) «дифференцированный» комплекс и 3) эвдиалитовые луавриты, последовательно сменяющие друг друга от периферии к центру; авторы рассматривали их в качестве самостоятельных фаз. Впоследствии Н. В. Буссен и А. С. Сахаров увеличили количество фаз до шести. Однако при этом породы первой группы наблюдаются только в виде ксенолитов, и их включение в состав массива дискуссионно, а породы пятой и шестой — образуют дайковый комплекс. Поэтому нам представляется целесообразным вернуться к первоначальному расчленению массива, предложенному Н. А. Елисеевым и Э. Е. Федоровым.

Породы первой группы (фазы) — пойкилитовых и порфиroidных нефелин-содалитовых сиенитов — занимают около 10 % площади массива, располагаясь вдоль его периферии. Расслоенность в этих породах выражена слабо, в целом параллельна контактам, благодаря чему эта часть массива иногда рассматривается в качестве кольцевой интрузии [19]. Главной разновидностью пород являются пойкилитовые нефелин-содалитовые сиениты. Мелкозернистые и порфиroidные их разновидности обычно тяготеют к зоне эндоконтакта. В подчиненном количестве встречаются прослои луавритов, фоййитов, а также ювитов и уртитов.

Главный объем Ловозерского массива образован породами второй группы (фазы) — комплексом уртитов-фоййитов — луавритов. Поверхность контакта располагается несогласно относительно слоев предшествующей группы, и расслоенность второй «фазы» прилепляется к ней под некоторым углом, напоминая соотношения краевой боковой группы и расслоенной серии в Скаергаардском массиве.

Наиболее характерной особенностью рассматриваемой группы пород является ярко выраженная первичная расслоенность, в связи с чем эта часть массива может быть названа расслоенной серией. Слои залегают очень полого, и только у внешних контактов угол падения несколько возрастает. Мощность отдельных слоев варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров, мощность ритмов составляет десятки сантиметров — первые метры. Для комплекса весьма характерен устойчивый тип разреза, причем даже маломощные прослои прослеживаются на десятки ки-

лометров без видимого изменения толщины и текстурных особенностей. Только в зоне контакта наблюдается отчетливое изменение мощности слоев, приводящее к их выклиниванию. Ввиду воронкообразной формы массива общая мощность пород второй группы неизвестна, но по данным бурения составляет не менее 2200 м.

На протяжении всего этого огромного разреза расслоенность имеет трехчленный ритмичный характер. Согласно данным Л. Н. Когарко, В. Н. Волкова, А. Л. Косого и др., в пределах ритмов снизу вверх наблюдается чередование уртитов, фоййитов и люавритов; границы между ритмами резкие, внутри ритмов обычно наблюдаются постепенные переходы.

Главным минералом кумулуса в уртитях является нефелин. В фоййитах к нему добавляется калинатовый полевой шпат, а в люавритах кумулус представлен нефелином, полевым шпатом и эгирином. Апатит присутствует обычно в небольшом количестве во всех разновидностях пород. Остальные минералы (содалит, альбит, эвдиалит, канкринит, лампрофиллит, ильменит, карбонаты, сульфиды и т. д.) образуют интерстициальное выполнение, и, хотя их количество может варьировать в довольно широких пределах, это не меняет кумулятивной характеристики пород.

Породы третьей группы (фазы) образуют грубопластинообразное слабонерасслоенное тело в верхней части массива, напоминая в плане букву «С». Поверхность контакта этих пород с подстилающими их образованиями расслоенной серии очень неровная, но в общем наклонена внутрь массива. Преобладающей разновидностью пород «III фазы» являются эвдиалитовые люавриты (кумуляус — нефелин, полевой шпат, эгирин, эвдиалит), в которых в качестве сравнительно маломощных (1—5 м против 30—40 м) отмечаются прослой эвдиалитовых фоййитов, ийолитов и какортокитов (обогащенных эвдиалитом люавритов). Снизу вверх по разрезу породы начинают обогащаться нефелином, в них исчезает эвдиалит, появляется апатит.

Мощность пород «III фазы» оценивается в 600—800 м.

А. Л. Косой произвел изучение составов нефелина и полевого шпата по разрезу интрузива. Им было показано, что в породах «II фазы» максимальные содержания в нефелине уртитов кальсилитового компонента (до 21%) и минимальные — избыточного кремнезема (до 2%) приурочены к нижним частям разреза. Как известно, эти характеристики нефелина в значительной мере зависят от температуры его формирования и поэтому позволяют установить наличие или отсутствие скрытой расслоенности в массиве. Вверх по разрезу содержание кальсилита уменьшается до 16%, а избыточного кремнезема увеличивается до 7%. Содержание альбитового компонента в калиевом полевоом шпате уртитов увеличивается снизу вверх от 20—25 до 40—50%. Следовательно, наиболее высокотемпературные нефелины и полевые шпаты находятся в нижней части интрузива.

В разрезе «III фазы» максимальные содержания кальсилитового компонента и минимальные — избыточного кремнезема в нефелине (21 и 2%) и альбита в полевом шпате (20%) устанавливаются в крупнозернистых массивных луювритах верхней части разреза. Сверху вниз содержания этих компонентов постепенно изменяются соответственно до 15 и 7% в нефелине и 50% — в полевом шпате. Следовательно, наиболее высокотемпературные минералы пород «III фазы» фиксируются в прикровлевой части интрузии с постепенным понижением температуры их формирования сверху вниз по разрезу комплекса до минимума в зоне контакта с образованиями расслоенной серии. Здесь же широким развитием пользуются низкотемпературные дериваты типа мурманитовых луювритов и щелочных пегматитов. В целом картина аналогична наблюдавшейся в верхней краевой зоне Скаергаардского массива.

Имеющиеся данные по строению массива и характеру его скрытой расслоенности позволили прийти к выводу [38], что в отличие от общепринятых представлений Ловозерский массив является крупным однофазным расслоенным интрузивом, в котором образования «I фазы» представляют собой боковую краевую группу, «II фазы» — центральную, или расслоенную, серию, а «III фазы» — верхнюю краевую группу. Состав его исходного расплава отвечал фонолиту (см. табл. 3).

Интрузивы основных, средних и кислых пород

Интрузивы основных, средних и кислых пород встречаются главным образом в докембрии. Это анортозит-мангеритовые и анортозит-рапакивигранитные массивы. Характер ассоциации в них пород основного и кислого состава является предметом дискуссии: одни исследователи считают их разновозрастными образованиями, другие полагают наличие между ними тесной генетической связи и рассматривают как продукты кристаллизации одного и того же расплава. Проведенные за последние годы геологические исследования больше подтверждают вторую точку зрения.

Каларский массив. Каларский массив представляет собой западное окончание огромного пояса анортозитовых массивов (Каларский, Кун-Маньенский, Верхне-Ундытканский, Джугджурский и др.), трассирующих зону Станового глубинного разлома, который прослеживается вплоть до Охотского моря.

Массив известен с начала 30-х годов. Его изучением в разное время занимались Е. С. Бобин, А. П. Лебедев, В. Г. Дитмар, С. Е. Карпов и В. К. Солецкая, Е. П. Миرونюк, Ю. К. Дзевановский, Г. Н. Баженова, В. Н. Мошкин и И. Н. Дагелайская, М. К. Суханов, Е. И. Панских, В. Н. БыхOVER и Н. Н. Лаврович, Л. А. Прияткина и автор.

Каларский массив представляет собой груборасслоенное пластинчатое тело, конформное со структурой вмещающих пород — мигматизированных гнейсов олекминской серии вверху и

пироксеновых кристаллических сланцев — внизу. Длина массива достигает 150 км, мощность не менее 7—8 км, падение в северных румбах. После формирования массив подвергся интенсивному рассланцеванию и был деформирован в крупную складку, прорванную в замковой части более поздней интрузией сиенитов. Общая площадь массива — порядка 2 000 км².

Нижние две трети Каларского массива образованы габбро-норит-анортозитами и анортозитами, выше следуют лейкократовые нориты, двупироксеновые диориты с антипертитовым плагиоклазом (иотуниты) и мангериты (рис. 12). Среди последних выделяются эндербиты, кварцевые мангериты и кварцевые сиениты. Все разновидности пород связаны зонами взаимного переслаивания, содержат ксенолиты вмещающих пород и подвергаются одним и тем же процессам наложенных деформаций и метаморфизма. Для наименее измененных пород массива характерны первично-магматические кумулятивные текстуры и структуры, присутствие высокотемпературных минералов типа инвертированных пироксенов, а характер двойникования плагиоклаза типичен для магматических образований. В массиве устанавливается скрытая расслоенность, характеризующаяся постепенным закономерным изменением состава минералов по разрезу, по мере перехода от габбро-норит-анортозитов к мангеритам: плагиоклаза — от Ap_{50-60} до Ap_{20-40} , ортопироксена — от Fs_{30-35} до Fs_{80-85} , клинопироксена — от $W_{42-48}Ep_{33-50}Fs_{12-23}$ до $W_{47-48}Ep_{6-10}Fs_{42-46}$. Все это позволяет считать, что Каларский массив представляет собой крупный расслоенный интрузив анортозит-мангеритового состава.

Последовательность кумулятивных фаз в массиве охарактеризована в табл. 4. Судя по средневзвешенному составу массива, его исходный расплав отвечал андезиту (см. табл. 3).

Колвицкий массив. Массив входит в состав колвицко-сальготундровского комплекса, трансирующего зону Лапландского глубинного разлома на Кольском полуострове [12]. Массив известен со времен работ Е. С. Федорова (1900-е годы) и впоследствии изучался К. Д. Беляевым,

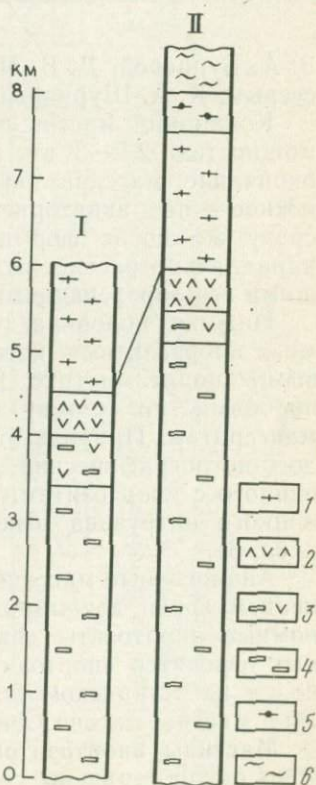


Рис. 12. Схематические геологические разрезы Каларского анортозит-мангеритового комплекса: I — район верховьев р. Иманганит, II — район верховьев р. Куранах; 1 — мангериты; 2 — иотуниты; 3 — лейкократовые нориты; 4 — габбро-норит-анортозиты; 5 — гранат-пироксеновые сланцы; 6 — мигматизированные биотитовые гнейсы олекинской серии

Составы исходных расплавов комплексов анортозитов — гранитов рапакиви различных массивов

Окислы	Коростенский	Корсунь-Новомиргородский	Рижский	Салминский	Все массивы анортозитов — гранитов рапакиви
SiO ₂	66,04	65,60	66,62	67,80	64,09
TiO ₂	0,75	0,85	0,44	0,81	0,81
Al ₂ O ₃	14,73	15,24	16,28	14,13	15,66
Fe ₂ O ₃	1,41	1,27	1,56	1,81	1,52
FeO	4,64	4,90	2,74	3,80	5,07
MnO	0,08	0,12	0,06	0,15	0,08
MgO	1,31	1,28	1,32	1,06	1,42
CaO	3,20	3,36	3,72	2,79	4,11
Na ₂ O	3,32	2,90	3,31	2,90	3,19
K ₂ O	4,32	4,16	3,85	4,42	3,81
P ₂ O ₅	0,19	0,31	0,09	0,10	0,25

Примечание. Анализы пересчитаны на безводной основе. Анализы из колл. автора, Д. А. Великославинского, А. П. Биркиса и О. А. Богатикова.

З. А. Бурцевой, Д. В. Полферовым, И. С. Ожинским и И. В. Моисеевым, К. А. Шуркиным, Л. А. Прияткиной, Е. В. Шарковым и др.

Колвицкий массив представляет собой пластинообразное тело мощностью 2,5—3 км и протяженностью около 6 км. Северное окончание массива скрыто под четвертичными отложениями, а южное — под акваторией Белого моря. Как и Каларский массив, сразу же после формирования он был рассланцован примерно параллельно расслоенности и деформирован совместно с вмещающими его образованиями.

Нижняя половина разреза сложена габбро-норит-анортозитами и анортозитами, которые сменяются норитами и двупироксеновыми диоритами (рис. 13), а верхняя — сильно рассланцованными породами, по составу отвечающими мангеритам и кварцевым мангеритам. Природа этих образований дискуссионна, однако геолого-петрографические данные позволяют включать их в состав единого с анортозитами массива. Состав исходного расплава Колвицкого интрузива отвечал высокоглиноземистому базальту (см. табл. 3).

Аналогичные массивы пользуются весьма широким распространением среди докембрийских образований и известны как «автономные анортозиты докембрия» [33]. К числу наиболее известных относятся анортозит-мангеритовые интрузивы Гренвилльского пояса на Канадском щите, в том числе знаменитый Адирондакский массив, массив Сан Габриэль в Калифорнии и др.

Массивы анортозитов — гранитов рапакиви. Эти массивы широко распространены среди докембрийских образований западной

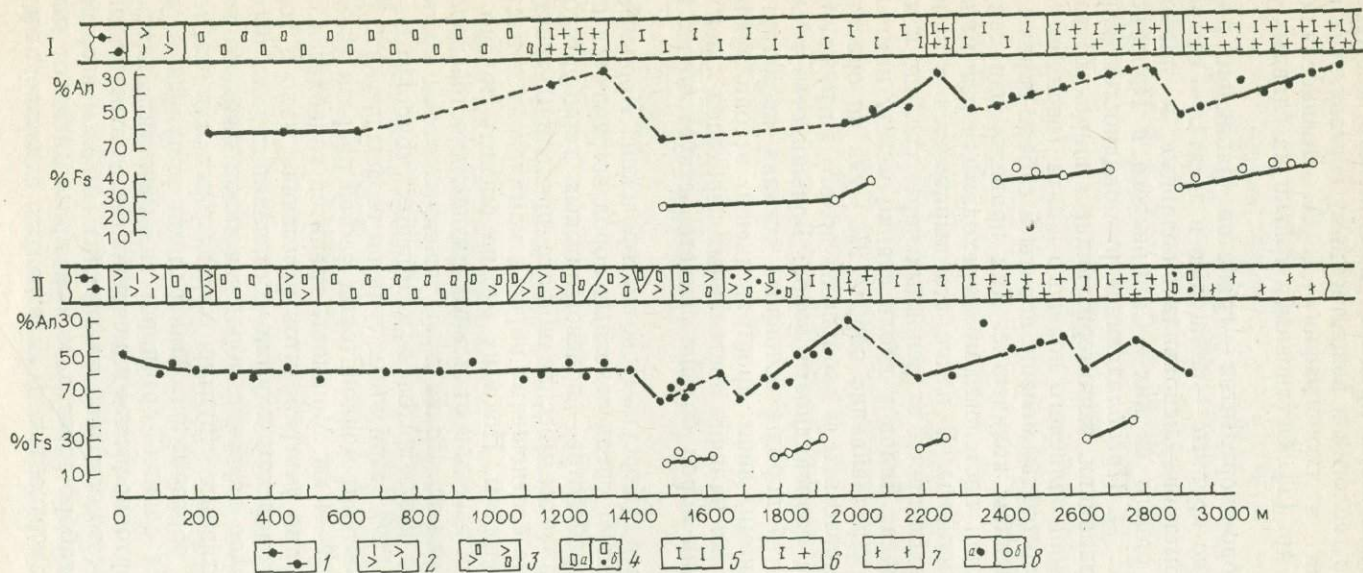


Рис. 13. Характер изменения состава плагиоклаза и ортопироксена по разрезу Ковлицкого интрузива:

I — район Плоских тундр, II — район зал. Порья Губа; 1 — амфиболиты по порфиритам из нижнего экзоконтакта; 2 — эндоконтактные метагаббро-анортозиты; 3 — метагаббро-анортозиты; 4 — метаанортозиты (а) и гранат-клинопироксеновые сланцы по ним (б); 5 — метанориты; 6 — породы мангеритовой серии; 7 — гранат-клинопироксеновые сланцы кровли интрузива; 8 — вариации составов плагиоклаза (а) и ортопироксена (б)

части фундамента Восточно-Европейской платформы и выходят на дневную поверхность в пределах Балтийского и Украинского щитов. Сводка по геологии и вещественному составу этих образований приведена в монографии Д. А. Великославинского, А. П. Биркиса и др. [1]. Остановимся только на главных особенностях массивов.

Массивы габбро-анортозитов — гранитов рапакиви представляют собой обычно крупные — площадью в десятки — сотни тысяч квадратных километров — неправильно-овальные в плане тела. Схема строения одного из них — Салминского в Приладожьи — приведена на рис. 14. Преобладающей разновидностью пород являются граниты рапакиви, характеризующиеся широким развитием округлых выделений калиевого полевого шпата (овоидов). Основные породы — анортозиты, меньше нориты и габбро-нориты, встречаются в подчиненном количестве. Как правило, они связаны с гранитами рапакиви постепенными переходами через монцониты и кварцевые монцониты. В плане это выражается в зональном распределении рядов пород от основных через средние к кислым. При этом в пределах рядов и вдоль границ между ними наблюдается взаимное переслаивание пород [2]. Судя по ориентировке расслоенности, анортозиты и габброиды полого погружаются под средние и кислые разновидности пород. Большинство исследователей полагает, что породы основного состава являются более ранними интрузивами, лишь пространственно ассоциирующимися с гранитами. Однако наличие постепенных переходов и зон взаимного переслаивания пород больше свидетельствует об их когенетичности.

В ряде случаев (Корсунь-Новомиргородский, Коростеньский, Салминский массивы) среди основных пород встречаются прослои железистых ультрабазитов — полевошпатовых гарцбургитов, пироксенитов. В Рижском массиве широко проявлены троктолиты.

Количественные соотношения пород в комплексах в настоящее время точно неизвестны. Пока их можно оценить только грубо, исходя из площади выходов отдельных разновидностей пород. Такие оценки показывают, что на долю основных пород приходится порядка 20—25 %, монцонитов и кварцевых монцонитов — 10 % и гранитов — 65—70 %. При этом, судя по геофизическим данным [1], мощность анортозит-монцонитовых частей разреза (или «массивов») достигает 2—4 км. Мощность гранитов колеблется от 3—4 до 10 км. Количество ультрабазитов исчезающе мало и только в Корсунь-Новомиргородском плутоне составляет первые проценты.

Петрографическое изучение пород массивов выявило наличие типичных кумулятивных структур, характерных для магматических интрузивных образований. Минералами кумулуса в ультрамафитах являются оливин + ортопироксен + магнетит ± плагиоклаз, ортопироксен и ортопироксен + клинопироксен ± магнетит ± плагиоклаз. В норитах — это основной плагиоклаз (An_{52-58}) и ортопироксен (Fs_{33-42}). В габбро-норитах к ним присоединяется диопсид-авгит. В габбро-анортозитах и анортозитах единственным мине-

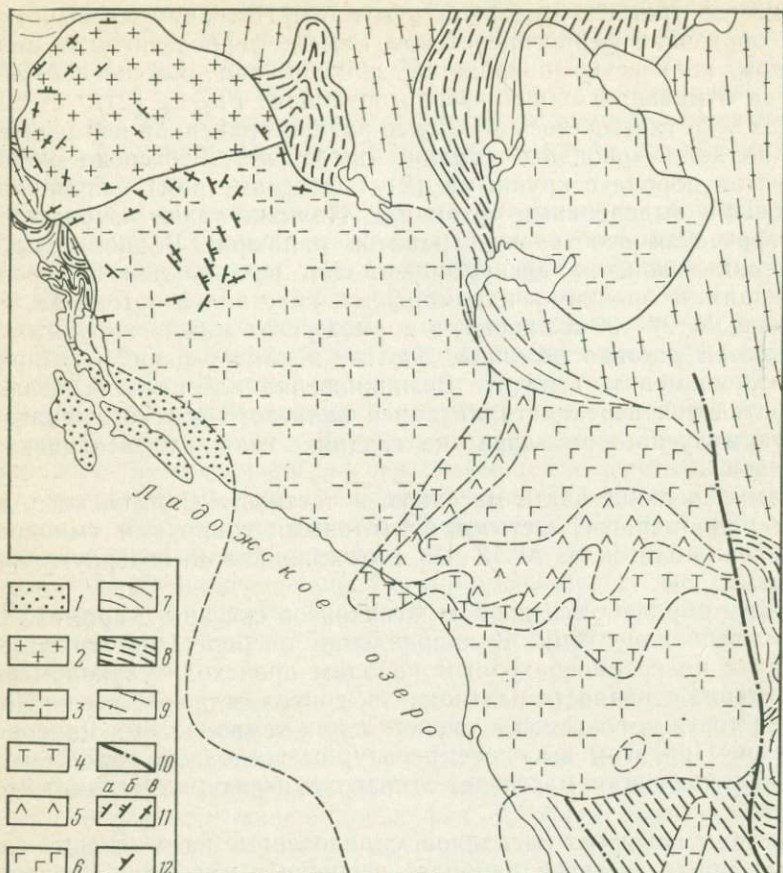


Рис. 14. Схема геологического строения Салминского массива. По материалам Л. П. Свириденко, О. Н. Анищенко, Р. З. Левковского и др.:

1 — образования салминской свиты (PR₃); 2 — равномернозернистые граниты; 3 — розовые граниты рапакиви; 4 — серые граниты рапакиви; 5 — диориты, монцониты, кварцевые монцониты; 6 — габбро-норит-анортозиты и нориты; 7 — образования ладожской серии (PR₂); 8 — образования гимольской, парандовской и сортавальской серий (PR₁); 9 — гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты; 10 — предполагаемые разломы; 11 — залегание плоскостных элементов: а — от 35 до 65°, б — от 65 до 80°, в — вертикальные; 12 — залегания трахитоидности (углы 35—40°)

ралом кумулуса является иризирующий плагиоклаз № 47—53. Интерстициальный материал в них представлен ортопироксеном (инвертированным пичжонитом) Fs₄₁₋₇₀, диопсид-авгитом, а также в подчиненном количестве апатитом, кварцем, ортоклазом, биотитом, рудным минералом (титаномагнетитом и сульфидами). В монцонитах в качестве минерала кумулуса наряду с пироксенами и плагиоклазом № 36—46 появляется ортоклаз. Интерстициальный материал тот же. В кварцевых монцонитах происходит дальнейшее снижение основности плагиоклаза до № 30—36, и появляется кварц

в качестве третьего минерала кумулуса. Интеркумулусный материал образован феррогиперстеном Fs_{67-75} , ферроавгитом, в значительном количестве появляется зелено-бурая роговая обманка. Иногда отмечается оливин-феррогортонит Fe_{85-90} [2].

Как уже указывалось, наиболее распространенной породой массива является «овоидный» гранит (выборгит). Это средне-крупнозернистая порода с крупными (2—4 см диаметром) неправильно-овальными выделениями ортоклаза. Наличие таких «овоидов» — специфическая особенность гранитов рапакиви. Вопрос о происхождении «овоидов» дискуссионен. Они развиваются в породах, состоящих из близких к идиоморфным кристаллов ортоклаза, плагиоклаза № 27—33 и кварца, в промежутках между которыми наблюдаются роговая обманка, биотит, а также флюорит, циркон, апатит, ильменит, гематит. Возникновение «овоидов» связано с собирательной перекристаллизацией калиевого полевого шпата из интеркумулусного расплава на поздних стадиях затвердевания массивов.

Самые верхние части массивов, в частности Салминского, сложены равномернозернистыми биотитовыми гранитами (минералы кумулуса — олигоклаз № 13—15, ортоклаз, кварц, интеркумулус — биотит).

Таким образом, все породы комплексов связаны с промежуточными разновидностями. В направлении от более высокотемпературных к низкотемпературным породам происходит закономерное уменьшение основности плагиоклаза, сопровождаемое увеличением железистости пироксенов и сменой одних темноцветных минералов другими. При этом высокотемпературные основные породы образуют нижние части массивов, а низкотемпературные гранитные — верхние.

Составы исходных расплавов, определенные на основании средневзвешенных составов наиболее изученных массивов, приведены в табл. 4. Они отвечают составу дацит-риолита.

ВЫВОДЫ

Проведенное изучение строения и вещественного состава интрузивов показало, что процессы их формирования полностью отвечали теоретической модели. Такие явления, как фильтр-прессинг, т. е. отжимание остаточного расплава из полузатвердевшей породы, или крупномасштабная ассимиляция материала рамы, не имели места, поскольку никаких следов этих явлений в конкретных геологических объектах не устанавливается. Имеющиеся структурно-текстурные наблюдения свидетельствуют о том, что затвердевание рассмотренных интрузивов происходило обычным порядком, в условиях закрытой системы, обеспеченной мощной корой краевой зоны. Слабо проявленные процессы контаминации отмечаются лишь в породах зоны закалки, приводя к появлению жилок кварц-полевошпатового материала, по-видимому, анатектического происхождения. В случае субщелочных базальтов, воз-

можно, часть этого материала ассимилировалась расплавом, что привело к появлению небольших количеств габбро-норитов среди эндоконтактовых образований таких массивов, как Гремяха-Вырмесский и Еletzозерский. Этим все и ограничено. Соответственно все главные особенности вещественного состава конкретных интрузивов должны быть обеспечены их исходными расплавами.

Для выявления состава исходного (родоначального) расплава интрузий использовались результаты изучения химизма мелкозернистых эндоконтактовых зон интрузий, отождествляемых с зонами закалки, которые в ряде случаев дополнялись определением средневзвешенного химического состава комплексов (см. табл. 1 и 3). При этом, как видно из таблиц, средневзвешенные составы интрузивов часто заметно отличаются от состава закаленных фаз. Очевидно, что обстоятельство связано со случайностями эрозионного среза асимметрично построенных массивов. Так, сильноэродированный Златогорский массив оказывается пересыщенным высокотемпературными составляющими относительно химизма зоны закалки, а слабоэродированный Скаергаардский, наоборот, — низкотемпературными компонентами (см. табл. 1). В остальных интрузивах эта разница меньше, но обнаруживает ту же тенденцию к корреляции с уровнем эрозионного среза. По этой причине состав исходного расплава массивов определялся по химизму их закаленных зон.

Изучение вещественного состава различных интрузивов выявило большое разнообразие серий парагенезисов кумулучных материалов, связанных единством происхождения. Вместе с тем обращают на себя внимание два обстоятельства: 1) крайне ограниченное число главных минеральных фаз, 2) фазы образуют весьма ограниченное число сочетаний друг с другом.

Наиболее распространенным минералом, наблюдающимся практически во всех разновидностях пород рассмотренных серий, образовавшихся при кристаллизации разных исходных расплавов, является плагиоклаз главным образом основного состава. Он встречается как в ассоциации с оливином и пироксенами, так и образует мономинеральные кумулаты. Кумулятивные ортопироксены наиболее характерны для высокотемпературных частей разреза интрузивов, происшедших при кристаллизации толеитовых базальтов, а также для производных известково-щелочных серий. Кумулятивные клинопироксены более характерны для массивов, где наблюдаются дериваты щелочного состава. Высокотемпературные хромовые шпинели характерны только для высокотемпературных фракционатов толеитовых базальтов, а во всех других случаях шпинель представлена более низкотемпературным титаномагнетитом.

Второе обстоятельство — наличие строго закономерных ассоциаций минералов. Высоко- и низкотемпературные члены серий твердых растворов встречаются только раздельно и никогда не

наблюдается их смешения. Например, магнезиальный оливин может встречаться только в ассоциации с хромовой шпинелью, магнезиальными пироксенами и основным плагиоклазом, в то время как его железистая разновидность — с титаномагнетитом, железистыми пироксенами, плагиоклазом среднего — кислого состава, калиевым полевым шпатом и кварцем. При этом породы, образованные наиболее высокотемпературными членами твердых растворов, характерны главным образом для нижних частей разреза массивов, происшедших при кристаллизации толентовых базальтов, а более низкотемпературные — во всех других случаях.

Как будет показано ниже, определенные минеральные ассоциации сменяют друг друга в строго определенном порядке независимо от состава исходного расплава, хотя и различаются в деталях. Конечные продукты кристаллизации могут быть различны у разных расплавов, но хотя бы часть пути они проходят совместно. Из этого вытекает, что кристаллизация всех рассмотренных магматических расплавов подчиняется одним и тем же закономерностям физико-химического порядка, определявшим основные законы их эволюции.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ АНАЛИЗА МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Эпиграфом к этой части работы можно было бы взять слова Д. С. Коржинского о том, что при исследовании природных процессов геологам приходится выдвигать и самим решать новые, необычные для лабораторной химии физико-химические проблемы. Это связано как со сложностью самих объектов, так и с их масштабами, на много порядков превосходящими размеры даже промышленных установок. Более того, как правило, непосредственному изучению обычно доступна лишь небольшая часть объекта — случайный срез интрузива или серия лавовых потоков, и поэтому общую картину приходится восстанавливать только по мозаике разрозненных данных — она всегда заведомо неполна, а ее интерпретация неоднозначна. В этой связи исключительную важность приобретают детальные геологические исследования, позволяющие реконструировать реальный ход процессов и наметить некоторые граничные условия протекания физико-химических явлений.

Из результатов геологического изучения интрузивов и особенностей процесса их затвердевания следует, что формирование кристаллического строения плутонов осуществляется путем фракционной кристаллизации сложных многокомпонентных силикатных систем с несколькими летучими компонентами в условиях направленного затвердевания. При этом наличие краевой серии пород, в виде «скорлупы» окружающей главную по объему центральную серию, свидетельствует о том, что массообмен с вмещающими породами имел скорее всего незначительные масштабы, поскольку это не нашло отражения в общем строении плутонов. Об этом же свидетельствует и характер экзоконтактных изменений пород, обычно сводящихся к чисто термальному воздействию на вмещающие образования, вызывающему появление различных роговиковых структур. Некоторое исключение составляют крупные массивы щелочных пород, окруженные ореолами фенитизации. Очевидно, это связано с исключительно высокой подвижностью щелочей, однако и здесь размеры зон фенитизации обычно не превышают первых метров, т. е. даже в этом случае массообмен имел весьма ограниченные масштабы. Из этого следует, что процесс кристаллизации внутренних частей интрузивов должен был протекать практически в условиях закрытой системы. Соответственно все компоненты магмы, в том числе и летучие, в процессе кристаллизации должны обладать ограниченной подвижностью и их активность будет меняться в процессе кристаллизации.

В настоящее время не существует методов расчета подобных равновесий, и традиционно используемые при изучении метаморфических комплексов методы парагенетического анализа здесь не

могут быть достаточно эффективны. Поэтому представляется, что единственным целесообразным подходом в данном случае является исследование процессов кристаллизации исходных расплавов интрузий в рамках экспериментально изученных систем с последующим сравнением результатов с реальными парагенезисами минералов магматических горных пород.

Как известно, первая попытка выявления тенденций появления твердых фаз в процессе кристаллизации базальтовых расплавов была предпринята Н. Боуэном [4]. Впоследствии это направление развивалось американской школой петрологов-экспериментаторов Геофизической лаборатории Института Карнеги в Вашингтоне (Г. Х. Иодер, Д. Шерер, Е. Осборн, И. Кусиро, Т. Ирвинг и др.), а также сотрудниками Геофизической лаборатории Австралийского университета в Канберре (Д. Х. Грин, А. Э. Рингвуд, Т. Грин и др.). Из отечественных петрологов большое значение этим проблемам придавали А. Н. Заварицкий и В. С. Соболев [11], В. А. Николаев и В. В. Доливо-Добровольский [23], Н. Ф. Шинкарев [39], В. А. Жариков [10]. Однако, несмотря на большой объем проведенных исследований и очевидную справедливость выдвигаемых положений, до последнего времени идея такой эволюции парагенезисов остается слишком общей, из признания которой нельзя сделать выводов о характере минеральных ассоциаций пород конкретных магматогенных образований, особенно интрузивных, где процессы дифференциации прошли наиболее полно. Не менее сложен и вопрос о петрогенетическом смысле валового химического состава магматических горных пород, особенно эффузивных. Существующие в настоящее время методы статистической и вариационной обработки этих данных, как правило, в петрологическом плане не информативны.

Как уже говорилось, это определяется главным образом двумя обстоятельствами: 1) отсутствием физико-химических диаграмм состояния силикатных систем, достаточно полно учитывающих особенности реальной кристаллизации магматических расплавов и 2) отсутствием ясности в вопросе о том, как реализуются в природе выявленные в экспериментах закономерности, поскольку существующие представления в большинстве случаев базируются на устаревших петрогенетических моделях. Вместе с тем накопленный к настоящему времени экспериментальный материал по физико-химическим системам позволяет разработать соответствующие сводные диаграммы, а успехи в области изучения процессов затвердевания интрузий — проверить действительность этих диаграмм на природных объектах.

Понятие обобщенной физико-химической системы. Как известно, магматические горные породы характеризуются удивительным единообразием минерального состава — они образованы практически одними и теми же минеральными фазами, встречающимися в разных комбинациях и пропорциях. Этих фаз, на долю которых приходится около 90—95% объема пород, всего восемь: оливин (Ol), плагиоклаз (Pl), ортопироксен (Opx), клинопироксен (Cpx),

шпинель, обычно представленная хромитом (CrSp) или магнетитом (Mgt), а также калиевый полевой шпат — обычно ортоклаз (Or), нефелин (Ne) и кварц (Q). Из них первые пять минералов представляют собой непрерывные серии твердых растворов, а последние три, особенно кварц, обладают ограниченной изоморфной емкостью. Такие минералы, как слюды и амфиболы, характерные главным образом для коровых гранитоидов, хотя иногда и играют заметную роль в породах щелочного ряда, все же являются в них второстепенными образованиями. Остальные минералы встречаются в аксессуарных количествах. Их наличие свидетельствует о некоторых определенных особенностях исходных расплавов, обычно связанных с режимом летучих компонентов или микропримесями, не играющими существенной роли в петрогенезисе самих горных пород.

Таким образом, важной особенностью главных минеральных фаз является то, что они в большинстве случаев представляют собой серии непрерывных твердых растворов, чутко реагирующих на изменение термодинамических параметров среды, главным образом температуры. Очевидно, подобная гибкость, способность легко приспосабливаться к изменению условий и определяют их главенствующую роль в петрогенезисе магматических пород. Подобные изменения состава ведущих минералов могут наблюдаться как от одного геологического комплекса к другому, так и в пределах одного комплекса, что выражается, например, в явлении скрытой расслоенности, на что уже обращалось внимание. При этом характерно, что изменение состава твердых растворов происходит одновременно во всех минеральных фазах, что свидетельствует об отсутствии полной независимости компонентов магматического расплава.

Крайне ограниченное количество ведущих породообразующих минералов и их синхронный взаимозависимый характер изменения свидетельствуют о том, что главные черты петрогенезиса магматических горных пород могут быть описаны при помощи этих фаз без учета их конкретных химических составов. Таким приемом — объединением изоморфных компонентов, например типа железо — магний, — петрологи пользуются уже давно. Так, в работе В. А. Жарикова [10] по физико-химической петрологии прямо указано на правомочность этого приема, поскольку он уменьшает число независимых экстенсивных параметров и не приводит к появлению новых минеральных фаз. При этом благодаря отсутствию полной независимости компонентов магматического расплава снижается вариантность систем и не происходит существенного расширения полей неопределенности, что должно было бы следовать из классического правила фаз, разработанного на основе представлений о полной независимости компонентов. Такой же вывод должен следовать из теории фазового соответствия [24].

Использование таких фаз, как серии твердых растворов, в качестве независимых переменных резко расширяет возможности физико-химического анализа реальных магматических процессов,

позволяя вести обсуждение проблемы на уровне макросистем, каковыми являются горные породы и геологические комплексы в целом.

Наиболее удобными в работе оказались четырехкомпонентные диаграммы, обладающие достаточной наглядностью и наиболее полно охватывающие главные компоненты расплава. Ввиду значительного многообразия составов природных расплавов были составлены диаграммы систем $O1-CPx-PI-Q$, $O1-CPx-PI-Ne$, $CPx-PI-Ne-Og$ и $O1-Og-PI-Q$ в интервале давлений до 2 МПа для [сухих] и [водонасыщенных] расплавов. Подобного рода системы предлагается называть обобщенными, чтобы подчеркнуть наличие в них фаз переменного состава [38]. При их построении использовался экспериментальный материал, дополненный природными данными о последовательности кристаллизации магм различного состава.

Следует отметить, что реальные магматические системы — это прежде всего сложные системы, основные свойства которых несводимы к свойствам простейших двух-трехкомпонентных систем и непредсказуемы на их основе. Как будет показано ниже, многие петрологические факты находятся в прямом противоречии с традиционной физической химией на основе таких систем. К их числу относится временный уход реальных трендов кристаллизации с моновариантных котектических кривых на дивариантные поверхности и далее — в объем кристаллизации соответствующих минеральных фаз с появлением мономинеральных ассоциаций на средних стадиях кристаллизации расплавов, таких, как пироксениты, анортозиты, горнблендиты и т. д. Другая группа фактов свидетельствует о недейственности многих физико-химических барьеров. В частности, не являются термальными барьерами и грани обобщенных систем, благодаря чему серией подобных систем можно описать эволюцию магм практически любого состава.

Переход к исследованию на уровне серий твердых растворов, очевидно, не обходится без потерь. Часть информации — а именно химизм твердых фаз — теряется, но зато появляется уникальная возможность охватить процесс в целом, что в условиях закрытой системы не дает никакой другой метод. Как и всегда, мы видим или всю картину, или отдельные детали, но не то и другое сразу. Впрочем, следует указать, что состав минералов в значительной мере определяется системой, в пределах которой исследуется конкретный участок эволюции расплава. Так, наиболее высокотемпературные миналы являются преобладающими в фазах, выделяющихся при кристаллизации в пределах системы $O1-CPx-PI-Q$. При переходе в смежные системы с Ne или Og в твердых фазах начинают преобладать низкотемпературные миналы. Таким образом, в какой-то мере состав твердых фаз учитывается даже в системах обобщенного типа.

Почти все рассматриваемые обобщенные системы разработаны на основании экспериментальных данных по отдельным краевым системам и изучения парагенезисов минералов интрузивов. Необ-

ходимость обращения к минералам по природным процессам вызвана тем, что в настоящее время изучены только краевые системы, а их внутренние части построены исключительно путем интерполяции. В этой связи данные по реальному минералообразованию позволили уточнить некоторые важные особенности строения систем, а также выявить ряд существенных особенностей реальной кристаллизации. По этой причине характеристика систем будет производиться одновременно с обсуждением реальной эволюции минерального состава интрузивов, ход кристаллизации которых наиболее полно описывается данной системой. Такой подход предъявляет определенные требования к описанию магматических горных пород, а именно необходимость выявления в них ассоциаций одновременно кристаллизующихся минералов или парагенезисов.

Понятие парагенезиса интрузивной магматической горной породы. Как впервые показал Л. Уэйджер [34] и на что обращается внимание в настоящей работе, в породах расслоенных серий наблюдаются две группы зерен. Первая из них — минералы кумулуса, слагающие около трех четвертых объема пород, — выделялась из главного объема расплава, а вторая — минералы интеркумулуса — из расплава, окружавшего кумулат кристаллов. Таким образом, в каждой конкретной породе присутствуют две самостоятельные совокупности совместно кристаллизующихся минералов и тем самым, согласно определению В. А. Жарикова [10], — два парагенезиса. Из них парагенезисы минералов кумулуса являются твердыми фазами, выделявшимися непосредственно из главного объема расплава, а парагенезисы интеркумулуса — из интерстициальной жидкости. Они характеризуются разными особенностями и должны рассматриваться отдельно. Последовательность минералов кумулуса пород расслоенных серий является последовательностью ликвидусных фаз главного объема расплава. Парагенезисы минералов интеркумулуса подчиняются более сложным закономерностям, связанным как с особенностями взаимодействия с главным объемом расплава, так и с минералами кумулуса [38].

Более сложна проблема парагенезисов пород краевых серий. Как следует из предложенной модели и геологических материалов, условия кристаллизации нижней группы в целом мало отличаются от условий формирования центральной серии, за исключением последовательности смены пород в разрезе. В пределах верхней краевой группы должны быть развиты, в основном, минералы солидуса главного объема расплава, наиболее сложное строение должно наблюдаться в пределах боковых групп интрузивов, где есть все основания ожидать перемещения кристаллизующегося расплава с сопутствующей сортировкой зерен по гидравлическим характеристикам. Поэтому здесь ассоциации минералов могут иметь случайный характер, и возможность их использования для целей парагенетического анализа в настоящее время недостаточно ясна.

Таким образом, наибольший интерес для целей парагенетического анализа представляют минералы кумулуса центральных (расслоенных) серий интрузивов, выделяющиеся из главного объема расплава и характеризующие существенные особенности кристаллизации данного интрузивного тела.

Методология исследований. При разработке моделей обобщенных систем особое внимание обращалось на то, чтобы изученные минеральные фазы были представлены или только одними высокотемпературными членами изоморфных рядов, или, наоборот, только низкотемпературными и чтобы не происходило смешивания высоко- и низкотемпературных фаз, чего нет в природе и что сразу же нарушает строение соответствующих систем. Опыт показал, что строение диаграмм состояния систем, образованных только высокотемпературными или только низкотемпературными фазами, весьма близко друг к другу, т. е. при синхронном изменении состава всех твердых фаз котектики как бы «соскальзывают» в область более низкого температур, существенно не меняя своей конфигурации. Поэтому для характеристики взаимоотношений серий твердых растворов оказывается достаточным воспользоваться одной из таких диаграмм. На практике обычно использовались материалы по высокотемпературным фазам, по которым в настоящее время накоплено больше данных.

Идея метода проста: по составу исходного расплава определяется теоретически ожидаемый ход его кристаллизации в соответствующих системах при разных условиях и затем полученные данные сравниваются с реальными сериями парагенезисов пород конкретных интрузивов. Благодаря этому можно оценить условия, в которых происходило формирование данного комплекса, а также выявить особенности реальной кристаллизации такого расплава. Для этого состав исходного расплава интрузива, определенный по химизму его зоны закалки или средневзвешенному составу массива, пересчитывается по системе CIPW на компоненты соответствующей системы. При этом окислы, не входящие в состав минеральных фаз данной системы, например магнетит, ильменит и др., не учитываются. Затем по полученным координатам определяется положение фигуративной точки в объеме тетраэдра и тем самым — общая направленность хода кристаллизации данного состава в соответствии с общими законами физико-химического анализа на диаграммах состояния [10, 11, 23, 39].

Как видно из табл. 1, 2 и 3, интрузивы представляют собой продукты кристаллизации главных типов расплавов мантийного происхождения — от толеитовых и субщелочных базальтов до фолонитов, представителей известково-щелочных серий и липаритдацитов. Это позволило рассмотреть выявленные закономерности на примере кристаллизации достаточно широкого спектра расплавов. Сравнение серий реальных парагенезисов твердых фаз (табл. 5 и 6) с теоретически ожидаемыми позволяет оценить условия кристаллизации конкретных комплексов, с одной стороны, и уточнить строение самих систем — с другой.

Типы серий главных парагенезисов минералов кумулула в интрузивах основных и ультраосновных пород различных массивов

Златогорский тип		Лысогорский тип		Бувшвельдский тип
Скаергаардский	Златогорский	Лысогорский	Маскоцкий	
Pl+Or+Q				Pl+Or+Q?
Pl+CPx+Q±Or		Pl+CPx+OPx+Hbl?+Q?		Pl+CPx+Or+Q
Pl+TiMgt+CPx+Or+Ap	?	Hbl?	Pl+CPx+Mgt+Il+Or?+Q?	Pl+CPx+Or+TiMgt+Ap
Pl+CPx+TiMgt±Ol±Ap		CPx+OPx+Pl+Hbl?	CPx+Pl+TiMgt±Ol±Ap	(TiMgt)
Pl	Pl+OPx+CPx	(Pl)	Pl+CPx	Pl+CPx+TiMgt±Ol+Ap
Pl+CPx	Pl+OPx+CPx+Ol	Pl+CPx+OPx	(Pl)	Pl+CPx
Pl+CPx+Ol	Pl	(Ol+Pl)	Ol+CPx+Pl	Pl
Ol+Pl±CrSp	Pl+OPx	Ol+CPx+Pl±OPx	Ol+CPx(±OPx)	OPx+CPx+Pl±Ol
Ol+CrSp	Ol+Pl+OPx	CPx(±OPx)	(OPx)	(Pl)
(CrSp)	Ol+Pl±CrSp	Ol+CPx(±OPx)	(CrSp)	OPx+Pl±Ol
	Ol+CrSp	Ol	Ol+CrSp	OPx±CrSp
				(CrSp)
				Ol+OPx±CrSp
				(CrSp)
				Ol+CrSp

Ol — оливин, OPx — ортопироксен, CPx — клинопироксен, CrSp — хромит, TiMgt — титаномagnetит, Pl — плагиоклаз, Or — существенно калиевый полевой шпат, Ap — апатит, Q — кварц; Hbl — роговая обманка, Mgt — магнетит, Il — ильменит. Последовательность смены парагенезисов в интрузивах — снизу вверх; в скобках даны парагенезисы, не типичные для данного интрузива или группы интрузивов.

Серии главных парагенезисов минералов кумулула в интрузиях основных и щелочных, щелочных и основных и кислых пород различных массивов

Основные и щелочные породы		Щелочные породы	Основные и кислые породы	
Гремяха-Вурмес	Кизирский	Ловозерский	Салминский	Каларский
Ne+Or+Aeg+Ap		Ne+Or+Aeg+Aev+Ap		
Ne+Or+Ap		Ne+Or+Aeg+Ap		
Ne+Ap		Ne+Or+Ap		
CPx+Or+Ne+Ap	Or	Ne+Ap		Or+Q
CPx+Or+TiMgt+ +Ne±Ap	Pl+CPx+Or+TiMgt+ +Ap		Pl+Or+Qu	Pl+Or+Q±OPx
CPx+Pl+TiMgt+ +Or±Ap	Pl+TiMgt+CPx+Ap		Pl+OPx+Or	Pl+OPx+CPx+Q
(TiMgt+Ol)	(TiMgt+Ol)		Pl+OPx	(Pl+OPx+CPx+Or)
CPx+TiMgt±Ol± ±Pl±Ap	CPx+TiMgt±Pl±Ol+ +Ap		(Ol+OPx+Mgt)	Pl+OPx+CPx
Pl+CPx	Pl+CPx±Ol±Ap		(Pl+Ol+OPx±Mgt)	Pl+OPx
Pl	Pl+Ol		(Pl+Ol±Mgt)	(Pl+Ol)
CPx+Pl	Pl		Pl	Pl
CPx				
CPx+Ol				
Ol				

Ne — нефелин, Aeg — эгирин, Aev — эвдиалит, остальные усл. обозначения см. в табл. 4.

Система OI—CPx—PI—Q является одной из наиболее важных при исследованиях продуктов кристаллизации базальтоидов, представленных массивами основных и ультраосновных пород. Этот класс интрузивов относится к числу наиболее изученных, и поэтому представляется целесообразным начать обсуждение проблемы именно с этой системы.

Основой для разработки системы OI—CPx—PI—Q явилась система форстерит (Fo)—диопсид (Di)—анортит (An)—кварц (Q), впервые рассмотренная Е. Осборном и Д. Тайтом, Г. Чиннером и Ф. Шерером при $1 \cdot 10^5$ Па (атмосферном давлении). Использовались также данные по отдельным краевым системам при более высоких давлениях (рис. 15). Выбор системы Fo—Di—An—Q в качестве базовой производился на том основании, что реальные минералы в интрузивах основных и ультраосновных пород (см. выше) близки по составу к компонентам этой системы, и поэтому есть основания ожидать, что она будет достаточно корректно описывать качественные и количественные характеристики процесса кристаллизации природных базальтов. В связи с тем, что содержание воды в базальтах обычно не превышает 2 вес. %, а часто и ниже [16], при построении моделей учитывались только эксперименты в «сухих» условиях.

Строение системы OI—CPx—PI—Q в интервале давлений до 1,5 МПа. На основании экспериментальных данных были разработаны модели системы при давлениях 0,5, 0,8, 1,0, 1,5 МПа (рис. 16). Как видно, система состоит из объемов PI, OI и Q, примыкающих к соответствующим вершинам тетраэдра. Между ними располагается пластинообразный объем пироксенов и клинообразный объем шпинели. Хорошо видно, что с увеличением давления происходит заметное сокращение объемов оливина и плагиоклаза за счет расширения объемов пироксенов к шпинели.

Природа поверхностей, разделяющих эти объемы, сейчас неясна. Вероятно, они представляют собой не поверхности, а некие области, играющие роль двухфазных котектических поверхностей. Аналогично и кривые на их пересечениях, строго говоря, не являются линиями в геометрическом смысле, а также представляют собой области, играющие роль трехфазных котектических кривых. Однако на практике их удобно рассматривать как обычные поверхности и кривые, отвечающие котектическим в простейших системах с фиксированным составом фаз. Поэтому в дальнейшем изложении эта сторона дела специально оговариваться не будет, тем более, что реально они ведут себя именно таким образом.

При обсуждении моделей четверных систем следует иметь в виду, что изучены только их краевые части, а внутреннее строение получено исключительно путем интерполяции. Поэтому ряд важных особенностей строения систем уточнялся на основе изучения парагенезисов минералов реальных интрузивов.

Особого обсуждения требует строение объема ортопироксена (при $1 \cdot 10^5$ Па — протознстатита). Как известно, при низких давлениях высокомагнезиальные ОI и ОРх характеризуются реакционными отношениями, а при $P > 0,5$ МПа — котектическими [26], из чего следует, что при давлениях ниже 0,5 МПа поверхность ОI—ОРх является реакционной, а выше — котектической. Однако

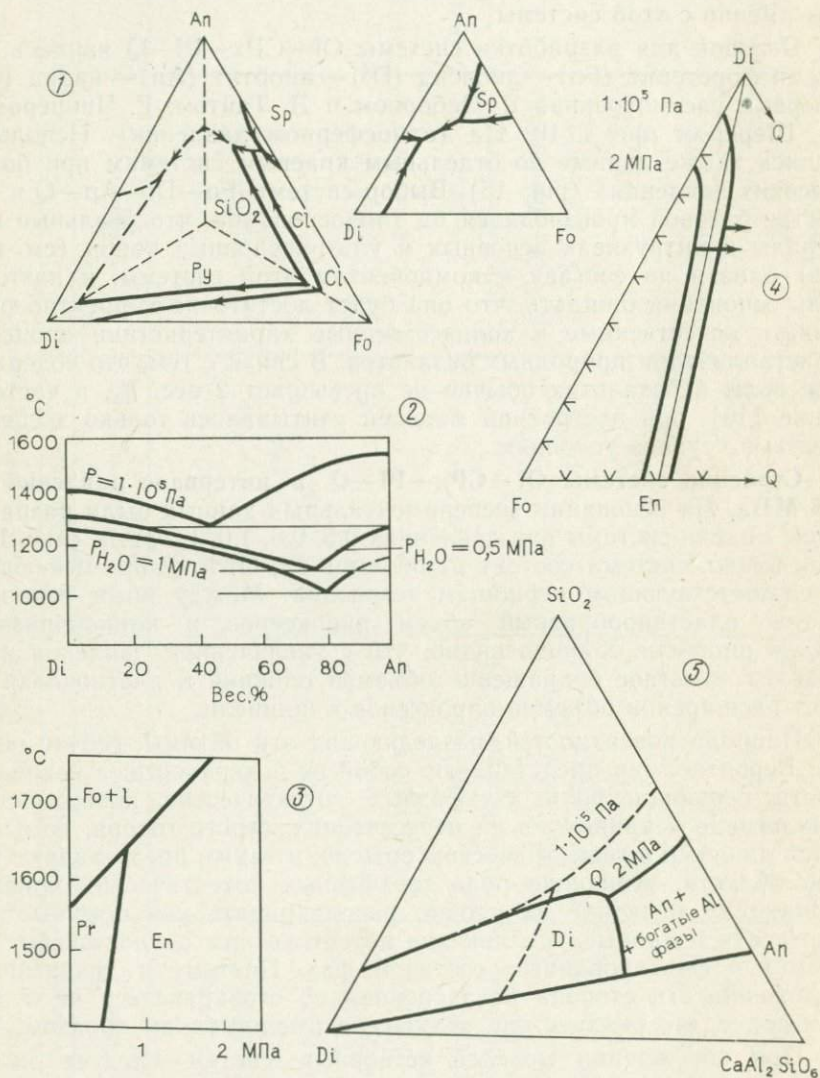


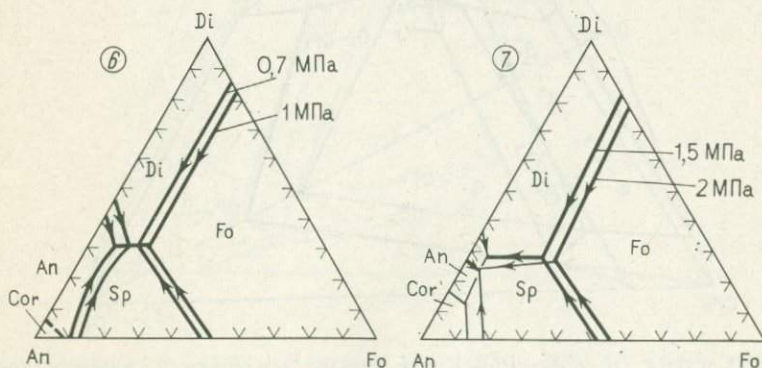
Рис. 15. Диаграммы состояния систем, использовавшихся при построении моде 1 — система An—Di—Fo—Q, по Осборну и Тайту; 2 — система An—Di; при $P_{H_2O} = 1 \cdot 10^5$ Па; ду, Ингленду и Дэвису; 4 — система Fo—Di—SiO₂ при высоких давлениях, по Кусиро; 5 — уфвиллю; 6—7 — система Fo—Di—An при высоких давлениях, по Пресналлу и др.

при железистости системы выше 60 %, как следует из данных Н. Боуэна и Дж. Шерера, эта поверхность является котектической во всем интервале давлений.

Не вполне ясен характер кривой OP_x-CP_x-Q . Е. Осборном и Д. Тайтом, Г. Чиннером и Дж. Шерером, а также ранее автором настоящей работы она рассматривалась в качестве котектической. В пользу этого говорит весьма широкое распространение парагенезиса OP_x-CP_x-Pl (габбро-норит) в природных объектах. Однако в то же время еще Н. Боуэном было экспериментально обнаружено явление замещения ромбического пироксена моноклинным в присутствии Pl , что нашло отражение в знаменитой «вилке Боуэна» [5]. Явления коррозии ортопироксена клинопироксеном постоянно отмечаются при изучении петрографических шлифов. Все это свидетельствует о наличии некоторой двойственности рассматриваемой кривой, вроде бы обладающей чертами как котектической, так и реакционной.

Подобная двойственность может быть связана с существованием «ортопироксенового барьера», вызванного уже рассмотренным выше явлением конгруэнтного плавления ортопироксена при $P_{ss} > 0,5$ МПа [26]. Как показал В. С. Соболев, этот барьер между оливин- и кварцсодержащими породами непроходим для кристаллизационной дифференциации при умеренных и высоких давлениях в условиях, когда $P_{H_2O} \ll P_{общ}$, но может быть преодолен при $P_{H_2O} \approx P_{общ}$. Очевидно, во втором случае кривая будет обладать свойствами реакционной, а в первом — котектической. Как будет показано ниже, среди реальных парагенезисов интрузий отмечаются как те, так и другие случаи, причем вторые встречаются намного реже.

Полностью отсутствуют экспериментальные данные по четвертой точке Or_x-CP_x-Pl-Q . Ранее предполагалось, что она является термальным минимумом системы. Однако, как показал ана-



лей системы $O1-CP_x-Pl-Q$:

0,5 и 1 МПа, по Г. Иодеру; 3 — соотношения полиморфных модификаций $MgSiO_3$, по Бол-система $Di-CaAlSiO_6-SiO_2$ при низком и высоком давлении, по Кларку, Шереру и де На-

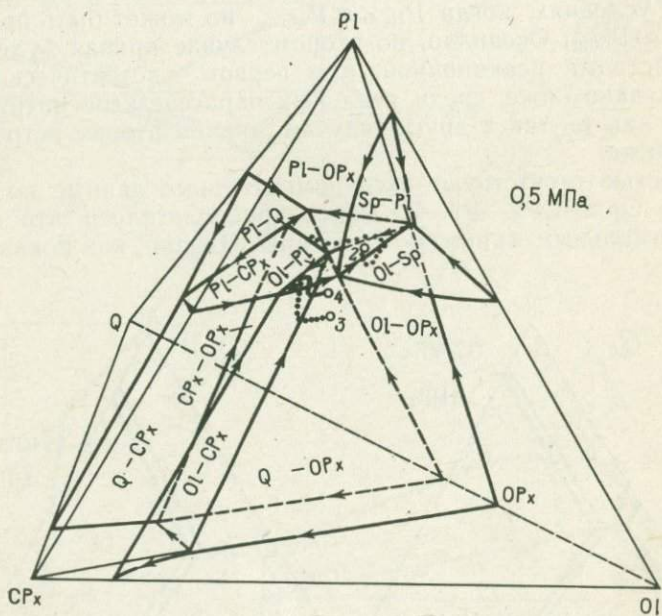
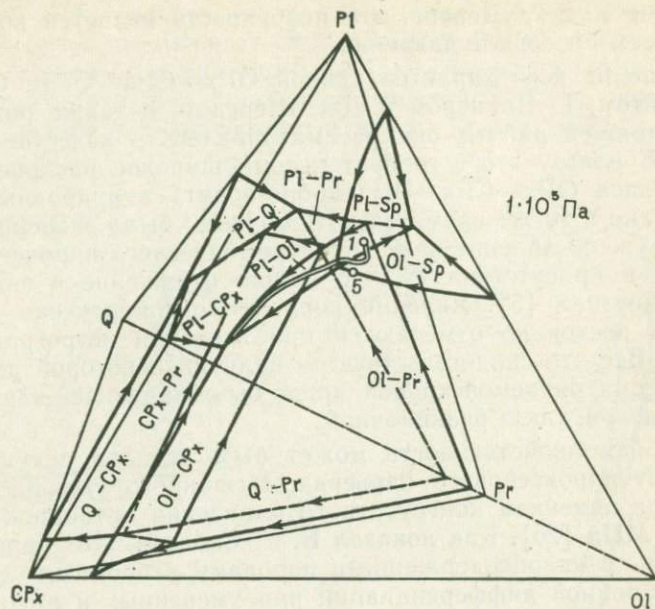
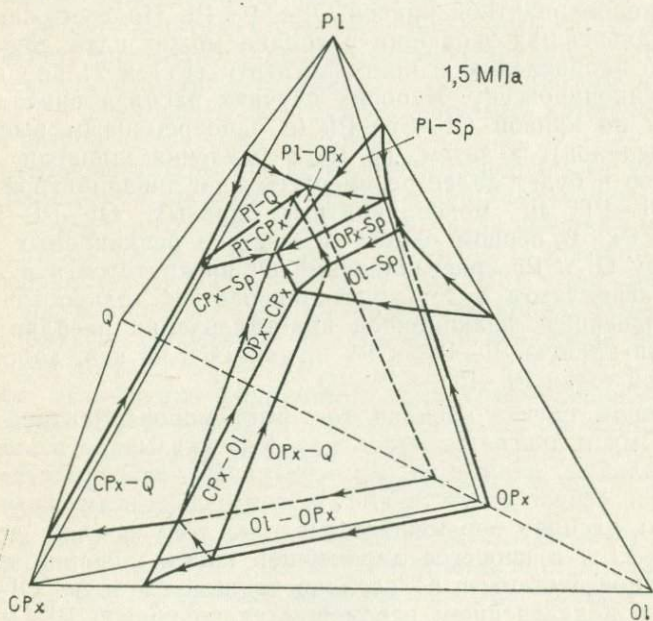
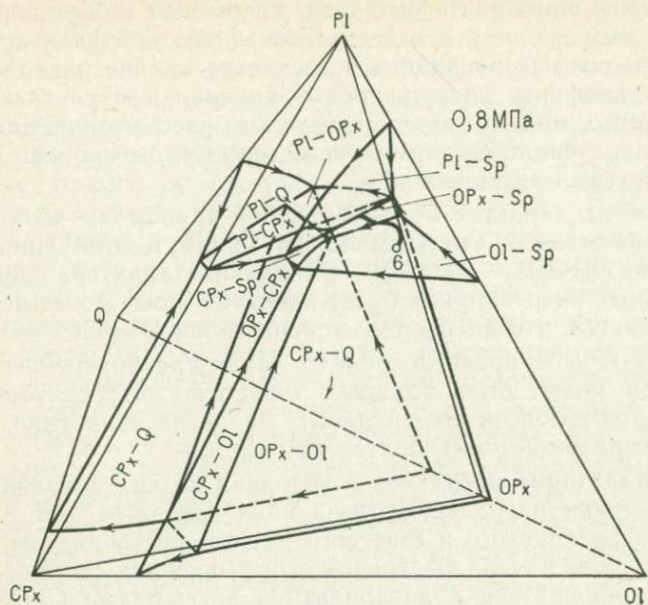


Рис. 16. Система $Ol-Cpx-Pl-Q$ при разных давлениях нагрузки и тренды Интрузивы: 1 — Скаергаардский, 2 — Златогорский, 3 — Маскокс, 4 — Колмозерский, 5 —



кристаллизации некоторых интрузивов основных и ультраосновных пород.
Лысогорский, 6 — Мончетундровский (Бушвельдский)

лиз реальных парагенезисов пород, кварцевый габбро-норит (двупироксеновый диорит) в качестве конечного продукта кристаллизации базальтовых расплавов встречается крайне редко — обычно же это гранофиры, содержащие в минеральном составе Og . Из этого, видимо, можно сделать вывод, что рассматриваемая четвертая точка не является термальным минимумом системы, а обладает свойствами реакционной.

И наконец, характер моновариантной кривой $O1-CPx-Pl$. Ранее предполагалось, что термальный минимум этой кривой отвечает точке $O1-CPx-OPx-Pl$. Однако из характера парагенезисов реальных интрузий, как будет показано ниже, более вероятным представляется, что он расположен на грани $O1-CPx-Pl$.

Окончательное представление о характере внутреннего строения систем может быть вынесено только после рассмотрения реальных парагенезисов минеральных фаз в их сравнении с теоретически ожидаемой последовательностью.

Кристаллизация расплавов в условиях низких давлений. Фигуративные точки расплавов, отвечающих исходным для Златогорского, Скаергаардского и Рамского интрузивов, попадают в объем шпинели. После начала выделения этого минерала состав жидкости должен перемещаться к дивариантной поверхности $O1-Sp$, а по ней — к моновариантной кривой $O1-Sp-Pl$. По достижении этой кривой дальнейшая эволюция расплава может идти двумя путями: 1) по направлению к протознстатиту (Pr) и 2) по направлению к клинопироксену. В обоих случаях расплав вначале будет двигаться по кривой $O1-Sp-Pl$ (с одновременным выделением этих минералов), а затем, по мере удаления шпинели, покинет эту кривую и будет далее перемещаться по дивариантной поверхности $O1-Pl$ до моновариантных кривых $O1-Pl-Pr$ или $O1-Pl-CPx$. В первом случае вследствие реакционных отношений между $O1$ и Pr кристаллизация $O1$ прекратится и в ассоциации с плагиоклазом будет кристаллизоваться только Pr . В процессе дальнейшей фракционной кристаллизации расплав должен попасть на кривую $Pl-Pr-CPx$ и, двигаясь по ней, достичь невариантной точки $Pl-Pr-CPx-Q$.

Во втором случае расплав достигает моновариантной кривой $O1-Pl-CPx$ и двигается вдоль нее. Как указывалось выше, экспериментальные данные о температурных зависимостях вдоль этой кривой сейчас отсутствуют. Поэтому здесь возможны два варианта: а) расплав перемещается вдоль этой кривой до грани $O1-CPx-Pl$ и в процессе дальнейшей кристаллизации покидает объем данной системы и б) расплав движется к точке $O1-CPx-Pr-Pl$ и в дальнейшем перемещается по кривой $Pl-Pr-CPx$. Таким образом, в процессе фракционной кристаллизации рассмотренных расплавов должны последовательно выделяться две серии минеральных ассоциаций: 1) $Sp \rightarrow O1 + Sp \rightarrow O1 + Sp + Pl \rightarrow O1 + Pl \rightarrow Pl + Pr \rightarrow Pl + Pr + CPx \rightarrow Pl + Pr + CPx \pm Q$, 2) $Sp \rightarrow O1 + Pl \pm Sp \rightarrow O1 + Pl + CPx \pm Pr \rightarrow Pr + CPx \pm Q$ $Sp \rightarrow O1 + Pl \pm Sp \rightarrow O1 + Pl + CPx \rightarrow$.

В исследованных массивах (см. табл. 5), за исключением интрузива острова Рам [34], чисто шпинелевые кумулаты отсутствуют (это может быть связано с недостаточной точностью определения состава исходного расплава), а наиболее высокотемпературные парагенезисы представлены дунитами (кроме Скаергаардского массива, где наиболее высокотемпературные части разреза эрозией не вскрыты). Остальные парагенезисы в интрузиях довольно близко отвечают теоретически ожидаемым: в Златогорском массиве — первому пути кристаллизации, в других — второму.

Однако в случае Златогорского массива наблюдается парагенезис $O1 + OPx + P1$, свидетельствующий об отсутствии реакционных взаимоотношений между $O1$ и OPx , что возможно только при давлении выше 0,4—0,5 МПа. Близка к описываемой последовательность парагенезисов пород Британо-Арктической провинции. Это согласуется с определениями величины давления по полиморфам SiO_2 и $CaFeSi_2O_6$, свидетельствующим о том, что давление во время кристаллизации «сэндвичевого горизонта» составляло 0,05 МПа, а основания нижней зоны — 0,12 МПа.

Весьма существенно, что в парагенезисах массивов второй группы собственно ортопироксен отсутствует (имеющийся гиперстен представляет собой инвертированный пижонит), но в верхней части разреза существенную роль начинают играть железистый оливин и титаномагнетит, отсутствующие в возможных парагенезисах низкотемпературной части рассматриваемой системы. Из этого, очевидно, следует, что температурный минимум на кривой $O1 - CPx - P1$ расположен вне данной системы, которую расплав покидает в процессе кристаллизации.

Значительный интерес представляют отклонения от этой теоретически ожидаемой последовательности кристаллизации. Как указывалось выше, в интрузиях типа Скаергаарда широким развитием пользуется габбровый парагенезис ($P1 + CPx$), соответствующий котектической поверхности $P1 - CPx$ (рис. 16). Для того чтобы расплав мог попасть на эту поверхность, кривая $O1 - P1 - CPx$ должна обладать свойствами реакционной, что никак не следует из ее конфигурации (см. ниже).

Второе исключение составляет этап кристаллизации одного плагиоклаза, наблюдаемый в интрузиях вслед за парагенезисом $P1 - CPx - Pг$, свидетельствующий о том, что расплав временно уходил в объем плагиоклаза, чтобы через некоторое время вернуться на котектические поверхности.

Состав исходного расплава Лысогорского массива попадает в объем $O1$ (см. рис. 16). Судя по диаграмме, здесь должны были бы наблюдаться следующие парагенезисы: $O1 \rightarrow O1 + P1 \rightarrow O1 + P1 + Pг \rightarrow O1 + Pг + CPx + P1 \rightarrow O1 + CPx + P1$ и т. д. Однако троктолиты нехарактерны для этого массива, равно как и парагенезисы с $Pг$. По-видимому, в данном случае состав расплава определен неверно (пробы отобраны на значительном удалении от непосредственного контакта). Для получения реально наблюдаемых парагенезисов минералов: $O1 \rightarrow O1 + CPx + Pг \rightarrow O1 + CPx + P1 \rightarrow Pг + CPx + Pг$ и т. д.

(см. табл. 5) — расплав должен был быть менее глиноземистым и более кальциевым.

Важной особенностью парагенезисов минералов Лысогорского интрузива является широкое развитие габбро-диоритов, кварцевых диоритов, значительное количество роговой обманки. Очевидно, в данном случае исходный расплав был сравнительно водонасыщенным, и остается не совсем ясным, связано преодоление ортопироксенового барьера с низким давлением нагрузки или с высоким P_{H_2O} .

Кристаллизация при давлении порядка 0,5 МПа. Как следует из экспериментов Ф. Бойда и др. [26], при давлении выше 0,5 МПа (а по данным Г. Тэйлора, при 0,4 МПа) энстатит плавится конгруэнтно. Следовательно, поверхность $O1-ORx$ из реакционной превращается в котектическую и ассоциация $O1+ORx$ становится равновесной. С этих позиций находит объяснение парагенезис $O1-ORx-P1$, наблюдающийся в Златогорском массиве и, очевидно, свидетельствующий о кристаллизации этой интрузии при давлениях выше 0,4—0,5 МПа. С этим совпадает и факт широкого развития в породах интрузии вдоль границ оливина и плагиоклаза шпинель-пироксеновых венцовых структур, возникающих при $P=0,8\pm 0,2$ МПа [26]. Это позволяет оценить минимальную величину давления в момент формирования этого массива в 0,6 МПа. Характер дальнейшей эволюции расплава в Златогорском плутоне вследствие его эрозионного среза неизвестен. Однако можно сделать предположение, что наличие при таком давлении ортопироксенового барьера должно было прекратить эволюцию расплава в сторону точки $ORx-CPx-P1-Q$ и направить расплав по котектике $O1-CPx-P1$, т. е. верхняя часть разреза этого массива должна была быть похожей на разрез Скаергаардского интрузива.

С увеличением давления поверхность $O1-CPx$ несколько смещается в сторону $O1$, а $O1-P1$ — в сторону $P1$. В этих условиях расплав интрузии Маскок (рис. 16) из объема оливина будет двигаться к поверхности $O1-CPx$ и уже по этой поверхности — к котектической кривой $O1-CPx-P1$. По достижении этой кривой дальнейшая кристаллизация должна идти так же, как и в Скаергаарде. Наличие значительного количества клинопироксенитов, вероятно, объясняется тем, что в условиях интенсивного фракционирования оливина расплав временно уходил в объем клинопироксена.

Описанная последовательность характерна для ранних стадий кристаллизации интрузии. Однако на средних и поздних стадиях в массиве наблюдается появление в существенных количествах ортопироксена, а также хромита. Переход к этим парагенезисам, как отмечал еще Т. Ирвайн, не может быть объяснен фракционной кристаллизацией того же расплава, а требует существенного изменения его состава, в частности добавления гиперстен-нормативного расплава в магматическую камеру. В данном случае мы присоединяемся к этой точке зрения, поскольку такой характер смены

парагенезисов является совершенно аномальным, противоречит строению системы и не согласуется с результатами изучения других интрузивных тел.

Кристаллизация при давлении 0,8—0,9 МПа. Несмотря на крайнюю важность выявления закономерностей кристаллизации базальтоидов при таком давлении, экспериментальные данные здесь крайне скудны. При построении модели использовались в основном результаты интерполяции данных по следующим крайним системам: $Fo-Di-SiO_2$, $An-Di-SiO_2$, изученным при 2 МПа; части системы $Fo-An-SiO_2$, изученной при 1 МПа, а также результаты изучения системы $O1-P1$ при высоких давлениях (см. рис. 15).

Наиболее важной особенностью строения четверной системы при таких давлениях (рис. 16) является исчезновение поля совместной кристаллизации оливина и плагиоклаза. Из других особенностей следует отметить появление дивариантной поверхности $OPx-Sp$ и $CPx-Sp$, а также общее сокращение объема кристаллизации плагиоклаза и, наоборот, расширение объемов пироксенов.

Как видно из рис. 16, кристаллизация толентовых базальтов при 0,8 МПа и выше должна начаться с $O1$, к которому вскоре присоединяется шпинель. Следуя по этой дивариантной котектической поверхности, расплав должен достигнуть моновариантной кривой $O1-OPx-Sp$, затем — невариантной реакционной точки $O1-OPx-CPx-Sp$. После этого тренд кристаллизации должен по кривой $OPx-CPx-Sp$ попасть в следующую реакционную точку $OPx-CPx-Sp-P1$, а затем — на кривую $OPx-CPx-P1$ и следовать по ней вплоть до ортопироксенового барьера, препятствующего достижению кварцосодержащих составов. Дальнейшая кристаллизация должна идти тем же путем, что и при более низких давлениях.

Подобный характер смены парагенезисов минералов в изученных нами массивах не наблюдался. Он отмечается лишь в массиве Бени-Бушера в Марокко. Однако в этом массиве плагиоклаз неустойчив и замещается гранатом, что свидетельствует в пользу еще более высоких давлений — порядка 1,5 МПа.

Вместе с тем парагенезисы $O1-P1$ практически отсутствуют в интрузивах типа Бушвельда. Это позволяет думать, что их затвердевание происходило при давлениях порядка 0,8 МПа, о чем свидетельствуют и коронарные структуры вдоль границ $O1$ и $P1$. Однако их кристаллизация подчинялась более сложным закономерностям: тренд кристаллизации, перемещаясь по кривой $O1-OPx-Sp$, по мере фракционирования $O1$ смещался на поверхность $OPx-Sp$, иногда полностью уходя в объем OPx . После этого расплав достигал кривой $OPx-P1-Sp$ и после фракционирования Sp уходил на поверхность $OPx-P1$, а в ряде случаев — Критическая зона Бушвельда и Норитовая Стиллоутера — даже уходил в объем $P1$.

В процессе дальнейшей кристаллизации расплав достигал котектической кривой $OPx-CPx-Pl$, и уже после этого длительное время происходило выделение одного плагиоклаза, являющегося единственным кумулюсным минералом в средних частях разреза этих интрузивов.

Появление небольшого количества троктолитов в основании анортозитовых зон массивов, возможно, объясняется тем, что кристаллизация здесь происходила на более высоких уровнях интрузивов, т. е. при более низких давлениях. Действительно, гипсометрически основания этих зон расположены на 2,5—3 км выше подошвы массивов, т. е. давления здесь были примерно на 0,1 МПа меньше.

Таким образом, наблюдается вполне удовлетворительное совпадение реально наблюдаемых парагенезисов пород с теоретически ожидаемыми при разных давлениях нагрузки. Вместе с тем в процессе реальной кристаллизации нередко отмечается смещение тренда кристаллизации расплава с котектических кривых на поверхности и даже в объем кристаллизации с появлением би- и мономинеральных парагенезисов.

Причины этого явления в настоящее время недостаточно ясны. Одной из таких причин может быть эффект несогласованного темпа изменения составов одновременно кристаллизующихся фаз. Действительно, динамика изменения состава каждого минерала подчиняется своим собственным закономерностям и поэтому в процессе их совместной кристаллизации должны постоянно возникать мелкие нарушения общего равновесного хода кристаллизации. Очевидно, это и приводит в конечном итоге к смещению расплава с «моновариантных» кривых на «дивариантные» поверхности и даже в многовариантный объем, где такие нарушения существенной роли не играют.

В настоящее время в связи с проблемой генезиса анортозитов экспериментально наиболее изучена проблема появления мало-минерального парагенезиса Pl . Так, Т. Ирвайном было показано, что увеличение концентрации нормативного Og в расплаве должно приводить к сходному эффекту — смещению расплава в объем плагиоклаза. Очевидно, некоторое смещение котектик под влиянием примесей должно играть роль и для других минералов, однако эта проблема требует дальнейшего изучения.

И наконец, третий вариант объяснения появления рассматриваемых мономинеральных парагенезисов, представляющийся наиболее вероятным, — связь с процессами ликвации, нарушающими структуру расплава и способствующими преимущественной кристаллизации наиболее высокотемпературных фаз (см. ниже).

СИСТЕМЫ $OI-CPx-Pl-Ne$ и $CPx-Pl-Ne-Og$

Системы описывают ход кристаллизации расплавов субщелочных базальтов. При этом в пределах единых интрузивных тел наблюдается переход тренда кристаллизации из одной системы в дру-

гую. Вследствие этого представляется целесообразным рассмотреть эти системы совместно.

Система $Ol-CPx-Pl-Ne$ построена на основании изучения систем (рис. 17): $Ne-Di-Q$, нефелин-форстерит-кварц и $Fo-Di-Ne$. При этом учитывались результаты работ по системе форстерит-диопсид-анортит, что существенно изменило конфигурацию поля шпинели (Sp) на грани $Ol-Pl-Ne$. Грань $Ol-Pl-CPx$ построена с использованием данных по предыдущей системе.

Особую сложность представляло выявление строения очень важной грани $CPx-Pl-Ne$, общей для рассматриваемой системы и системы $CPx-Pl-Ne-Og$. Экспериментальные данные здесь ограничены тройной системой $Di-Ne-Q$ и двойной $An-Ne$ как частью систем $Ne-An-SiO_2$ и $Ne-An-Lc$. Первая система учитывает поведение всех трех компонентов, но при этом плагиоклаз представлен своей наиболее низкотемпературной, а клинопироксен — наиболее высокотемпературной разновидностями, вследствие чего она не удовлетворяет главному условию построения обобщенных систем, предусматривающих синхронное изменение состава твердых растворов в вершинах диаграмм [38]. Система $An-Ne$ изучена в условиях, где отсутствуют фемафильные компоненты, и поэтому тоже не может быть непосредственно использована при построении обобщенной диаграммы. Вместе с тем существенно, что поля кристаллизации Pl и Ne разделены областью существования глиноземистых фаз, в частности корунда. Это позволяет предположить, что в системах, содержащих магний и железо, в этом месте может кристаллизоваться шпинелеподобная фаза. Поэтому на диаграммах системы $Ol-CPx-Pl-Ne$ этот участок показан как поле кристаллизации шпинели.

Как уже указывалось, строение системы $Ne-Di-SiO_2$ не удовлетворяет условию непосредственного ее применения в обобщенной диаграмме. И действительно, согласно данным по этой системе, Ne -содержащие парагенезисы должны предшествовать парагенезисам с щелочным полевым шпатом, чего не наблюдается в реальных интрузиях, где повсеместно фиксируется обратная закономерность (см. выше). Следовательно, строение системы $CPx-Pl-Ne$ должно обеспечить переход расплава в систему $CPx-Pl-Ne-Og$, что возможно только в случае, когда поверхность $Pl-Ol$ достигает указанной грани.

Как видно на рис. 18, система $Ol-CPx-Pl-Ne$ представляет собой комбинацию объемов кристаллизации минеральных фаз, прилегающих к соответствующим вершинам, и крупного клиновидного объема шпинели. Термальный минимум системы, по-видимому, находится на котектике $Pl-CPx-Ol$, которая является котектикой «протыкания». Как и в системе $Ol-CPx-Pl-Q$ [38], с увеличением давления происходит сокращение поля $Pl-Ol$, практически исчезающего при давлениях выше 1 МПа. В дальнейшем происходит расширение объема клинопироксена за счет сокращения объемов оливина и плагиоклаза. Обращает на себя вни-

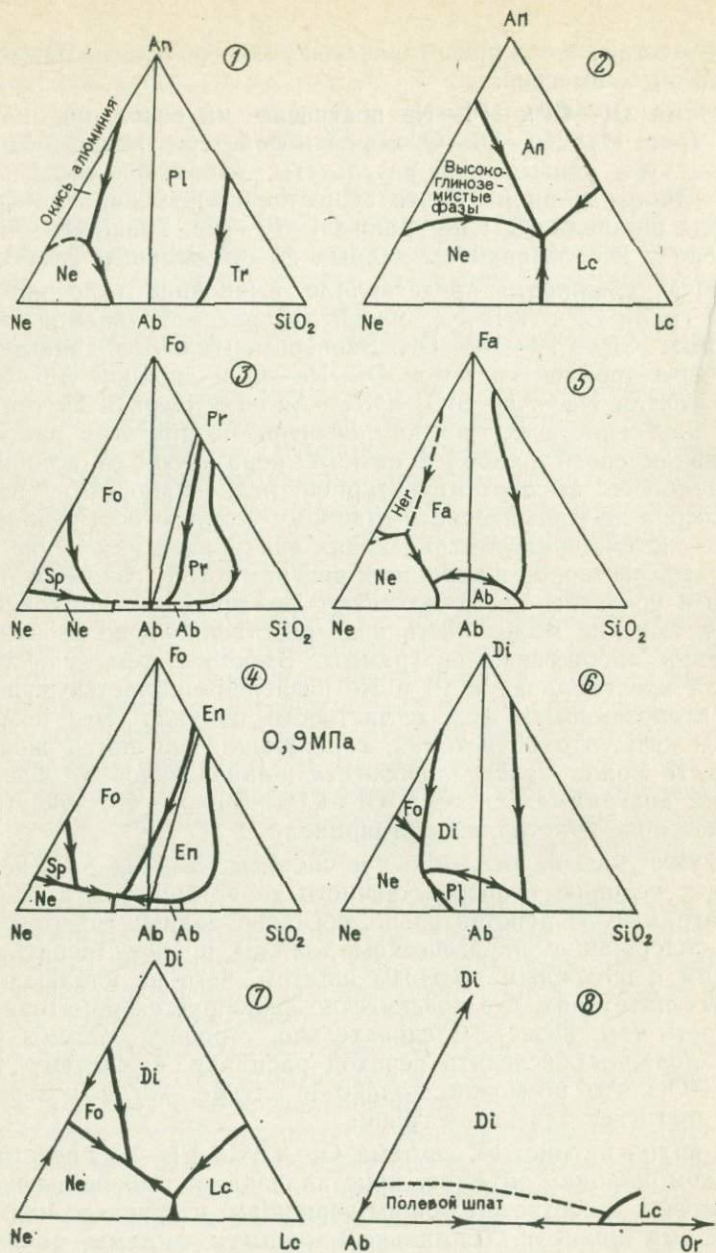


Рис. 17. Диаграммы состояния систем, использовавшихся при построении моделей системы ОI—СРХ—PI—Ne:

1 — система An—Ne—SiO₂ при 0,1 МПа, по Шереру; 2 — система Ne—Lc—An при 1·10⁵ Па, по Гупте и Эдгару; 3 — система Fo—Ne—SiO₂, по Шереру и Иодеру; 4 — то же самое при 0,9 МПа, по Иодеру; 5 — система Fa—Ne—SiO₂, по Боуэну; 6 — система Ne—Di—SiO₂, по Шереру и Иодеру; 7 — система Di—Ne—кальцит, по Сууду и др.; 8 — система Di—Ab—Or, по Морзе

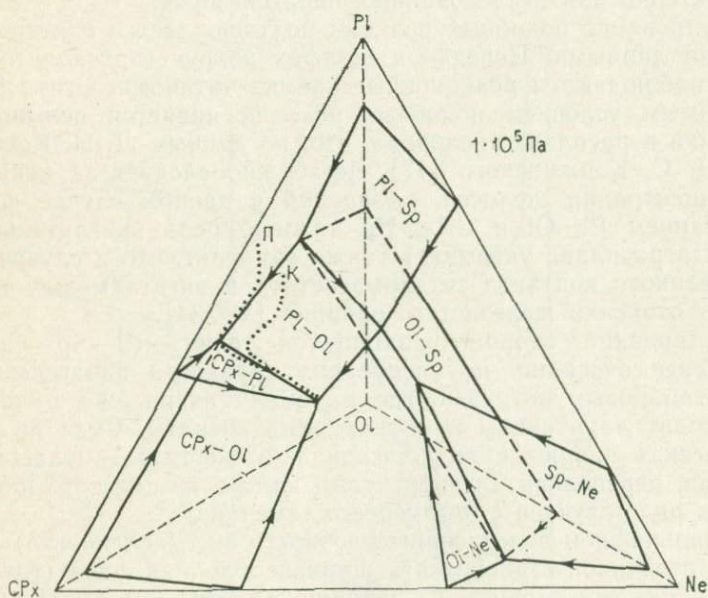
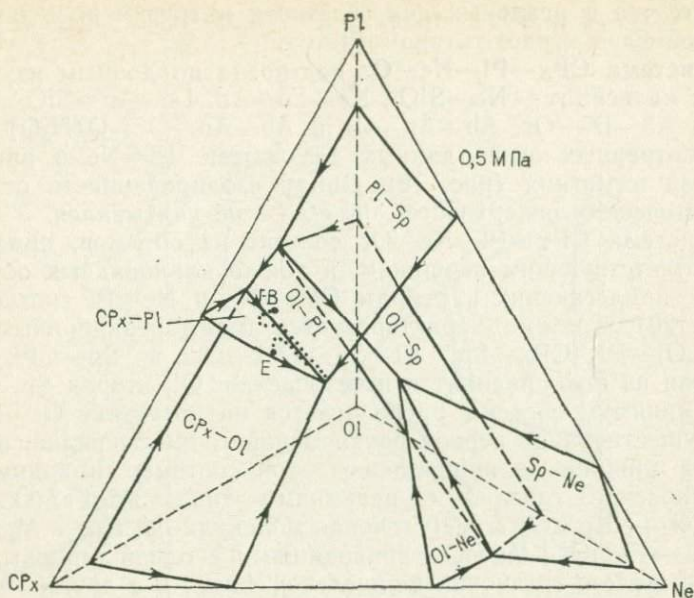


Рис. 18. Система $Ol-Cpx-Pl-Ne$ при разных давлениях и тренды кристаллизации некоторых снитит-габбровых интрузивов.

Интрузивы: П — Патынский, К — Кизирский, Е — Елетьозерский, Г-В — Гремяха-Вырмесский

мание, что в реальных парагенезисах интрузий роль шпинелеподобной фазы играет титаномагнетит.

Система CPx—Pl—Ne—Or построена по данным изучения систем: кальсилит—Ne—SiO₂, Ne—Lc—An, Lc—An—SiO₂, Ne—Di—Lc и Ab—Di—Or, Ab—An—Or и Ab—An—Or—Q(H₂O) с учетом рассмотренных выше данных по системе Pl—Ne в присутствии железа и магния (рис. 19). Ввиду изолированности от главных котектических поверхностей объем Lc не учитывался.

Система CPx—Pl—Ne—Or состоит из объемов, прилегающих к соответствующим вершинам, а также клиновидных объемов Ol и Sp, прилегающих к ребрам CPx—Ne и Ne—Pl соответственно (рис. 20). Система характеризуется тремя реакционными точками—Ol—Pl—CPx—Sp, Pl—Sp—CPx—Or и Sp—CPx—Pl—Ne. Первая из них приводит к исчезновению Ol, вторая Sp. Термальный минимум системы располагается на котектике Or—Ne—CPx.

Существование первой реакционной точки очевидно, поскольку объем оливина не принадлежит этой системе. По-видимому, его исчезновение связано с реакциями типа $3\text{MgFeSiO}_4 + 0,5\text{O}_2 \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{MgSiO}_3$ (гиперстеневая молекула авгита) и $\text{MgFeSiO}_4 + \text{TiO}_2 \rightarrow \text{FeTiO}_3 + \text{MgSiO}_3$, приводящими с одной стороны, к появлению железо-титановой шпинелевой фазы, а с другой—к стабилизации железистости клинопироксена, что, как указывалось выше, характерно для исследованных парагенезисов.

Существование подобных реакций подтверждается и петрографическими данными. Нередко в шлифах вокруг гортонолитового оливина наблюдаются реакционные каемки титаномагнетита [28]. Необходимым условием подобных реакций является повышение содержания в расплаве кислорода, что, по данным Л. Н. Когарко [15] и Д. С. Коржинского [17], неизбежно следует за повышением концентрации щелочей, вызванной в данном случае фракционированием Pl, Ol и CPx. На важную роль окислительного потенциала расплава указывает также тот факт, что в случае непосредственного контакта титаномагнетита и авгита между ними возникает оторочка железистого оливина [28, 34].

Существование второй реакционной точки—Pl—Sp—CPx—Or—менее очевидно, но следует из характера парагенезисов щелочно-габбровых интрузий, где на смену акеритам—пуласкитам приходит лаурвикиты и нефелиновые сиениты. Судя по петрографическим наблюдениям, плагиоклаз в акеритах—пуласкитах неустойчив, переполнен антипертитам калиевого полевого шпата, которые в ряде случаев отчетливо его замещают.

При дальнейшем повышении щелочности (и окисленности) расплава неустойчивой становится и шпинелеподобная фаза (титаномагнетит), как это следует из реакции $3\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + 0,5\text{O}_2 \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{FeTiO}_3$ [24]. По данным петрографических наблюдений, уже в шонкинитовых сиенитах титаномагнетит в виде самостоятельной фазы отсутствует, а наблюдаются индивидуальные кристаллы малотитанистого магнетита и ильменита. В собственно щелочных породах (нефелиновых сиенитах) окислы железа и титана само-

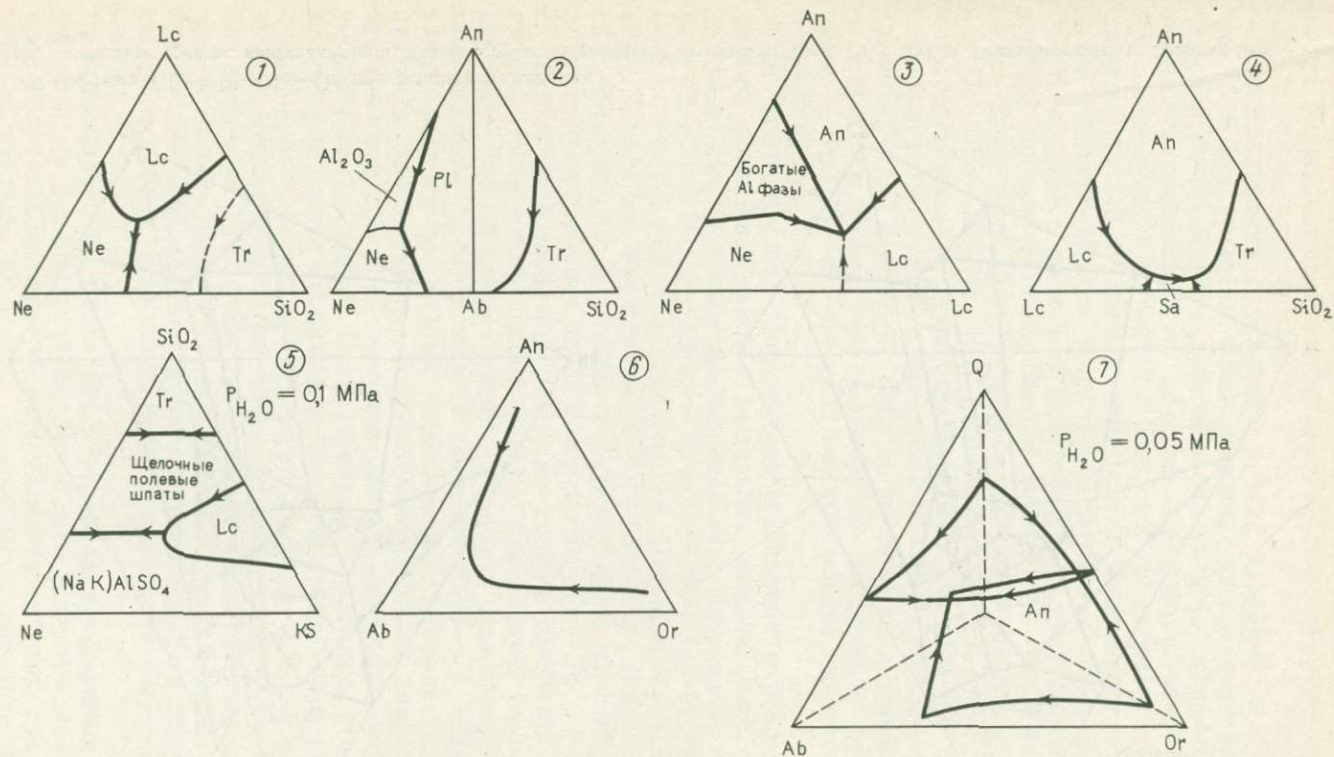


Рис. 19. Диаграммы состояния систем, использовавшихся при построении моделей системы $CPx-Pl-Ne-Or$:

1 — система $Lc-Ne-SiO_2$, по Шереру; 2 — система $An-Ne-SiO_2$, по Шереру; 3 — система $An-Lc-SiO_2$, по Гупте; 4 — система $An-Lc-SiO_2$, по Шереру и Боуэну; 5 — система кальсилит — $Ne-SiO_2$, по Фудали; 6 — система $Ab-An-Or$, по Таттлу и Боуэну; 7 — система $Ab-An-Or-Q (H_2O)$, по Кравцовой

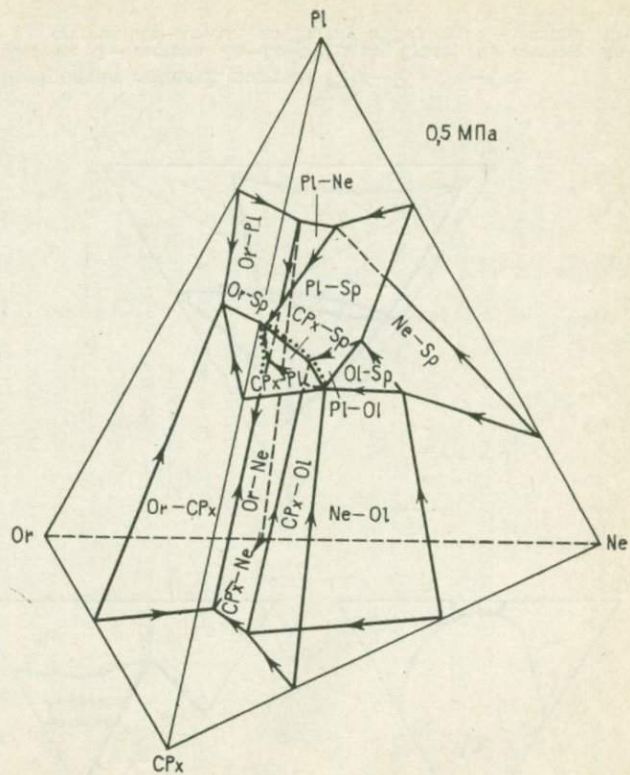
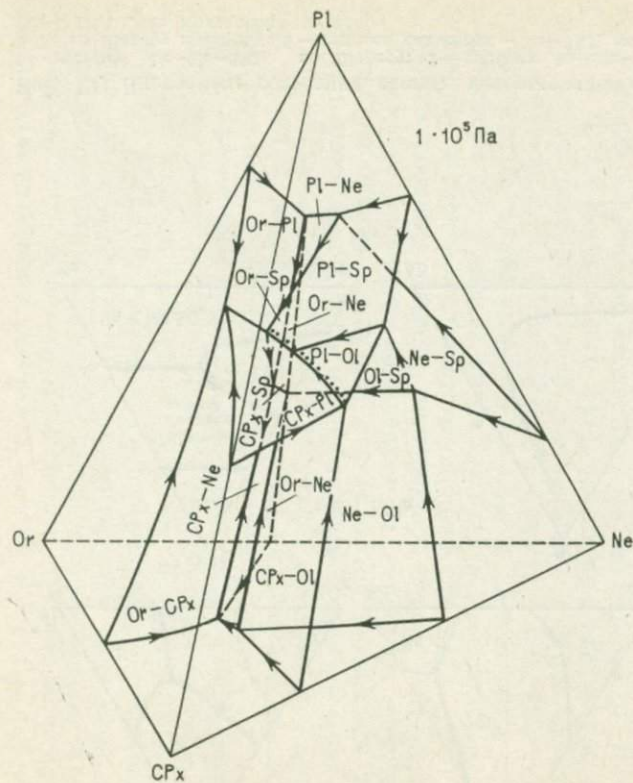


Рис. 20. Система CPx-Pl-Ne-Or при разных давлениях.

Точками показаны тренды кристаллизации Кизирского и Патынского интрузивов (при $1 \cdot 10^5 \text{ Па}$) и Еletzозерского и Гремяха-Вырмеского (при $0,5 \text{ МПа}$)

стоятельных минеральных фаз обычно не образуют, а входят в состав ферросилитовой и акмитовой молекул эгирина-авгита и эгирина, а также в состав сфена.

Кристаллизация в условиях низких давлений. Как видно из рис. 18, б, фигуративные точки исходных расплавов изученных интрузивов располагаются довольно близко друг от друга, хотя парагенезисы слагающих эти массивы пород существенно различны. Кристаллизация Кизирского и Патынского массивов, судя по диаграмме рис. 18, а, должна начаться с выделения плагиоклаза. Затем расплав должен попасть на котектическую поверхность $O1-P1$ и, следуя по ней, с одновременным выделением этих минералов достичь моновариантной кривой $O1-P1-CPx$. Перемещаясь вдоль этой кривой, расплав должен покинуть объем системы $O1-CPx-P1-Ne$. Его дальнейшая кристаллизация может быть рассмотрена в рамках системы $CPx-P1-Ne-Og$. Здесь расплав будет перемещаться по кривой $O1-P1-CPx$ вплоть до реакционной точки $O1-Sp-P1-CPx$, а после фракционирования $O1$ — по котектике $P1-CPx-Sp$ вплоть до следующей реакционной точки — $P1-CPx-Sp-Og$, где уже плагиоклаз является метастабильной фазой.

До этого момента теоретически ожидаемая и реально наблюдаемая последовательность выделения минеральных фаз таких массивов, как Кизирский и в меньшей мере Патынский, совпадают: $P1 \rightarrow P1+O1 \rightarrow P1+O1+CPx \rightarrow P1+O1+CPx+Sp \rightarrow P1+CPx+Sp \rightarrow P1+CPx+Sp+Og$ (за исключением Патынского) (см. рис. 18, 20). Появление парагенезисов $O1+CPx+Sp$ (казанскитов) и $CPx+Sp$ (косвитов) связано с местными отклонениями кристаллизующегося расплава вдоль поверхности $SPx-Sp$.

Дальнейшая эволюция расплава должна следовать в сторону парагенезисов с нефелином. Однако, как следует из результатов изучения рассмотренных сиенит-габбровых массивов, кристаллизовавшихся в условиях низких давлений (0,05—0,1 МПа) (?) [4], в реальных малоглубинных магматических камерах этого не происходит. Здесь наиболее низкотемпературными парагенезисами оказываются сиениты, состоящие из одного щелочного полевого шпата (нордмаркиты). Представляется вероятным, что возникновение такого «полевошпатового или сиенитового барьера» связано с явлением неразличимости (полной смесимости) полевых шпатов, экспериментально устанавливаемой в системе $Ab-Og-Q$ при низких давлениях. По-видимому, преодолеть этот барьер удастся только в условиях повышенных давлений. Об этом свидетельствуют находки даек нефелиновых сиенитов, обнаруженных в районе Патынского массива и явно связанных с эволюцией более глубинного очага.

Кристаллизация расплавов в условиях повышенных давлений. Об этом же свидетельствуют результаты изучения массивов Гремяха-Вырмес и Елетьозеро, затвердевание которых, судя по наличию в породах венцовых (коронарных) пироксен-шпинелевых структур, происходило при давлении выше 0,6 МПа. Как видно

из рис. 18, кристаллизация массива Гремяха-Вырмес должна начаться с выделения OI , а затем — CPx . После этого расплав попадет на котектику $OI-CPx-Pl$, и дальнейшая его кристаллизация должна происходить так же, как и при более низких давлениях, вплоть до реакционной точки $Pl-CPx-Or-Sp$. Однако в отличие от сиенит-габбровых массивов здесь устанавливается переход от сиенитов (пуласкитов — лаурвикитов) через шонкинито-вые сиениты к нефелиновым разновидности. Общая последовательность смены парагенезисов следующая: $OI \rightarrow OI + CPx \rightarrow OI + CPx + Pl \rightarrow (CPx + Pl) \rightarrow (Pl) \rightarrow OI + CPx + Pl + Sp \rightarrow (OI + Sp \rightarrow OI + CPx + Sp) \rightarrow CPx + Pl + Sp \rightarrow CPx + Pl + Sp + Or \rightarrow CPx + Sp + Or \rightarrow (CPx + Or) \rightarrow Sp + CPx + Or + Ne \rightarrow CPx + Or + Ne \rightarrow (Ne + Or, Ne)$. В скобках здесь указаны парагенезисы, связанные с частными отклонениями пути кристаллизации реального расплава в условиях реальной магматической камеры.

В отличие от рассмотренного массива кристаллизация Елеть-озерского интрузива должна начаться с выделения CPx (см. рис. 18). Следующим парагенезисом, судя по диаграмме, должен быть $CPx + Pl$, а затем — $CPx + Pl + OI$. Дальнейшая кристаллизация этого плутона должна идти так же, как и плутона Гремяха-Вырмес, что и действительно имеет место.

Таким образом, проведенное исследование показало, что парагенезисы минералов кумулуса сиенит-габбровых и щелочно-габбровых интрузивов могут быть достаточно корректно описаны в рамках систем $OI-CPx-Pl-Ne$ и $CPx-Pl-Ne-Or$.

По сравнению с ранее изученными парагенезисами минералов, возникающих при кристаллизации толеновых расплавов, здесь намечаются существенные отличия. Во-первых, практически полностью отсутствует ортопироксен, столь характерный для насыщенных SiO_2 расплавов. Здесь он отмечается только в образованиях зоны закалки и как составная часть субсолидусных коронарных структур. Во внутренних частях интрузивов ортопироксен встречается только в форме инвертированного пижонита в составе интерстициального материала. Во-вторых, повсеместно на средних — поздних этапах кристаллизации появляются парагенезисы с широким развитием титаномагнетита, т. е. дифференциация субщелочных базальтов происходит по пути, впервые указанному К. Феннером и В. С. Соболевым.

Интересной особенностью парагенезиса $Pl + CPx + Or$ (пуласкиты массива Гремяха-Вырмес, сиениты массива Бол. Куль-Тайга и др.) является присутствие в породах интерстициального кварца. Очевидно, это обстоятельство связано с тем, что на первых порах эволюция салической составляющей расплава происходит вблизи поверхности насыщения. Резкое появление щелочного полевого шпата в качестве одной из главных составляющих расплава приводит к заметному снижению щелочности остаточной жидкости, усиливаемому адкумулятным разрастанием этого минерала. В итоге состав остаточного интеркумуляусного материала может оказаться в объеме насыщения с появлением кварцсодержащих параге-

незисов. В дальнейшем, по мере перемещения расплава вдоль кривой $CPx-Ne-Og$, появление таких ассоциаций становится невозможным.

В связи с рассмотренными выше продуктами кристаллизации субщелочных расплавов обращает на себя внимание замечательное сходство парагенезисов минералов верхних частей разреза Скаергаардского и Бушвельдского массивов с этими образованиями. Как указывалось выше, здесь вслед за парагенезисом $OI+CPx-Pl$ повсеместно развита ассоциация $CPx+Pl+TiMgt \pm \pm OI$ вплоть до появления мономинеральных титаномagnetитовых слоев. Далее в «сэндвичевом горизонте» Скаергаардского массива устанавливаются гранофиры с парагенезисом $CPx+Pl+Og \pm TiMgt$ [34]. И наконец, самые поздние дифференциаты — собственно гранофиры имеют парагенезис $Pl+Og+Q \pm CPx$.

По-видимому, из этого можно сделать вывод, что толеитовые расплавы в процессе кристаллизации временно покидают область насыщенных SiO_2 составов, возвращаясь в нее только на самых конечных стадиях эволюции. Принципиальная возможность такого перехода из области насыщенных в область недосыщенных SiO_2 составов при высоких давлениях была показана Г. Иодером и К. Тилли [13]. Однако, согласно Л. Н. Когарко и А. И. Полякову, «альбитовый барьер» начинает разрушаться уже и в области умеренных давлений вследствие повышенной растворимости Al_2O_3 в пироксенах, приводящей к обогащению остаточного расплава натрием по отношению к алюминию («пироксеновый эффект»). В этом случае реакционной четверная точка $CPx-Pl-Sp-Og$ в системе $CPx-Pl-Ne-Og$ играет как бы роль «регулятора»: расплавы с нормативным гиперстеном следуют от нее по котектике $CPx-Pl-Og$ в область насыщенных SiO_2 составов, а расплавы с нормативным нефелином — по котектике $CPx-Sp-Og$ и нефелин-содержащим парагенезисам.

А. Мак Бирни и Я. Накамура высказали предположение, что гранофиры Скаергаардского массива произошли за счет ликвации остаточного расплава скергаардской магмы (см. ниже).

Как следует из приведенных материалов по парагенезисам минералов интрузий основных и ультраосновных, а также ультраосновных, основных и щелочных пород, грани рассмотренных обобщенных диаграмм не являются термальными барьерами и расплав в процессе фракционной кристаллизации может переходить из одной системы в другую, что противоречит теореме Алькамаде для простейших физико-химических систем. Очевидно, это связано с тем, что даже обобщенные четырехкомпонентные диаграммы полностью не могут описать эволюцию реальных многокомпонентных расплавов, а дают возможность охарактеризовать только часть этого пути, что необходимо иметь в виду при анализе магматических процессов с помощью физико-химических систем. При этом, конечно, проблема физико-химических «барьеров» не снимается, но действительность каждого из них должна быть исследована на примерах конкретных магматических серий. Примером может слу-

Спилиты являются характерным членом спилит-кератофировой формации раннегеосинклинальной стадии развития подвижных поясов земной коры. Относительно их происхождения существуют различные точки зрения. Согласно наиболее распространенной из них, альбитизация спилитов связана с эпимагматической реакцией базальта в условиях извержения на дне моря. Предполагается, что натрий и кремнезем, необходимые для реакции спилитизации первоначально толеитовых базальтов, берутся частично из самой магмы, а частично (натр) — из морской воды. Этим взглядам противоречат многочисленные находки спилитов, формировавшихся в условиях наземных извержений [50]. Согласно другой точке зрения, развиваемой Д. С. Коржинским, А. А. Маракушевым, В. Н. Шиловым и другими, спилитизация толеитов связана с процессами регионального низкотемпературного метаморфизма натриевого профиля, характерного для раннегеосинклинальной стадии развития подвижных областей. Эти представления плохо согласуются с удивительной сохранностью первичных структур и текстур спилитов, а также находками стекловатых спилитовых лав среди неметаморфизованных осадочных пород, как это, например, описано В. И. Лебединским и Н. Н. Макаровым для среднеюрской спилит-кератофировой формации Крыма.

Существуют точки зрения, предусматривающие контаминацию натрия захороненной морской воды из вмещающих граувакк [33], автометаморфизм, автометасоматоз [50], непосредственную кристаллизацию из магмы в сочетании с гидротермальным метаморфизмом и т. д. Однако все больше исследователей склоняются в пользу существования специфической спилитовой магмы. В пользу этого свидетельствуют как текстурные наблюдения о сплошном изменении лав по всей мощности, одинаково охватывающем вкрапленники и микролиты, так и находки лапиллей спилитов, свидетельствующих о том, что спилитизация происходила непосредственно в момент извержения [50].

Наличие расслоенных интрузивов с типичной спилитовой ассоциацией пород — Дубровского и Чкаловского массивов — также свидетельствует в пользу этой точки зрения и, более того, позволяет рассмотреть конкретный механизм формирования спилитов.

Как было показано, последовательность минералообразования в процессе кристаллизации исходных расплавов этих массивов выглядела следующим образом: $Ol \rightarrow Ol + Cpx \rightarrow Cpx \rightarrow Cpx + Pl \pm \pm TiMgt + Ar \rightarrow Hbl \pm Pl \pm Cpx + Ar \rightarrow ?$ Ввиду того, что полный разрез интрузивов неизвестен, дальнейшее продолжение ряда также неизвестно. Однако, судя по обычному характеру спилит-кератофировых серий, в процессе дальнейшей кристаллизации расплав обычно уходит в область кварцсодержащих составов.

Фигуративная точка состава исходного расплава Дубровского массива была нанесена на диаграмму системы $Ol - Cpx - Pl - Ne$, и прослежен ход его кристаллизации. Как видно из рис. 18, кристаллизация должна начаться с выделения оливина, к которому затем должен присоединиться клинопироксен, что и соответствует

реально наблюдаемым парагенезисам пород. Вслед за этим расплав по поверхности $Ol-Cpx$ должен был бы достигнуть котектической кривой $Ol-Cpx-Pl$ и следовать по ней (с выделением этих минералов) в объем системы $Cpx-Pl-Ne-Og$ и закончить кристаллизацию на котектике $Cpx-Ne-Og$, как это наблюдается в таких интрузивах, как Гремяха-Вырмес и Ельтеозеро. Однако в рассматриваемом случае вместо этого расплав уходит в объем Cpx , затем попадает на поверхность $Cpx-Pl$ и, следуя по ней, достигает кривой $Cpx-Pl-Sp(TiMgt)$ в системе $Cpx-Pl-Ne-Og$. Вскоре после этого появляются парагенезисы с роговой обманкой: $Cpx+Pl+Hbl$ и $Pl+Hbl$. Наличие этого минерала практически во всех разновидностях пород — вначале в качестве интерстициального, а сейчас уже кумулятивного — с очевидностью свидетельствует о повышенной водонасыщенности исходного расплава, поскольку в продуктах кристаллизации обычных толеитовых и щелочных базальтов водосодержащие кумулятивные фазы отсутствуют. Это заставляет предполагать появление объема амфибола в системе $Cpx-Pl-Ne-Og$ при повышенных парциальных давлениях паров воды (рис. 22).

Таким образом, кристаллизация водонасыщенных субщелочных базальтов существенно отличается от таковой в случае «сухих» расплавов, где широким развитием пользуются парагенезисы оливина и клинопироксена с плагиоклазом при практическом отсутствии гидроксилсодержащих фаз. Сказывается она и на составе конечных продуктов кристаллизации: в относительно сухих расплавах это — ультращелочные фонолиты, а здесь — кварцсодержащие кератофиры.

Проблема спилитизации. Как уже указывалось, одной из самых существенных сторон процесса спилитизации является то, что он происходит без разрушения первичномагматических текстур и структур, имея псевдоморфный характер наподобие автотаморфического изменения пород, только неизмеримо большего масштаба. Особенно хорошо это видно на примере рассмотренных интрузивных комплексов, где прекрасно сохраняются кумулятивные структуры пород при наличии тонкого переслаивания спилитизированных габброидов и ультрамафитов. При этом как кумулятивный плагиоклаз габброидов, так и интерстициальный ультрамафитов почти полностью альбитизирован, оливин в значительной мере серпентинизирован, а биотит — хлоритизирован. Ни один метаморфический процесс не может избирательно обеспечить такую повсеместную переработку минералов без нарушения структуры пород. Это заставляет связывать процесс спилитизации с магматической (позднемагматической) стадией формирования массива.

Представляется, что решающим моментом здесь является повышенная водонасыщенность расплава, вытекающая из наличия первичномагматических гидроксилсодержащих минералов. Представляет интерес оценка величины P_{H_2O} в исходном расплаве, ко-

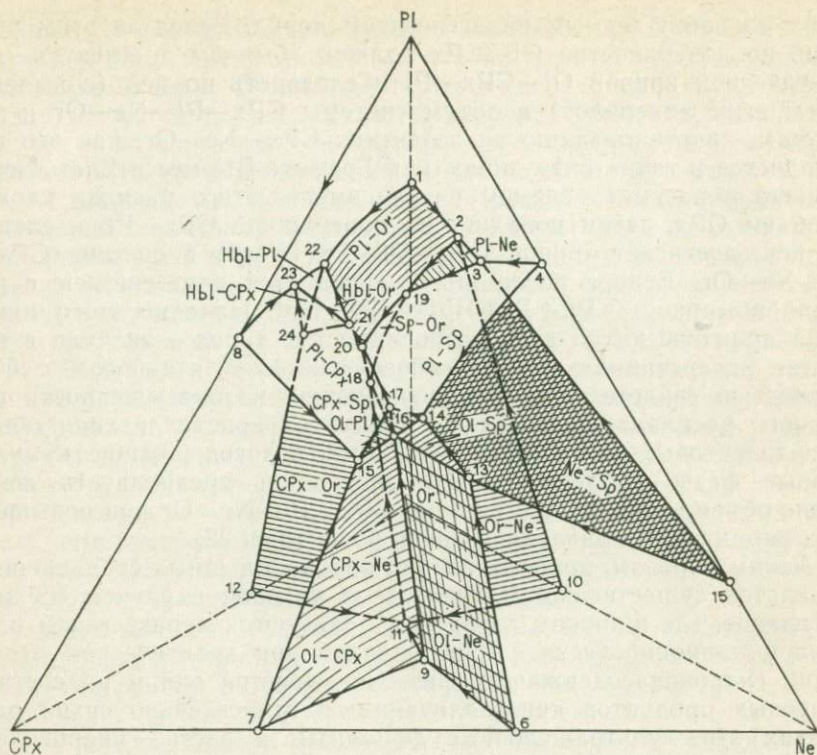


Рис. 22. Система CPx—Pl—Ne—Or при высоких парциальных давлениях паров воды:

1—24 — термальные минимумы системы, ограничивающие котектические поверхности: 1, 2, 19, 21, 22 — Pl—Or; 2, 3, 19 — Pl—Ne; 3, 4, 14, 17, 19, 20 — Pl—Sp; 14, 15, 16 — Ol—Pl; 8, 15, 17, 20, 21, 23 — Pl—CPx; 21, 22, 23 — Pl—Hbl; 2, 10, 11, 18, 19 — Or—Ne; 3, 13, 15, 16, 18, 19 — Ne—Sp; 18, 19, 20 — Sp—Or; 16, 17, 18, 20 — CPx—Sp; 13, 14, 16, 17 — Ol—Sp; 9, 11, 16, 18 — CPx—Ne; 6, 9, 13, 16 — Ol—Ne; 7, 9, 15, 16, 17 — Ol—CPx; 11, 12, 18, 20, 21, 24 — CPx—Or; 21, 23, 24 — Hbl—CPx; 21, 22, 24 — Hbl—Or

торая может быть произведена на основании экспериментальных данных Г. Иодера и К. Тилли [13].

Согласно данным этих исследователей, при $P_{H_2O} > 0,15$ МПа солидусные фазы оливиновых толеитов и щелочных базальтов представлены амфиболом и соответственно по мере охлаждения пород они переходят в амфиболиты. Последовательность выделения фаз в случае щелочного базальта при $P_{H_2O} = 0,2$ МПа следующая: $Ol \rightarrow Ol + CPx \rightarrow Hbl + CPx \rightarrow Hbl + Pl + Vt$ при наличии во всех ассоциациях магнетита. В нашем случае плагиоклаз появляется раньше Hbl, что свидетельствует о том, что P_{H_2O} было где-то на пределе устойчивости амфибола, т. е. давление воды составляло около 0,15 МПа, т. е. по крайней мере в момент формирования амфиболсодержащих парагенезисов кумулятивных фаз содержание H_2O в кристаллизующемся расплаве достигало около 5—6 вес. %. Наличие горнблендитов — аналога «амфиболитов» в экс-

перименте, свидетельствует о том, что иногда этот предел перекрывался. В пользу повышенной водонасыщенности расплава указывают и пегматонидные структуры габброидов, связываемые обычно с повышенной концентрацией летучих компонентов в кристаллизующемся расплаве.

Очевидно, что наиболее богат летучими компонентами был интестициальный расплав зоны кристаллизации, который обычно характеризуется наиболее высокими концентрациями «некогерентных» элементов [38]. Поэтому роговая обманка и биотит в первую очередь появляются там, приводя при значительном количестве интеркумулусного материала к возникновению шприсгеймитов и кортландитов.

Второй по важности составляющей газовой фазы являлся CO_2 , о чем свидетельствует широкое развитие процессов карбонатизации как самих пород массива, так и вмещающих его образований, особенно в зоне экзоконтакта. Наличие в породах значительного количества апатита указывает на то, что в состав летучих входили также фосфорные соединения.

Судя по реликтам лабрадора, из расплава на ликвидусе выделялись достаточно высокотемпературные разновидности плагиоклаза и их альбитизация связана с более поздними процессами. Как известно, по мере охлаждения расплава равновесный с ним флюид обогащается ионами Na. Особенно широкие масштабы это должно иметь в расплавах, изначально обогащенных Na, как, например, в исследуемом случае. С другой стороны, при понижении температуры роль главного кислотного компонента переходит к угольной кислоте, активность которой резко возрастает. Очевидно, при взаимодействии такого флюида с существенно кальциевым плагиоклазом должна происходить интенсивная альбитизация последнего с выносом кальция в форме кальцита и частично — эпидота. Параллельно идет серпентинизация оливина и хлоритизация биотита, замещение клинопироксена и коричневой роговой обманки актинолитом и хлоритом, а также разложение ильменита и титаномагнетита с появлением сфена, рутила и пирита.

Согласно В. Наревски [50], реакцию спилитизации можно выразить следующим образом: $3\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$ (авгит) + $4\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (лабрадор) + $5\text{H}_2\text{O} + 5\text{CO}_2 \rightarrow 2\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ (эпидот) + $4\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (альбит) + $(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ (хлорит) + 5CaCO_3 кальцит + 9SiO_2 .

Судя по тому, что первичные кумулятивные структуры и текстуры пород не подвергаются перестройке, реакция спилитизации происходила непосредственно в зоне кристаллизации за счет взаимодействия остаточного интеркумулусного расплава с ранее выделившимися кумулятивными и наиболее высокотемпературными интеркумулусными фазами. В этой связи обращает на себя внимание значительное количество кремнезема, высвобождаемого в процессе спилитизации при практическом отсутствии свободного кварца в породах. По-видимому, это в значительной мере связано с его интенсивным поглощением главным объемом расплава (пу-

тем диффузии из зоны кристаллизации). Вероятно, именно с этим обстоятельством связано появление кварцсодержащих кератофи- ров на поздних стадиях кристаллизации спилитовых магм.

Несколько слов о природе спилитизации. Из эксперименталь- ных данных известно, что при кристаллизации водонасыщенных расплавов при температурах порядка 650 °С выделяются альбит и хлорит. Соответственно в области солидусных температур высо- котемпературные минеральные фазы становятся неравновесными с остаточным межзерновым существованием натриевого расплавом и вступают с ними в реакцию с формированием указанных минералов. Этому способствует повышенная кислотность расплава, возникающая за счет высвобождения свободного кремнезема по указан- ной выше реакции. Избыток алюминия и кальция поглощается минералами группы эпидот-цоизита. Существенно, что по мере дальнейшего охлаждения пород в условиях субсолидуса и вплоть до температур ниже 330 °С тенденция к формированию спилито- вой ассоциации минералов усиливается за счет реакции анортита с остаточным, также межзерновым, натриево-карбонатным рас- твором и кремнеземом, что в условиях закрытой системы приводит к появлению альбита и кальцита [33].

Таким образом, в обширной области солидуса и субсолидуса рассмотренных выше расплавов длительное время существуют и поддерживаются условия, при которых должно происходить пре- образование высокотемпературных минеральных фаз в типичную спилитовую ассоциацию. Очевидно, именно с этим связано столь глубокое изменение пород, называемых спилитами. Поэтому про- цесс спилитизации следует рассматривать как своеобразный авто- метаморфический, начинающийся на завершении позднемагмати- ческого этапа и продолжающийся вплоть до температур гидро- термальных процессов.

Известно, что натриево-карбонатные растворы являются ак- тивными растворителями меди. В этой связи обращает на себя внимание присутствие обильной вкрапленности пирита и халько- пирита в многочисленных альбит-карбонатных жилках, возникаю- щих на поздних стадиях остывания массивов. Это позволяет ду- мать, что подобные интрузивы могут являться источником рудного вещества для различного рода колчеданных стратиформных ме- сторождений, обычно ассоциирующихся со спилит-кератофировы- ми комплексами.

Таким образом, из приведенных данных следует, что изучен- ные массивы произошли при кристаллизации щелочно-базальто- вой магмы, специфической особенностью которой были исходные высокие концентрации H_2O и CO_2 . Полная аналогия вторичных изменений этих пород с процессами спилитизации позволяет ду- мать, что они являются интрузивными аналогами спилитов. Из этого следует, что спилитовая магма реально существует и ее следует определять как водонасыщенный субщелочной базальт с повышенными концентрациями CO_2 . В отличие от «сухих» субще-

лочных базальтов тренд кристаллизации здесь уходит в сторону кварцсодержащих составов.

Кристаллизация щелочных расплавов. В тех случаях, когда главные породообразующие минералы представлены фазами, не являющимися членами непрерывных твердых растворов, т. е. являются минералами с ограниченной изоморфной емкостью, анализ процессов кристаллизации можно вести с помощью обычных физико-химических систем с фиксированным составом фаз. Именно такая ситуация имеет место при кристаллизации ультращелочных расплавов типа феолита, где главными породообразующими минералами являются щелочной полевой шпат, нефелин и эгирин.

В качестве примера рассмотрим кристаллизацию Ловозерского массива апгитовых нефелиновых сиенитов в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$, изученной Ф. Шерером и Д. Бейли при $1 \cdot 10^5$ Па. Фигуративная точка исходного расплава массива (феолита, см. табл. 3) попадает в объем Ne (рис. 23). В процессе кристаллизации этого расплава его состав попадает на котектическую дивариантную поверхность Ne—Ab и, следуя по ней, достигнет моновариантной кривой Ne—Ab—Ac. Закончиться кристаллизация должна в точке четверной эвтектики Ne—Ab—Ac—

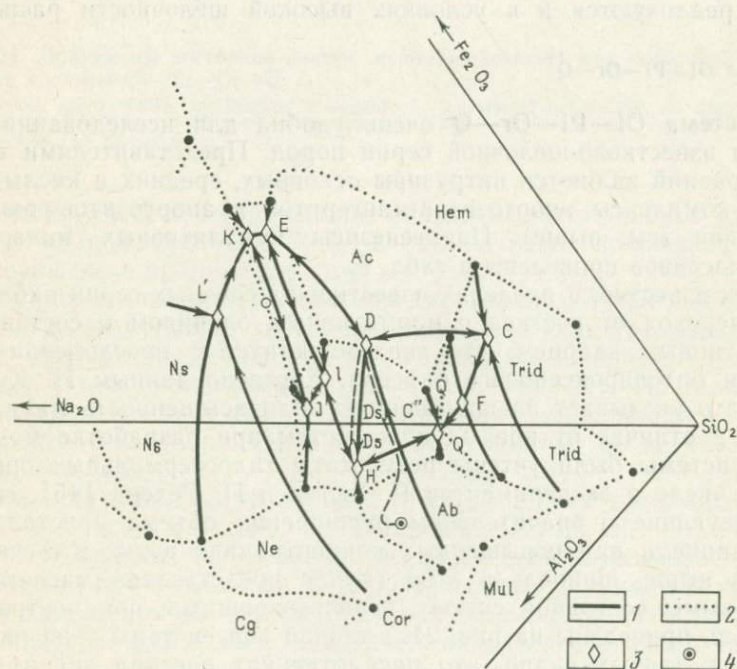


Рис. 23. Диаграмма, иллюстрирующая ход кристаллизации Ловозерского массива в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$:

1 — моновариантные линии; 2 — границы полей в крайних системах; 3 — четверные точки; 4 — состав исходного расплава Ловозерского массива

дисиликат Na. В реальных интрузивах аналогом альбита является щелочной полевой шпат, акмита — эгирина, а дисиликата натрия — главным образом эвдиалит. Таким образом, в интрузиве такая последовательность должна выразиться в смене следующих парагенезисов: нефелин → нефелин + полевой шпат → нефелин + полевой шпат + 40 % эгирина → нефелин + полевой шпат + 10 % эгирина + дисиликат натрия (эвдиалит). Нетрудно видеть, что эта последовательность соответствует последовательности смены пород в ритмах расслоенной серии массива («комплекс — плутона луавритов — фойяитов — уртитов») [19]. К аналогичным выводам о последовательности выделения минеральных ассоциаций в Ловозерском массиве ранее пришли Л. Н. Когарко и В. Н. Волков на основании анализа упрощенной системы нефелин — калиофиллит — кварц — акмит. Характерно, что образования верхней краевой группы («комплекс — плутона эвдиалитовых луавритов», по Н. А. Елисееву) сложены исключительно низкотемпературными парагенезисами, как это и следует из предложенной модели.

Результаты изучения парагенезисов минералов Ловозерского массива представляют особый интерес, поскольку щелочи являются наиболее подвижными компонентами силикатных систем. Из этого вытекает, что условия закрытой системы в значительной мере реализуются и в условиях высокой щелочности расплава.

Система $Ol-Pi-Og-Q$

Система $Ol-Pi-Og-Q$ очень удобна для исследования эволюции известково-щелочной серии пород. Представителями таких образований являются интрузивы основных, средних и кислых пород — комплексы анортозитов-мангеритов и анортозитов-гранитов рапакиви (см. выше). Парагенезисы кумулятивных минералов этих массивов приведены в табл. 6.

Как известно, в пределах известково-щелочных серий наблюдается переход от состава с нормативным оливином к составам с нормативным кварцем, что свидетельствует о преодолении расплавом ортопироксенового барьера. Согласно данным И. Куширо [48], это указывает на повышенную водонасыщенность магм. Поэтому в отличие от предыдущих систем при разработке моделей этой системы были учтены результаты гидротермальных опытов, в том числе и экспериментов Р. Хилла и П. Редера [45], свидетельствующие о значительном расширении объема кристаллизации шпинели при повышенных концентрациях воды. Как указывалось выше, шпинель в этом случае представлена магнетитом. Диаграммы состояния систем, использовавшихся при построении моделей, приведены на рис. 24, а общий вид системы — на рис. 25. Из этих данных видно, что рассмотренная система значительно слабее обеспечена экспериментальными данными, и поэтому является более гипотетической, чем предыдущие.

Как известно, положение тройной точки $Pi-Og-Q$ в значительной мере зависит от состава плагиоклаза. Ввиду того что в

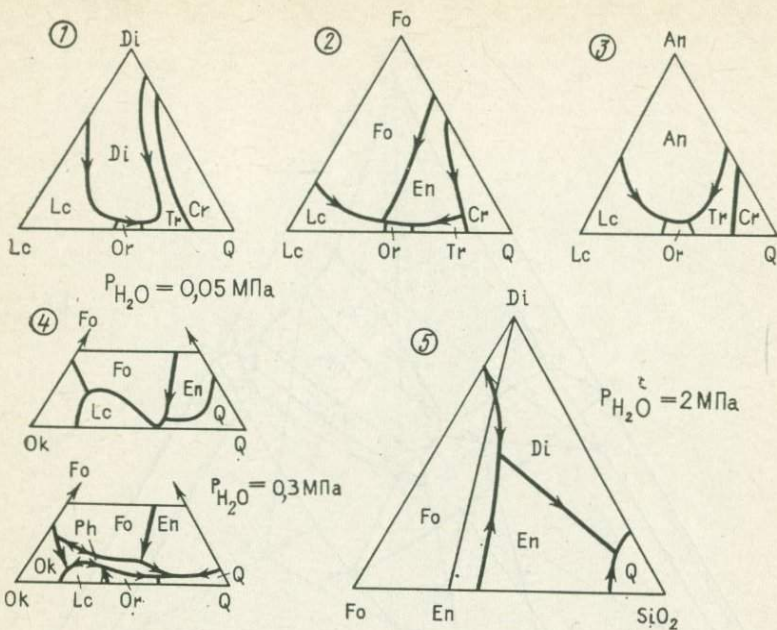


Рис. 24. Диаграммы состояния систем, использовавшихся для построения обобщенной системы $Ol-Pl-Og-Q$:

1 — система $An-Lc-SiO_2$, по Шереру и Боуэну; 2 — система $Fo-Lc-SiO_2$, по Шереру; 3 — система $An-Lc-SiO_2$, по Шереру и Боуэну; 4 — $KAlSiO_4-Fo-H_2O$, по Луту; 5 — система $Fo-Di-SiO_2$, по Кусиро

изученных массивах содержание анортитового минерала в плагиоклазах не превышает 60—70 %, а обычно ниже, положение тройной точки было принято для An_{60} .

Обращает внимание совместная кристаллизация ORx и Og , постоянно фиксируемая в характерной для этой серии разновидности пород мангеритах (монцонитах), что как бы находится в противоречии с экспериментами В. Лута (см. рис. 24). По-видимому, это объясняется тем, что объем флогопита выклинивается по направлению к плагиоклазовой вершине, и поэтому он не указан на модели рис. 25.

Для нанесения фигуративных точек исходных расплавов массивов (см. табл. 3, 4) они были пересчитаны на Ol , Og , Pl и Q . При этом окислы, входящие в состав нормативных магнетита и ильменита, не учитывались, а пироксены пересчитывались на оливин и кварц, причем волластонитовая составляющая опускалась. Возможность исключения последней определяется тем, что, как следует из петрографических данных, тренд кристаллизации клинопироксенов ряда диопсид — авгит — геденбергит в рамках системы $MgSiO_3-FeSiO_3-CaSiO_3$ в целом параллелен тренду кристаллизации ортопироксенов и пижонитов [11, 34]. Поэтому при сравнительно небольших количествах в расплаве нормативного клино-

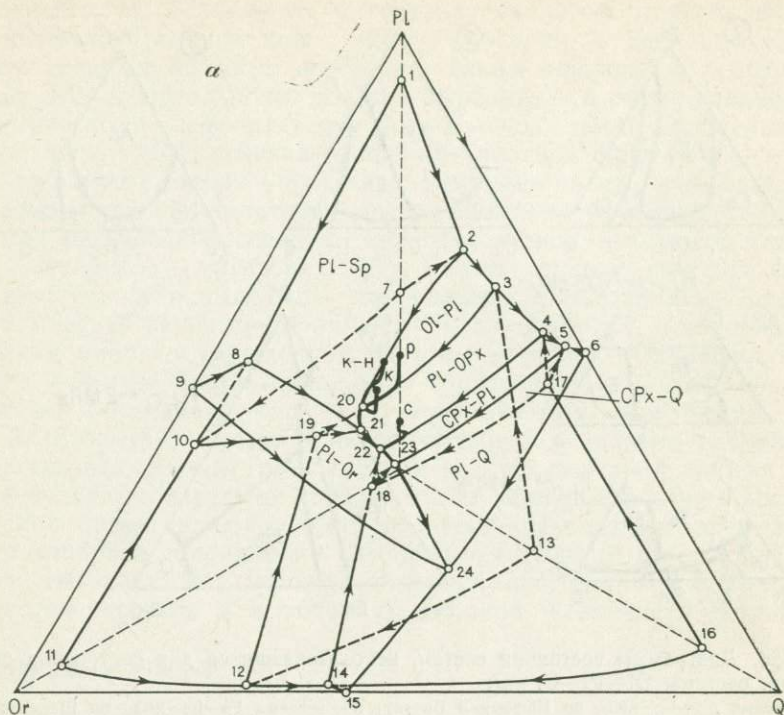
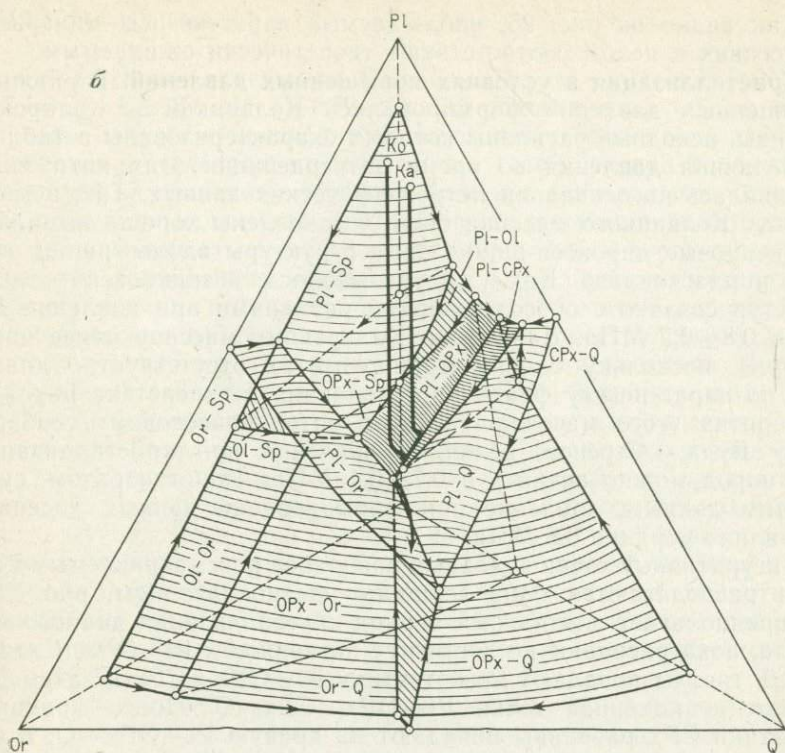


Рис. 25. Система $Ol-Or-Pl-Q$ при разных давлениях (высокие P_{H_2O}):
a — при 0,5 МПа, *б* — при 0,8 МПа — и тренды кристаллизации. Интрузивы: С — Салмин
 Ко — Кольвицкий
 1—24 — термальные минимумы системы, ограничивающие котектические поверхности: 1, 2,
 23, 24 — $Pl-Q$; 8, 9, 21, 23, 24 — $Pl-Or$; 2, 7, 10, 19, 20 — $Ol-Sp$; 10, 11, 12, 19 — $Ol-Or$; 19, 20,
 Or; 4, 17, 18, 22 — $Orx-CPx$; 5, 17, 18, 23 — $CPx-Q$; 18, 22, 23 — $CPx-Or$; 14, 16, 17, 18 —

пироксена ($< 10\%$) исключение волластонитовой молекулы не вносит существенных искажений в изучаемые закономерности.

Кристаллизация расплавов в условиях умеренных давлений.
 В качестве примера рассмотрим тренды кристаллизации массивов анортозитов — гранитов рапакиви. Строение одного из этих массивов — Салминского — охарактеризовано выше, характеристика некоторых других — Рижского, Корсунь-Новомиргородского, Коростенского, — правда, с позиций многофазного внедрения, приведена в монографии Д. А. Великославинского и др. [1]. Все эти интрузивы нами рассматриваются как расслоенные плутоны, нижняя часть которых образована габбро-норит-анортозитами с просяями норитов и габбро-норитов, иногда железистых ультрабазитов, которые вверх по разрезу через монцитоны сменяются гранитами. Последовательность кумулятивных фаз в разных массивах несколько различна. Так, в Салминском массиве это: $Pl \rightarrow Pl + Orx \rightarrow Pl + Orx + CPx \rightarrow Pl + Orx + CPx + Or \rightarrow Pl + Or + Orx + CPx + Q \rightarrow Pl + Or + Q$. В других массивах за Pl следуют па-



ский, P — Рижский, К-Н — Корсунь-Новомиргородский, К — Коростенский, Ка — Каларский, 8, 20, 21 — Pl-Sp; 2, 3, 20 — Ol-Pl; 3, 4, 20, 21, 22 — Pl-OPx; 4, 5, 22, 23 — CPx-Pl; 5, 6, 21 — OPx-Sp; 8, 10, 19, 21 — Or-Sp; 3, 12, 13, 19, 20 — Ol-OPx; 12, 14, 19, 21, 22 — OPx-OPx-Q; 14, 15, 18, 23, 24 — Or-Q

рагенезисы с Ol ($Pl+Ol \pm Mgt$, $Pl+Ol+OPx$), а затем последовательность идет в том же порядке, что и для Салминского массива.

Величина давления во время затвердевания этих массивов оценивалась по ортопироксеновому геобарометру Вуда — Стренса и экспериментальным данным Д. Смита. Наличие ассоциации ортопироксена Fs_{70-76} , оливина Fa_{80-85} и кварца в кварцевых монцонитах Салминского массива свидетельствует о том, что давление составляло порядка $0,3 \pm 0,1$ МПа. С другой стороны, в троктолитах Рижского массива наблюдается начало образования венцовых структур вдоль границ оливина и плагиоклаза, свидетельствующее о том, что давление в этом случае достигало 0,6 МПа. Таким образом, в среднем величина давления при формировании этих интрузивов может быть оценена в $0,4 \pm 0,2$ МПа. При этом, конечно, нужно иметь в виду, что при огромной мощности рассматриваемых массивов, достигающей 10 км, величина давления даже в пределах одного и того же массива у подошвы и кровли будет различаться почти на 0,3 МПа.

Как видно из рис. 25, наблюдаемые парагенезисы минералов в массивах в целом соответствуют теоретически ожидаемым.

Кристаллизация в условиях повышенных давлений. В условиях повышенных давлений формировались Колвицкий и Каларский массивы, исходные расплавы которых охарактеризованы в табл. 3.

Величина давления во время затвердевания этих интрузивов оценивалась на основании петрографических данных. Так, в троктолитах Колвицкого массива были установлены хорошо выраженные венцовые пироксен-шпинелевые структуры вдоль границ оливина и плагноклаза. Как уже указывалось, возникновение таких структур связано с субсолидусными реакциями при давлении порядка $0,8 \pm 0,2$ МПа. Данные по Каларскому массиву менее определены, поскольку оливин в анортозитах отсутствует. Однако, судя по парагенезису фаялитового оливина и гиперстена Fs_{80-85} в мангеритах этого массива, согласно ортопироксеновому геобарометру Вуда—Стренса, величину давления при кристаллизации этих пород можно оценить в $0,7 \pm 0,1$ МПа. Таким образом, судя по этим данным, давление при формировании данных массивов составляло порядка 0,8 МПа.

Фигуративные точки исходных расплавов рассматриваемых массивов располагаются близ вершины плагноклаза (см. рис. 25). Это предполагает длительный период кристаллизации данного минерала, пока расплавы не достигнут поверхности $Pl-Orx$. Следуя по ней, тренды попадают на котектику $Pl-Orx-Cpx$ и затем достигают реакционной точки $Pl-Orx-Cpx-Q$. После фракционирования Cpx расплавы попадают на кривую $Pl-Orx-Q$, а затем — в следующую реакционную точку $Pl-Orx-Q-Or$, после чего должны заканчивать кристаллизацию на кривой $Pl-Or-Q$. Здесь действительно заканчивалась кристаллизация Колвицкого интрузива, однако в случае Каларского массива расплав покидал эту кривую и заканчивал кристаллизацию на поверхности $Or-Q$.

Следует особо оговориться, что кумулятивные структуры в породах мангеритовой группы устанавливаются только в Каларском массиве. В Колвицком интрузиве эта часть разреза чрезвычайно сильно рассланцована, и поэтому описание пород в кумулятивных терминах не представляется возможным, несмотря на присутствие реликтов первично-магматических минералов.

Хорошее совпадение с реальными парагенезисами устанавливается и при использовании модели системы $O1-Cpx-Pl-Q$ (см. рис. 24). Здесь также фигуративные точки исходных расплавов находятся около плагноклазовой вершины. После длительного периода выделения этого минерала расплав попадет на поверхность $O1-Pl$ возле кривой $O1-Orx-Pl$. Следуя по ней в условиях фракционирования $O1$, расплав уйдет на дивариантную поверхность $Pl-Orx$, а затем — на моновариантную кривую $Pl-Orx-Cpx$. Перемещаясь вдоль этой кривой, расплав достигнет четверной точки $Orx-Cpx-Pl-Q$ (эндербитовый парагенезис). Далее расплав уходит в область, насыщенную SiO_2 и K_2O , что не может быть отражено на данной модели.

ВЫВОДЫ

Обобщенные системы $OI-PI-CPx-Q$, $OI-CPx-PI-Ne$, $CPx-PI-Ne-Og$ и $OI-PI-Og-Q$ позволяют в общих чертах описать процессы кристаллизации главных типов магматических расплавов в условиях магматических камер разной глубинности. Несмотря на очевидные трудности работы с объемными моделями, они обладают целым рядом достоинств, главными из которых являются наглядность и соответствие теоретически ожидаемых парагенезисов ассоциациям, наблюдаемым в реальных интрузивах. Подобный подход позволяет проследить эволюцию парагенезисов магматических минералов во времени и в пространстве в зависимости от величины давления в процессе затвердевания интрузий, а также решать обратную задачу — оценить величину давления во время затвердевания интрузий по характеру парагенезисов минералов кумулуса, что было показано на примере интрузивов основных и ультраосновных пород. С другой стороны, предлагаемая методика позволяет предсказывать отсутствующие парагенезисы в тех случаях, когда они или еще не вскрыты, или, наоборот, уничтожены эрозией, а также оценивать правильность выбора модели исходного расплава. Соответствие парагенезисов теоретически ожидаемым или, наоборот, отсутствие такого соответствия может быть полезным генетическим критерием, когда происхождение объекта является предметом дискуссии.

Ввиду малочисленности экспериментальных данных используемые в работе модели пока еще довольно грубы, положение многих поверхностей недостаточно определено, появление некоторых номинеральных парагенезисов в рамках используемых моделей не совсем понятно. Возможно, что последнее обстоятельство связано с явлениями ликвации, нарушающими структуру расплава и тем самым приводящими к преимущественной кристаллизации наиболее высокотемпературных фаз. Несомненно, по мере накопления экспериментальных данных строение моделей будет уточняться и соответственно повысится возможности предлагаемого метода исследования вещественного состава интрузивных образований с целью извлечения петрогенетической информации. Однако при таком подходе появляется возможность уточнять положение некоторых характеристических поверхностей в системах на основании прямых геолого-петрографических наблюдений. В итоге открывается перспектива комплексирования экспериментальных и геолого-петрографических данных, взаимно дополняющих друг друга и позволяющих составить объективную картину реального процесса эволюции магматических расплавов.

В настоящее время основой для петрологического анализа магматических серий, в том числе и эффузивных, в большинстве случаев являются данные по химизму горных пород. Вместе с тем далеко не всегда обращается внимание на различный петрогенетический смысл этих данных в случае интрузивных и эффузивных образований. Как было показано выше, в процессе становления интрузива на поверхности фронта начала затвердевания выделяются только твердые фазы ликвидуса (минералы кумулуса), составляющие порядка 60 % объема зоны кристаллизации и около 70—80 % объема итоговой породы. Соответственно химизм конкретных интрузивных пород в значительной мере отражает химизм парагенезисов минералов ликвидуса в момент их формирования, т. е. эволюция химизма интрузивных пород, по существу, является эволюцией химизма ассоциаций ликвидусных фаз соответствующих расплавов. Фигуративные точки анализов интрузивных пород на диаграмме в общем случае занимают положение в стороне от котектических поверхностей, характеризующих состав сосуществующих с этими твердыми фазами жидких фаз. И только в области температурного минимума, представляющего собой эвтектическую часть системы, валовый химизм твердых фаз и равновесной жидкой фазы должны быть близки. В качестве примера можно привести простейшую двойную эвтектику с компонентами А и Б (рис. 26).

При составе исходного расплава С от точки Д до точки Е будет выделяться компонент Б и только в точке Е к нему присоединится компонент А. Состав расплава в это время будет следовать вдоль кривой ЕД. В точке Е состав расплава и суммарный состав твердых фаз будут равны. В случае интрузивного тела это выразилось бы следующим образом: его разрез в нижней части состоял бы из компонента Б и только вверх — из А+Б.

Следовательно, есть основания ожидать, что фигуративные точки анализов высокотемпературных фракционатов будут рассеиваться в объеме системы в зависимости от химизма ликвидусных фаз и только составы низкотемпературных фракций расположатся на котектических кривых близ термального минимума системы. Соответственно положение этого максимума будет характеризовать условия затвердевания интрузий.

Совершенно иная картина должна наблюдаться при эволюции главного объема расплава, состав которого должен перемещаться в соответствии с расположением котектических поверхностей. В случае, если этот главный объем сообщается с дневной поверхностью, как это устанавливается для магматических очагов вулканов, составы последовательно поступающих лав должны обра-

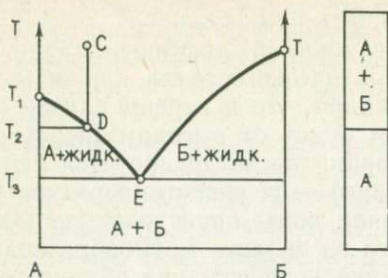
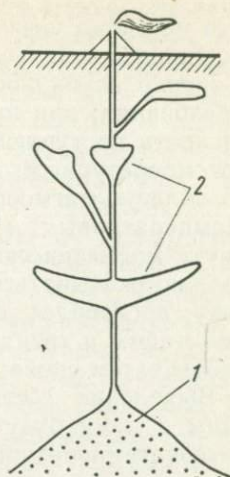


Рис. 26. Схема кристаллизации простейшей двухкомпонентной эвтектической системы. Объяснения в тексте.

Рис. 27. Схема строения вулканической системы: 1—область магмообразования; 2—промежуточные очаги



зывать облако точек, трассирующих путь эволюции расплава в очаге.

В этом состоит идея предлагаемого метода петрологического анализа эффузивных серий. Она обсуждалась в свое время. Н. Боуэном [5] и А. Н. Заварицким и В. С. Соболевым [11], указывавшими на возможность соответствия точек химических анализов реальных горных пород котектическим поверхностям в экспериментальных многокомпонентных физико-химических системах. Предлагаемая методика заключается в сравнении трендов дифференциации конкретных серий в пределах обобщенных систем с положением котектик в этих системах при разных давлениях, т. е. позволяет выявить условия дифференциации серий. Очевидно, что в этом случае речь может идти только о дифференциации в очаге вулкана или области магмообразования (рис. 27), поскольку излившиеся лавовые потоки дифференцированы очень слабо и, по существу, представляют собой стекловатые аналоги расплава, поступившего из жерла вулкана. Скорость перемещения магмы из очага к поверхности (1—10 м/с), согласно А. А. Ярошевскому, слишком велика для процессов дифференциации в столбе магмы при извержении вулкана, и поэтому возможность последней не принимается во внимание.

Методика работы по физико-химическому анализу эффузивных серий на базе обобщенных систем состоит в том, что химические анализы конкретных серий пород пересчитываются по системе $CI\bar{P}W$ на соответствующие компоненты. По этим координатам они наносятся на развертки тетраэдра [19], после чего при помощи палетки определяется плотность их распределения. Затем производится сравнение полученных схем с развертками диаграмм состояния при разных давлениях. Приуроченность облака точек к одной из котектик рассматривается как свидетельство того, что расплав эволюционировал при данных условиях.

Эта методика позволяет решить ряд задач.

1. Определение условий глубинной дифференциации магмы, т. е. оценка глубинности магматического очага или области магнеообразования; при этом очевидно, что в первом случае последовательность поступления магм будет от высокотемпературных к низкотемпературным, а во втором (когда дренируется непосредственно область магнеообразования) — от низкотемпературных к высокотемпературным; в том случае, когда происходит периодическая подпитка магматического очага из области магнеообразования, это не должно сказываться на общей конфигурации облака точек, поскольку произойдет смешение частично дифференцированной и свежей магмы и тренд кристаллизации вернется вверх по котектике, чтобы затем снова следовать по ней.

2. Выявление состава исходного расплава серий. Наиболее близким к нему будут точки анализов, расположенные в наиболее высокотемпературных частях котектик — в случае эволюции в магматическом очаге — и низкотемпературных — в случае дренажа области магнеообразования.

3. Серийная принадлежность совокупности вулканических пород: если разные части облака точек располагаются на разных котектиках, они не могут быть связаны серийными отношениями.

Рассмотрим несколько примеров эволюции типичных эффузивных серий — толеитовых, субщелочных, щелочно-базальтовых, известково-щелочных и бимодальных (контрастных).

ЭВОЛЮЦИЯ ТОЛЕИТОВЫХ, СУБЩЕЛОЧНЫХ И ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫХ СЕРИЙ В СИСТЕМАХ O1—CPx—P1—Q и O1—CPx—P1—Ne

Толейтовые базальты, т. е. базальты нормальной щелочности, являются наиболее распространенным типом магматических образований Земли на всех этапах ее развития — от раннего докембрия до наших дней. О масштабах их развития можно судить хотя бы по тому, что главным образом ими образован коренной цоколь дна океанов, на долю которых приходится по крайней мере 2/3 кристаллических образований поверхности Земли.

Базальты повышенной щелочности (субщелочные) и собственно щелочные базальты, т. е. содержащие модальные фельдшпатоиды, встречаются значительно реже и преимущественно в специфической геологической обстановке — в континентальных рифтовых областях типа Байкальской или Восточно-Африканской, а также на океанских вулканических островах, расположенных вне осей срединно-океанических хребтов — на их склонах или в пределах абиссальных котловин. Иными словами, этот тип связан с областями консолидированной земной коры.

Во многих случаях базальтоиды повышенной щелочности ассоциируют с толейтами, причем иногда даже в пределах единой вулканической постройки, как например, наблюдается на Гавайских островах. Природа этой связи в настоящее время разными иссле-

дователями трактуется по-разному. Одни исследователи считают базальтоиды независимыми образованиями, связанными с очагами плавления разной глубинности или с разным субстратом; в этом случае повышенная щелочность расплавов рассматривается в качестве свидетельства большей глубины плавления, а пространственное совмещение продуктов вулканизма объясняется погружением или подъемом области плавления. Другие исследователи полагают, что щелочные базальты произошли из толентовых, но здесь опять-таки мнения разделяются: одни считают, что повышение щелочности связано с ассимиляцией толентами известковистых осадочных пород, другие связывают этот процесс с фракционной кристаллизацией толентов в глубинных магматических камерах.

Очевидно, наиболее благоприятными объектами для решения этой проблемы являются океанские острова, расположенные на молодой коре океанского типа, где ассимиляция осадочных пород исключена, и процесс может наблюдаться в наиболее «чистом» виде. Так выделяются острова, связанные с мантийными «плюмажами», или «горячими точками», т. е. со скачкообразно перемещающимися локальными участками мощного теплового потока, вызывающего плавление мантии в пределах асейсмичных в целом литосферных плит. Наиболее изученным объектом подобного типа являются упомянутые выше Гавайские острова, на примере которых и будет рассмотрена проблема.

Гавайские острова представляют собой цепь огромных вулканических построек, протягивающуюся на расстояние около 2000 км. Из них действующие вулканы наблюдаются только на самом юго-восточном острове цепи — Гавайи. Возраст вулканической деятельности постепенно увеличивается с востока на запад, где островная цепь переходит в подводный хребет. Именно это обстоятельство и послужило толчком для выдвижения гипотезы «горячей точки».

В пределах каждого из островов наблюдается три пикрит-базальтовых серии: нормальной щелочности — толентовая, субщелочная¹ и щелочная, сменяющиеся в указанной последовательности. Щелочная, или нефелинитовая, серия отсутствует только на о-ве Гавайи, который, по-видимому, еще не вступил в заключительную стадию развития. Интересны количественные соотношения объема пород островов: практически 99 % составляют образования толентовой серии, около 1 % — субщелочной и доли процента нефелинитовой серии.

Толентовая серия пород начинается с пикрито-базальтов (океанитов) и заканчивается риодацитами; преобладающими разновидностями пород являются оливиновые толенты и толенты, реже отмечаются гиперстеновые базальты; для пород нередко характерен нормативный кварц. На стадии убывающей активности, которая

¹ В американской литературе эта серия описывается как щелочная; однако согласно последней «Классификации и номенклатуре магматических горных пород» (1981 г.) породы подобного типа рекомендуется называть субщелочными.

характеризуется образованием кальдеры проседания и формированием пепловых конусов, развивается субщелочная серия: от субщелочных пикритов (анкарамитов) до трахитов с преобладанием субщелочных оливиновых базальтов, гавайитов, муджиеритов, с подчиненным количеством трахиандезитов (бенморейтов). Для пород серии часто характерно небольшое количество нормативного нефелина.

Заключительная стадия возобновления вулканической активности обычно происходит вслед за длительной эрозией. Как правило, это серия мелких жерл и трубок взрыва. Лавы этой стадии представлены преимущественно меланократовыми щелочными базальтами — нефелинитами, нефелин-мелилитовыми базальтами, тефритами.

В пределах серий наблюдаются все промежуточные разновидности пород. С большой долей вероятности можно считать, что породы пикритового и меланонефелинитового состава наиболее магнезиальные и представляют собой исходные расплавы серий. Их типичные химические составы приведены в табл. 7.

Таблица 7

Предполагаемые исходные расплавы типичных серий магматических горных пород

Окислы	Гавайские острова			Северо-запад тихоокеанского кольца	
	1	2	3	4	5
SiO ₂	45,97	42,30	36,08	49,01	48,12
TiO ₂	1,75	2,41	2,59	1,05	0,91
Al ₂ O ₃	5,98	10,52	10,84	17,03	18,81
Fe ₂ O ₃	5,86	4,22	4,74	4,85	4,64
FeO	7,39	9,70	9,09	5,31	5,38
MnO	0,11	0,06	0,22	0,14	0,05
MgO	23,55	14,90	14,96	5,56	5,93
CaO	6,47	12,08	10,96	9,38	11,06
Na ₂ O	1,50	1,56	2,57	2,65	2,34
K ₂ O	0,42	0,42	0,93	2,33	1,01
P ₂ O ₅	0,21	0,33	0,87	0,67	0,17
Cr ₂ O ₃	—	0,11	0,08	—	—
NiO	—	—	0,04	—	—
CO ₂	—	—	0,33	—	—
Cl	—	—	0,02	—	—
F	—	—	0,09	—	—
S	—	—	0,06	—	—
H ₂ O ⁺	0,64	0,87	1,99	1,86	1,38
H ₂ O ⁻	0,04	0,45	1,59	0,30	0,21
Сумма	99,89	99,93	100,03	100,14	100,01

1 — пикрито-базальт (океанит), Мауна-Лоа, Гавайи [33]; 2 — субщелочной пикрито-базальт (анкарамит), Халеакала, Гавайи [33]; 3 — нефелино-мелилитовый базальт, серия Гонолулу, Оаху [47]; 4 — палеогеновая серия Ульинского прогиба, Охотско-Чукотский вулканоогенный пояс [30]; 5 — вулкан Эбеко, Курильские острова [30].

Как было показано выше, при анализе минерального состава интрузивов, происшедших при кристаллизации толеитовых и субщелочных базальтов, в рамках систем $O1-CPx-Pl-Q$, $O1-CPx-Pl-Ne$ и $CPx-Pl-Ne-Og$ парагенетические ряды минералов, возникающих при фракционной кристаллизации рассматриваемых базальтоидов, весьма близки друг к другу, за исключением конечных продуктов. При этом парагенезисы минералов средних стадий кристаллизации толеитовых расплавов практически идентичны минералам начальных — средних стадий кристаллизации щелочных базальтов. В первую очередь это выражается в появлении титаномагнетита как существенной составляющей пород. Часто наблюдается исчезновение плагиоклаза, приводящее к формированию низкотемпературных гортонолитовых ультрамафитов, а также появление анхимономинеральных титаномагнетитовых слоев. Эта особенность эволюции толеитовых и субщелочных базальтов — быстрое обогащение пород железом при весьма умеренном возрастании или даже уменьшении содержания кремнезема, — как уже указывалось, известна в петрологии еще с 1930-х годов, со времени работ Ф. Феннера и В. С. Соболева, и в настоящее время широко используется в качестве классификационного признака для различения толеитовых и известково-щелочных серий [13, 33].

Второе обстоятельство, на которое обращалось внимание, — отсутствие на этом участке кристаллизации ортопироксена — имеющийся в породах малокальциевый пироксен представлен претерпевшим инверсию пижонитом. Для поздних стадий кристаллизации этих расплавов характерно появление парагенезисов с существенно калиевым полевым шпатом. Очевидно, что такое сходство не является случайным, а свидетельствует о значительном возрастании щелочности первоначально насыщенного SiO_2 расплава в процессе его фракционной кристаллизации. При этом обращает на себя внимание тот факт, что степень щелочности конечных продуктов кристаллизации возрастает с увеличением давления, при котором происходило затвердевание расплава (сиениты — в случае малых давлений, нефелиновые сиениты — при повышенных давлениях).

Таким образом, следует вывод о значительной общности между процессами кристаллизации оливин-толеитовых и щелочных базальтов. В процессе кристаллизации толеитов расплав, очевидно, уходит в область недосыщенных составов, и именно парагенезисы, возникающие на этой стадии, являются типичными для субщелочных базальтов (см. табл. 5). Это делает весьма вероятной трактовку щелочных базальтов как фракционатов оливиновых толеитов. Как было показано выше, принципиальная возможность такого перехода из области насыщенных в область недосыщенных SiO_2 составов была выявлена Г. Иодером и К. Тилли [19]. Согласно данным этих исследователей, при кристаллизации толеитов в условиях высоких давлений первоначальные равновесные термальные барьеры $Fo-Ab$ и $Fo-An$ разрушаются и возникает новый барьер — жадент-энстатит. Впоследствии Л. Н. Когарко и

А. И. Поляков показали, что «альбитовый барьер» начинает разрушаться уже в области умеренных давлений вследствие повышенной растворимости Al_2O_3 в пироксенах. В этом случае фракционирование глиноземистого пироксена должно приводить к обогащению остаточного расплава Na по отношению к Al («пироксеновый эффект»), т. е. к появлению щелочных расплавов. Таким образом, имеющиеся в настоящее время физико-химические данные не противоречат такой постановке вопроса. Вместе с тем, в условиях низких и умеренных давлений кристаллизация толеитовых и щелочных базальтов идет параллельными путями и приводит к различным конечным продуктам [13, 26]. Возможно, это свидетельствует о том, что «альбитовый барьер» в какой-то форме продолжает сохраняться.

В этой связи представляет интерес эволюция толеитовых составов при более высоких давлениях. Как известно, при давлениях 1,5—2 МПа объем ОРх заходит в область недосыщенных составов [13]. В этой связи нами была разработана модель системы $O1-CPx-Pl-Q$ при 2 МПа и уже с учетом этих данных построена модель системы $O1-CPx-Pl-Ne$ при таком же давлении (рис. 28). Как видно из топологии этих систем, в их строении существенно возрастает роль ортопироксена — главного концентратора кремнезема в высокотемпературных фракционатах базальтоидных магм. В итоге толеитовый расплав, эволюционирующий при подобных давлениях, должен в значительно большей мере, чем при низких и умеренных давлениях, обедняться кремнеземом, магнием и хромом (в связи с выделением высокотемпературной хромовой шпинели) и обогащаться щелочами, титаном и железом. Ввиду сравнительно высокой глиноземистости пироксенов, кристаллизующихся при высоком давлении, концентрация Al_2O_3 будет возрастать меньшими темпами или оставаться на том же уровне. Когда расплав достигнет четверной точки $O1-OPx-CPx-Sp$, начнется выделение CPx , что будет стабилизировать содержание в расплаве кальция. Как известно, именно эти особенности химизма определяют различия между толеитовыми и щелочными базальтами.

Для проверки данного предположения нами была рассмотрена эволюция химизма толеитово-щелочной серии Гавайских островов в рамках систем $O1-CPx-Pl-Q$ и $O1-CPx-Pl-Ne$ при 2 МПа. Такое давление, учитывая отсутствие здесь гранитного слоя, соответствует литостатическому на глубинах порядка 60 км, где по данным сейсмических исследований располагаются самые глубокие магматические очаги Гавайских вулканов. Представляется вероятным, что именно здесь происходит дифференциация первичной магмы.

При дальнейших рассуждениях мы исходили из предположения, что дифференциация расплава в процессе его подъема к жерлу вулкана мало меняет основные петрохимические характеристики этого расплава, обусловленные эволюцией магмы в очаге вулкана. В пользу этого свидетельствуют прямые наблюдения о скорости

подъема расплава в процессе извержения Гавайских вулканов. В таком случае фигуративные точки состава лав должны располагаться вдоль котектик соответствующих систем при давлении, существовавшем в магматическом очаге.

С этой целью фигуративные точки наиболее высокотемпературных членов серий Гавайской ассоциации были нанесены на развертки соответствующих диаграмм. Ввиду того что степень окисленности лав, зависящая от их взаимодействия с кислородом атмосферы, в значительной мере влияет на результаты нормативного пересчета, искусственно занижая щелочность породы [13], Fe_2O_3 нормализовалось по формуле Ирвина-Барагара. Для удобства пользования системы $OI-CPx-PI-Q$ и $OI-CPx-PI-Ne$ были сложены общей гранью $OI-CPx-PI$, образовав псевдопятигранную «систему» $OI-CPx-PI-Q-Ne$.

Как видно из этой диаграммы (см. рис. 28), фигуративные точки анализов образуют непрерывное облако точек, переходящих из объема насыщенных составов в область критически недосыщенных. По мере перехода к нефелинитовым составам наблюдается сильное снижение количества нормативного плагиоклаза, что заставляет предполагать наличие в этой части системы высокоглиноземистой фазы — граната. О наличии граната среди остаточных фаз свидетельствуют также результаты исследования характера фракционирования редких и редкоземельных элементов в лавах Гавайских островов, выполненного А. Хофманом и Т. Райтом. Те же данные свидетельствуют о наличии в остаточных фазах и клинопироксена. Оливин и ортопироксен в этом отношении мало информативны, и данные по этим минералам отсутствуют.

С учетом граната диаграмма системы $OI-CPx-PI-Ne$ принимает вид, показанный на рис. 28. В этом случае диаграмма полностью описывает ход кристаллизации толеитового пикрито-базальта с переходом в область собственно щелочных пород, как это наблюдается на Гавайях. При этом контуры облака точек доходят до «жадеитового барьера», нигде его не пересекая. Это позволяет думать, что при подобных давлениях «альбитовый барьер» полностью ликвидируется, а «жадеитовый» начинает функционировать, как и предполагалось Г. Иодером и К. Тилли [13].

С таких позиций значительный интерес представляют результаты исследования глубинных ксенолитов в лавах Гавайских вулканов, выполненного Э. Джексоном и Т. Райтом [47]. В породах толеитовой серии глубинных ксенолитов не обнаружено, здесь присутствуют только родственные включения: дуниты, перидотиты, троктолиты, различные габброиды. В пределах субщелочной серии распространены преимущественно шпинелевые лерцолиты, реже — гарцбургиты, верлиты, шпинелевые клинопироксениты, троктолиты, габброиды. Глубинные ксенолиты гранатсодержащих пород — перидотитов (верлитов, лерцолитов) и пироксенитов (клинопироксенитов, вебстеритов) — наблюдаются только в породах нефелинитовой серии. Ксенолиты лерцолитов и гранатовых ультрамафитов представляют собой фрагменты мантийного веще-

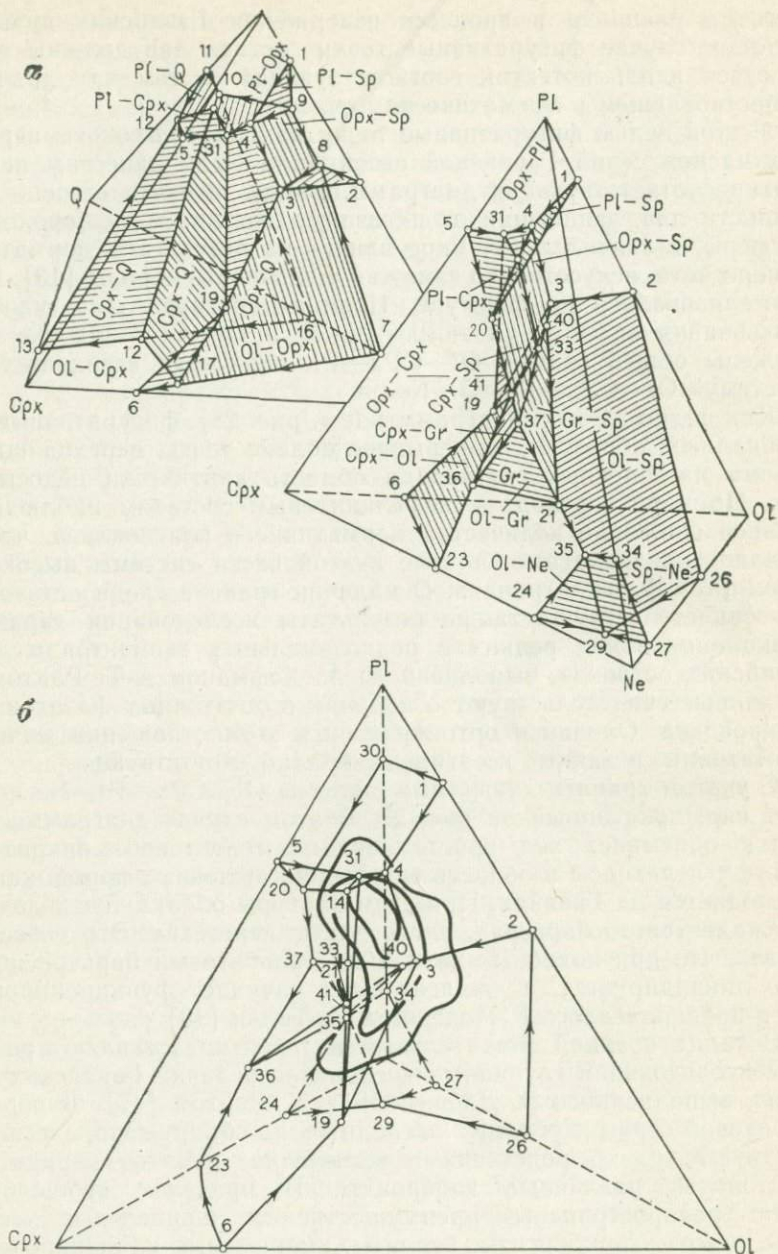
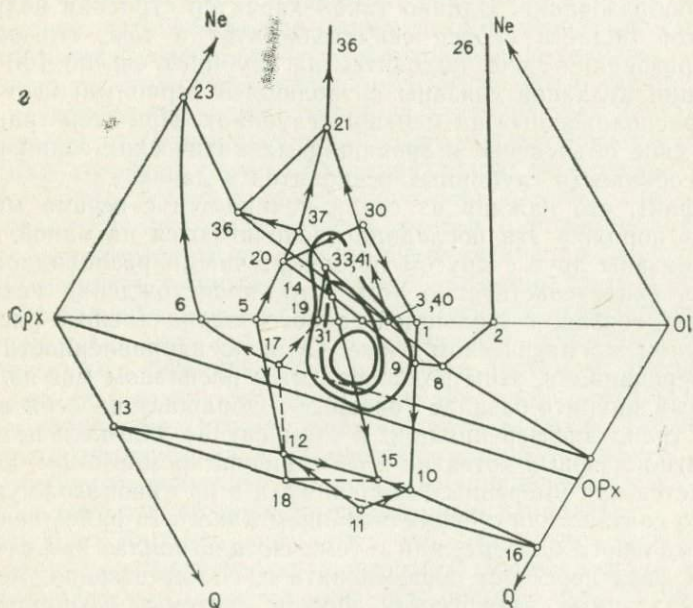
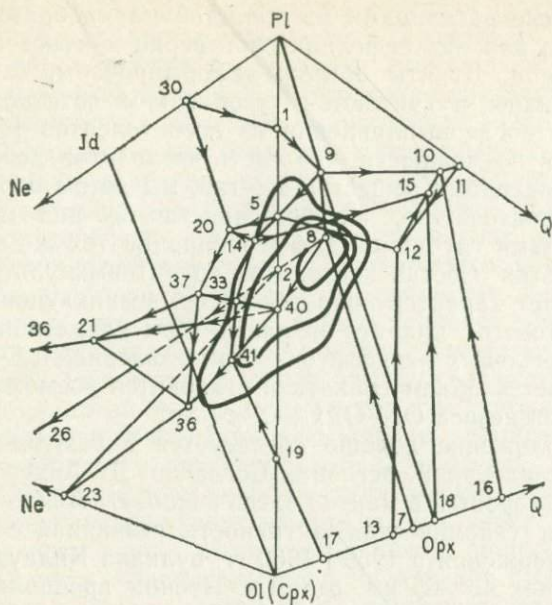


Рис. 28. Положение роя точек составов лав гавайских вулканов на совмещенных диаграммах (а и б) систем $Ol-Cpx-Pl-Q$ и $Ol-Cpx-Pl-Ne$ при 2 МПа:

а — общий вид, б — вид спереди (система $Ol-Cpx-Pl-Q$ не показана); в — вид сбоку, г — вид сверху; системы совмещены гранью $Ol-Cpx-Pl$; изоденсы ограничивают 95, 75 и



50 % точек; 1—41 — термальные минимумы системы, ограничивающие котектические поверхности: 1, 4, 9 — Sp—Pl; 3, 4, 8, 9 — Sp—Opx; 2, 3, 8 — Ol—Sp; 3, 7, 8, 17 — Ol—Opx; 6, 17, 19 — Ol—Cpx; 15, 17, 18, 31 — Opx—Cpx; 12, 13, 15, 18 — Cpx—Q; 5, 12, 15, 31 — Pl—Cpx; 4, 9, 10, 31 — Pl—Cpx; 4, 9, 10, 15, 31 — Pl—Opx; 10, 11, 12, 15 — Pl—Q; 10, 15, 16, 18 — Opx—Q — в системе Ol—Cpx—Pl—Q и 1, 4, 20 — Sp—Pl; 4, 14, 31 — Pl—Opx; 5, 14, 20, 31 — Pl—Cpx; 3, 4, 14, 33 — Sp—Opx; 14, 20, 33, 37 — Sp—Cpx; 14, 19, 31, 41 — Opx—Cpx; 3, 19, 40, 41 — Ol—Opx; 6, 19, 23, 36, 41 — Ol—Cpx; 33, 36, 37, 41 — Cpx—Gr; 33, 40, 41 — Opx—Gr; 21, 37, 40 — Sp—Gr; 23, 21, 26, 29, 35, 40 — Ol—Sp; 21, 36, 40, 41 — Ol—Gr; 24, 29, 35 — Ol—Ne; 27, 29, 34, 35 — Sp—Ne в системе Ol—Cpx—Pl—Q

ства, вынесенные расплавами из областей магмообразования, более глубинного для лав нефелинитовой серии и менее глубинного для субщелочной. Дуниты обычно деформированы, частично перекристаллизованы и считаются тугоплавким остатком мантийного вещества после выплавления из него толентов [47].

Не отвергая возможности, что часть ксенолитов действительно является отторженцами вещества мантии, мы хотим обратить внимание на обстоятельство, что большинство из них может оказаться продуктами глубинной дифференциации тех же толентовых пикрито-базальтов. Состав ксенолитов гранатовых ультрамафитов в целом отвечает характеру парагенезисов, возникающих при эволюции толентового пикрито-базальта при давлении порядка 2 МПа, а шпинелевых лерцолитов — при давлениях $1,5 \pm 0,3$ МПа, когда сокращается объем граната и становится возможным существование парагенезиса $OI + OPx + CPx + Sp$.

Это предположение хорошо согласуется с результатами сейсмических исследований региона. Согласно Д. Андерсону, зона минимальных скоростей в мантии здесь располагается ниже 100 км. В то же время сейсмическая активность, связанная с подъемом магмы при извержении в 1959—1960 гг. вулкана Килауэа, началась на глубинах 45—65 км, где Дж. Итоном предпологается зона магмообразования. Однако такой характер строения недр вулканической области скорее свидетельствует о том, что область магмообразования здесь находится на глубинах свыше 100 км, а извержения вулканов связаны с эволюцией серии магматических очагов, расположенных на меньших глубинах. При этой трактовке находит свое объяснение и эволюция магматических серий вулканов, и особенности глубинных ксенолитов в лавах.

Тот факт, что каждая из серий начинается с весьма меланократовых пород, а эти последние располагаются на одной котектике и связаны друг с другом промежуточными разновидностями, очевидно, свидетельствует о том, что происхождение исходных магм серий связано с эволюцией единого родоначального расплава в глубинном магматическом очаге. Судя по направленности тренда дифференциации, этим родоначальным расплавом мог являться толентовый пикрито-базальт (океанит). Обращает на себя внимание, что тренд дифференциации в этом случае двигался не в сторону плагиоклазовых котектик и обогащения кремнеземом, как это наблюдается при умеренных давлениях, а в противоположную сторону. Это связано или с существованием какого-то ранее неизвестного термального барьера, или с тем, что плагиоклаз как самостоятельная фаза перестает существовать и, соответственно, меняются температурные зависимости внутри системы. Возникновение таких новых зависимостей является необходимым условием появления ультрамафитовых расплавов субщелочного и щелочного составов.

С другой стороны, существование здесь трех типов серий, две из которых имеют четкую тенденцию к эволюции в сторону низкотемпературных плагиоклазовых котектик с появлением фракцио-

натов риодацитового и трахитового составов, свидетельствует о том, что большая часть излившегося материала произошла за счет эволюции исходных расплавов в значительно менее глубинных промежуточных очагах. Судя по характеру встреченных в лавах родственных включений — кумулятов [47], аналогичных находимым в расслоенных интрузивах основных и ультраосновных пород, величина давления в этих очагах не превышала 0,5—1,0 МПа, а возможно, была и меньше. Об этом, по-видимому, свидетельствует довольно широкое распространение среди пород толеитовой серии разновидностей с нормативным кварцем, для появления которых расплав должен был проходить через ортопироксеновый барьер, что возможно лишь в условиях низких давлений.

Как уже указывалось, происхождение субщелочной и нефелинитовой серий Гавайских островов обычно связывается с погружением очага плавления на более значительные глубины [47]. В этом случае становится непонятным обогащение субщелочных и щелочных расплавов низкотемпературными и, особенно, летучими компонентами. Например, в породах субщелочной серии появляются такие гидроксилсодержащие минералы, как керсутит и биотит, а в нефелинитовых лавах, помимо повышения общего водосодержания, отмечаются и значительные концентрации CO_2 , Cl и F (см. табл. 7). Факт общего повышения содержания летучих компонентов в лавах подтверждается также резким возрастанием степени explosивности извержений от толеитов к нефелинитам. Такая направленность эволюции состава магм легко объясняется накоплением легкоплавких, в том числе и газообразных составляющих в процессе кристаллизации остаточного магматического очага при смещении «горячей точки». Альтернативная же модель (погружения очага плавления) требует аномально высоких для океанской коры концентраций летучих компонентов в новой области плавления, расположенной к тому же существенно ниже предыдущего очага плавления, в породах, которые, вероятно, были к этому времени обезвожены, поскольку прогревалась вся колонна нижележащих пород. По этой же причине повышение щелочности расплава не может быть объяснено уменьшением плотности теплового потока, как полагают некоторые исследователи, поскольку в этом случае получается, что по необъяснимой причине наиболее ранние высокотемпературные расплавы оказываются менее насыщенными летучими компонентами, чем выплавляющиеся из этих же пород более поздние низкотемпературные расплавы.

Обращает на себя внимание, что внедрение нефелинитовых расплавов, сопровождаемое взрывными явлениями и массовым выбросом глубинных ксенолитов, происходит через значительный промежуток времени по сравнению с главными вулканическими событиями. Поскольку вулканические аппараты этой стадии представляют собой мелкие моногенные жерла и трубки взрыва, представляется вероятным, что глубинный магматический очаг к этому времени уже разделился на серию мелких остаточных очагов, концентрически затвердевших от краев вовнутрь, как это должно

следовать из физики процесса. Очевидно, что возможность прорыва магмы из таких очагов на поверхность появлялась только после того, как за счет накопления летучих компонентов давление в этих очагах становилось выше прочности перекрывающих пород, на что требовалось определенное время. Аналогичное происхождение имеют и кимберлитовые трубки, с которыми у изученных образований очень много общего, как по химизму, так и насыщенности пород летучими компонентами.

Вероятно, именно взрывной характер процесса в рассмотренном случае и был причиной того, что расплав не задерживался в промежуточных камерах и поэтому данная серия дифференцирована слабо в отличие от предыдущих — толентовой и субщелочной. Очевидно, что в других случаях — при менее резком снижении температуры — магматический очаг чаще затвердевает как единое целое. В этих случаях условия для возникновения локальных очагов со сверхвысоким давлением отсутствуют. В результате нефелинитовый расплав имеет возможность спокойно внедряться в менее глубинные промежуточные камеры. Эволюция расплава в таких очагах должна была существенно отличаться от глубинной, поскольку в области умеренных давлений жадентовый барьер недейственен и соответственно нефелинитовые расплавы могли эволюционировать в сторону агпайтовых составов с фоолитами в качестве конечных продуктов. Вероятно, именно таким образом произошли щелочные серии таких островов, как Канарские, Фернанду-ди-Норонья, Св. Елена и других, а также континентальных рифтовых зон типа Восточно-Африканской, Рейнской и т. п.

Существенно, что агпайтовые расплавы могут появиться и в результате эволюции субщелочных базальтов в условиях умеренных давлений. Об этом свидетельствуют результаты изучения процессов кристаллизационной дифференциации в таких интрузивах, как Гремяха-Вырмес и Елетьозеро, рассмотренных выше.

К аналогичному выводу о происхождении агпайтов за счет кристаллизационной дифференциации щелочно-базальтовой (субщелочной — по новой «Классификации...») пришли ранее Л. Н. Когарко и А. И. Поляков на примере одного из палеозойских магматических комплексов.

Из приведенных данных следует, что щелочные агпайтовые расплавы не могли произойти непосредственно при кристаллизации толентовых базальтоидов, которые, вероятно, являются родоначальными для всей ассоциации. Обязательным предварительным этапом является глубинная дифференциация толентовых пикрито-базальтов, при которой возникают субщелочные пикрито-базальты и нефелиниты. В процессе этого этапа наличие жаденто-вого барьера блокирует переход к агпайтовым расплавам. Последние могут возникнуть только при дифференциации в промежуточных магматических камерах умеренной глубинности, когда жаденто-вый барьер перестает существовать. Они могут появиться как в результате дифференциации нефелинитовых расплавов, так и субщелочных базальтов.

С этих позиций находит свое объяснение появление щелочных магматических расплавов в областях с консолидированной земной корой, где расплав достигает поверхности не сразу, а проходя по крайней мере два уровня промежуточных магматических очагов. Дифференциация в их пределах подчиняется разным температурным зависимостям, благодаря чему существует два различных типа трендов дифференциации — больших и умеренных глубин, что и является причиной появления существующего разнообразия пород в ассоциациях рассмотренного типа.

ЭВОЛЮЦИЯ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ СЕРИЙ В СИСТЕМАХ O1—CPx—P1—Q и O1—Oг—P1—Q¹

Известково-щелочные, или андезитовые, серии изверженных горных пород являются вторым по значению после толеитовых базальтов типом магматических образований Земли. Они — непреходящий элемент в эволюции фанерозойских подвижных областей, характеризуя зрелую стадию их развития. Практическую ценность андезитовых серий определяют месторождения Pb, Zn, Cu, Sn, Mo, W, Au, Ag и др., отмечаемые в областях развития этих образований. С другой стороны, приуроченность андезитовых серий к активным окраинам континентов, их связь с зонами Заварицкого — Беньюфа определяют их важную роль при разработке современных геодинамических моделей строения и развития земной коры и верхней мантии.

Вместе с тем проблема происхождения андезитовых магм во многом остается неясной. Существующие гипотезы условно можно разбить, по крайней мере, на три группы. В первую из них входят гипотезы, согласно которым происхождение андезитов связано с процессами ассимиляции базальтовой магмой корового материала [33]. Эти гипотезы не согласуются с особенностями петрохимии и геохимии пород известково-щелочных серий, поскольку содержания ряда окислов, и особенно элементов-примесей, в андезитах иные, чем это следует из гибридно-ассимиляционной модели. Кроме того, обычно не обнаруживается зависимости характера андезитовых серий от местных тектонических условий и вещественного состава земной коры, тем более, что согласно сейсмическим данным магматические очаги современных вулканов известково-щелочной серии располагаются в мантии на глубинах порядка 50—100 км, а области генерации магм — 200—300 км. С этими же трудностями сталкивается контаминационно-кристаллизационная гипотеза, предполагающая ассимиляцию базальтами высокоглиноземистого корового материала.

Вторая группа гипотез предусматривает самостоятельное происхождение андезитовой магмы, в частности в результате селективного плавления ультраосновной мантии, как это предполагают

¹ Раздел написан при участии А. С. Синдеева.

Б. Майсен и Л. Беттчер, И. Кусиро и др. Согласно этим гипотезам, при высоких парциальных давлениях паров воды андезит может выплавляться непосредственно из мантийных лердолитов. Проведенные позже исследования (Т. Грин, Л. Николс, А. Рингвуд) в целом подтвердили такую возможность, хотя и выявили существенно меньшие масштабы этого процесса, что делает маловероятным первичный характер андезитовых магм.

Согласно другой разновидности этого типа гипотез — представлениям о вторичном переплавлении базальтов [26], при погружении на большие глубины сформировавшихся у поверхности базальтоидов, например при погружении океанической коры в зонах Заварицкого — Беньофа, происходит преобразование их минерального состава с появлением, в частности, кварцевых эклогитов. Фракционное плавление этих эклогитов и приводит к образованию андезитовых магм. В. С. Соболев [31] полагает, что кварцевые эклогиты формируются в качестве реститов после выплавления толеитовых базальтов на глубинах порядка 80 км. Это связано с наличием большого температурного интервала ($\sim 300^\circ$) между двойной (эклогитовой) и тройной (эвтектической) точками. Соответственно плавление начнется в точке тройной эвтектики оливин-нормативного состава, смещаясь по линии гранат-пироксен к эклогитовой эвтектике.

В. А. Жариков, Р. А. Ишбулатов и Ю. А. Литвин установили, что между составами базальта и андезита при высоких давлениях имеется термальный («клинопироксеновый») барьер. Суть этого явления заключается в том, что при кристаллизации базальта при давлении 3 МПа и 52 % SiO_2 происходит выделение клинопироксена, отвечающего по химизму составу жидкости, что делает невозможной продвижение тренда кристаллизации в область андезитовых составов. Поэтому, по мнению В. А. Жарикова и его сотрудников, для возникновения андезитов необходимо удалить из базальтов часть щелочей восходящими потоками мантийных флюидов. Это должно привести к преобразованию моноклинных пироксенов с высвобождением кремнезема и тем самым — к возможности выплавления известково-щелочных магм. Однако, как справедливо показал Б. Г. Лутц, количество щелочей в реальных андезитах выше, чем в ассоциирующихся с ними базальтах, так что при аллохимическом происхождении андезитов из базальтовой магмы должен был бы происходить не вынос, а привнос щелочей и кремнезема. Кроме того, «клинопироксеновый» барьер разрушается при более низких давлениях и уже не существует при 2—2,5 МПа. Соответственно, если промежуточные магматические очаги вулканов известково-щелочных серий находятся в подобных условиях, «клинопироксеновый» барьер не сможет оказывать влияния на эволюцию расплавов.

Третья группа гипотез предусматривает происхождение андезитов при кристаллизационной дифференциации базальтов. Согласно Е. Осборну, кристаллизация базальтовой магмы в условиях повышенной летучести кислорода вызывает раннюю кристаллиза-

цию магнетита, что приводит к обогащению расплава кремнеземом при незначительном росте железистости пород. Однако в той форме, в какой эта гипотеза была высказана, она столкнулась с серьезными противоречиями, в частности с тем, что фугитивность кислорода в реальных андезитах оказалась недостаточной для обеспечения такой эволюции химизма известково-щелочных серий.

Основным недостатком рассмотренных гипотез является их отвлеченный умозрительный характер, практическое отсутствие связи с изучением строения реальных комплексов магматических горных пород, их геодинамического положения. Недостаточно учитывается фундаментальный факт, что андезиты не образуют самостоятельных серий, а являются членами ряда от базальтов до риолитов. Практически не изучены условия формирования конкретных магматических комплексов.

Представляется целесообразным начать обсуждение проблемы именно с конкретного геологического материала. С этой целью были изучены лавы палеогенового комплекса Охотско-Чукотского вулканического пояса и образования современного вулкана Эбеко (Курильские острова), представляющие собой характерные примеры известково-щелочных серий. Исследование производилось в рамках обобщенных систем $Ol-Cpx-Pl-Q$ и $Ol-Pl-Or-Q$, практически охватывающих весь интервал составов пород.

Первоначально эволюция серий была рассмотрена в рамках системы $Ol-Cpx-Pl-Q$. Как видно из рис. 29, тренд кристаллизации вытянут приблизительно вдоль котектики $Pl-Or-Cpx$ при $P_{общ} = 2$ МПа, что согласуется с имеющимися сейсмическими данными по положению очагов современных вулканов Курило-Камчатской провинции [35].

Судя по химизму пород, фигуративные точки которых расположены в наиболее высокотемпературных частях системы, исходные расплавы серий отвечали высокоглиноземистым толентовым базальтам (табл. 7). Собственно андезиты возникали в процессе их дифференциации в глубинных очагах вулканов.

Для сравнения на эту же диаграмму нанесен тренд эволюции толентовой серии Гавайских островов, рассмотренный выше. Как видно из рис. 29, этот тренд, наоборот, уходит в сторону недосыщенных SiO_2 составов. Формально исходные расплавы той и другой серии отвечают толентовому базальту, однако их эволюция совершенно различна — образования известково-щелочной серии легко преодолевают ортопироксеновый барьер, не преодолимый для толентовой серии. Как было показано выше, аналогичные результаты были получены по интрузивным аналогам этих серий.

В свете имеющихся данных нам представляется возможным связать это различие с разной исходной водонасыщенностью родоначальных расплавов, более высокой в случае известково-щелочных магм [14, 16], достаточной для преодоления ортопироксенового барьера. С учетом этого обстоятельства были разработаны модели систем $Ol-Cpx-Pl-Q$ и $Ol-Or-Pl-Q$ для условий высокого парциального давления паров воды. Согласно экс-

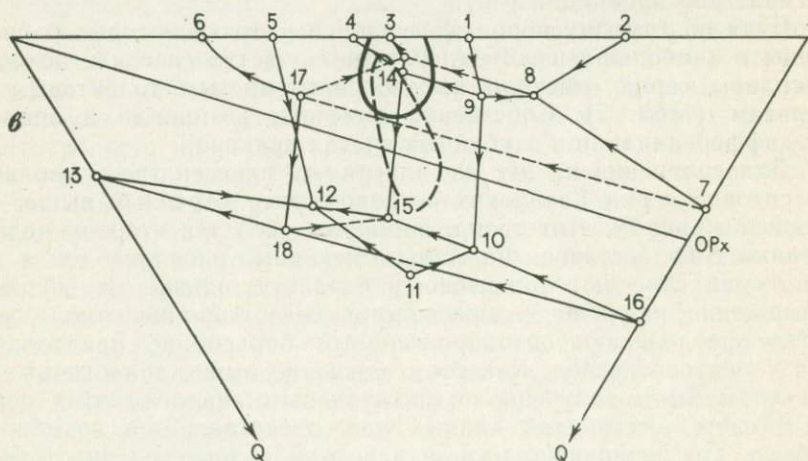
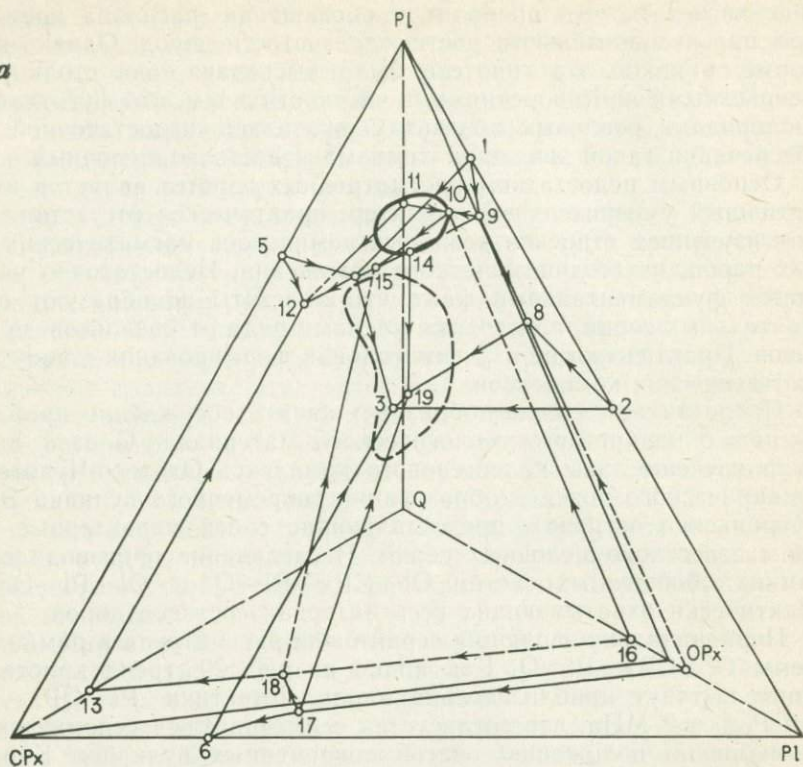
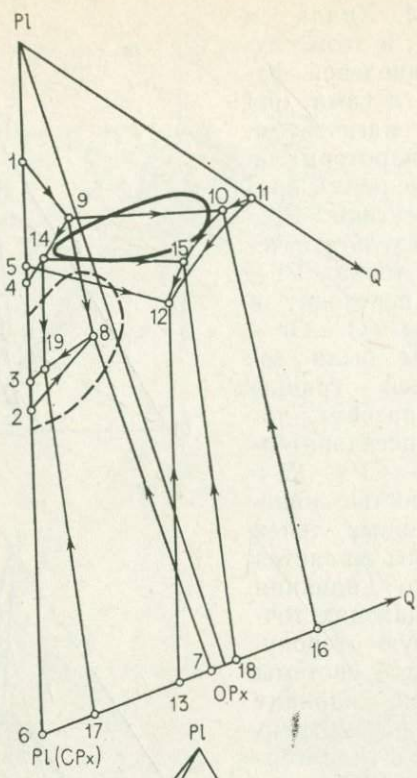
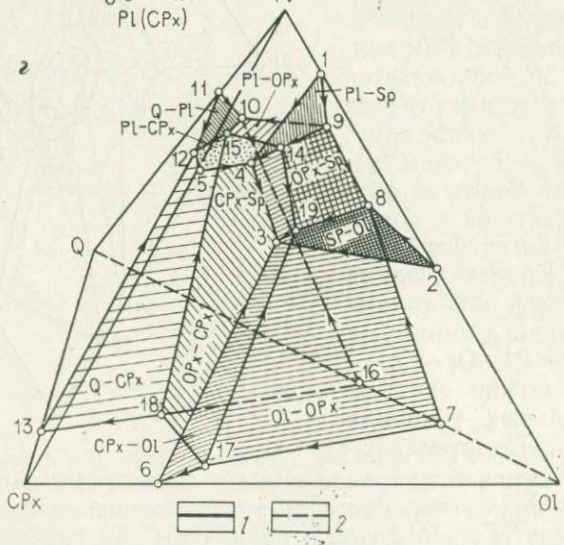
a

Рис. 29. Положение роев точек химических анализов лав вулканов Эбеко (1) $CPx-PI-Q$ при 2 МПа:
a — вид спереди, *b* — вид сбоку, *в* — вид сверху, *г* — общий вид; изоденсы ограничивают

б



2



(Курильские острова) и Мауна-Лоа (2) (Гавайские острова) в системе Ol—

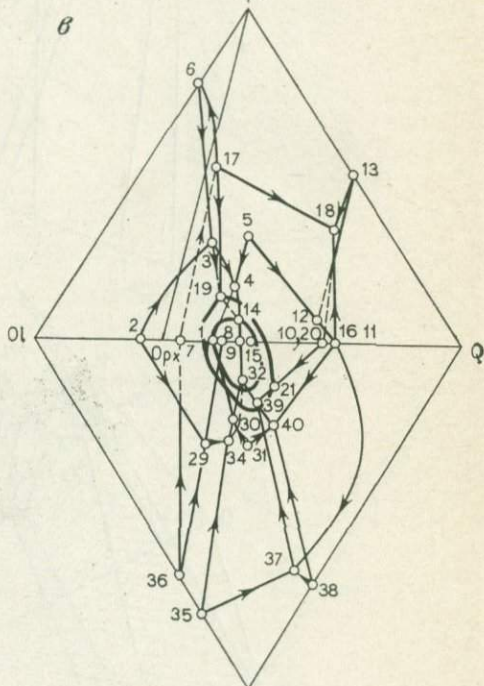
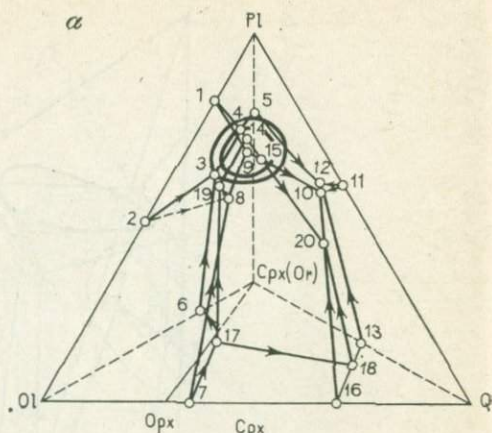
95 и 75 % точек

периментам Н. Хилла и П. Редера [45], в этом случае объем шпинелевой фазы возрастает, а сама она представлена магнетитом. Кроме того, в гидротермальных условиях меняется ориентировка котектики $PI-ORx-CRx$, в результате чего четверная точка $PI-ORx-CRx-Q$ переходит в объем системы $OI-Og-PI-Q$. Системы были составлены общей гранью $OI-PI-Q$ и образовали таким образом псевдопятиерную систему $OI-CRx-PI-Og-Q$. Особенностью нанесения фигуративных точек в объем системы является учет взаимного влияния CRx и Og , смещающих точку в ту или иную сторону.

С помощью этой системы был исследован вариант кристаллизации рассмотренных выше серий в гидротермальных условиях. Как видно на рис. 30, наблюдается полное соответствие тренда теоретически ожидаемому. Компактный рой точек непрерывно переходит из объема одной системы в объем другой по котектике $PI-ORx-CRx$. Кристаллизация заканчивается в объеме низкотемпературного минимума на котектике $PI-Og-Q$.

Вряд ли можно считать, что в реальных условиях $P_{H_2O} = P_{общ}$. Представляет-

ся, что парциальное давление воды в магматическом очаге было существенно ниже, особенно если учесть смещение константы равновесия между газовой фазой и расплавом при увеличении щелочности последнего [15]. Однако в настоящее время еще не установлен минимальный предел P_{H_2O} , необходимый для преодоления ортопироксенового барьера, и поэтому оценить данную величину пока невозможно. Исходя из определений содержания воды в ла-



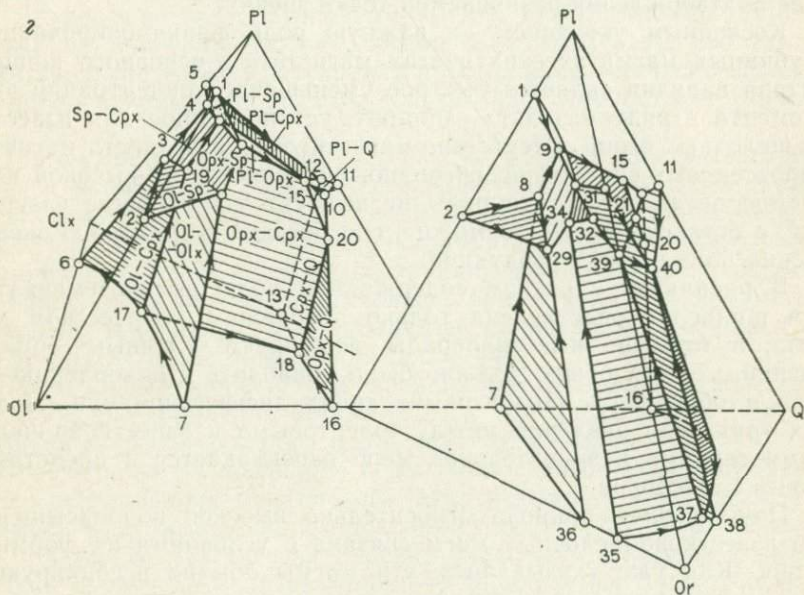
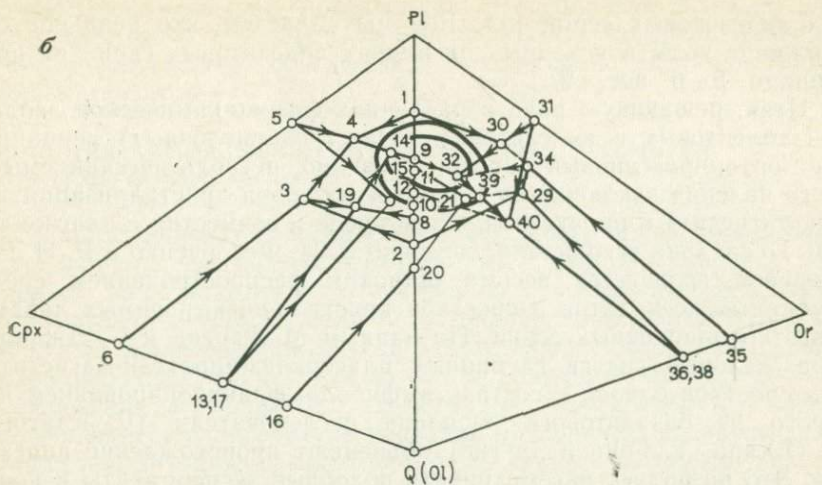


Рис. 30. Положение роя точек химических анализов лав вулкана Эбеко в псевдо-двоатерной системе $Ol-Cpx-Pl-Or-Q$:

a — вид спереди (контуры системы $Ol-Pl-Or-Q$ не нанесены), *б* — вид сбоку, *в* — вид сверху, *г* — общий вид; изоденсы ограничивают 95 и 75% точек; 1—40 — термальные минимумы системы, ограничивающие котектические поверхности; 1, 4, 9, 14 — $Pl-Sp$; 4, 5, 12, 10, 15, 14 — $Pl-Cpx$; 9, 14, 15 — $Pl-Opx$; 10, 11, 12 — $Pl-Q$; 3, 4, 14, 19 — $Cpx-Sp$; 8, 9, 14, 19 — $Opx-Sp$; 2, 3, 19, 8 — $Ol-Sp$; 6, 3, 19, 17 — $Ol-Cpx$; 7, 8, 19, 17 — $Ol-Opx$; 14, 15, 20, 18, 17, 19 — $Opx-Cpx$; 10, 12, 13, 18, 20 — $Cpx-Q$; 16, 18, 20 — $Opx-Q$ — в системе $Ol-Cpx-Pl-Q$; и 1, 9, 30 — $Pl-Sp$; 9, 15, 21, 32, 30 — $Pl-Opx$; 10, 15, 21 — $Cpx-Pl$; 10, 11, 40, 39 — $Pl-Q$; 30, 31, 40, 39, 32 — $Pl-Or$; 8, 9, 30, 34, 29 — $Opx-Sp$; 30, 32, 34 — $Or-Sp$; 2, 8, 29 — $Ol-Sp$; 7, 8, 29, 36 — $Ol-Opx$; 34, 32, 39, 37, 35 — $Or-Opx$; 16, 20, 21, 39, 37 — $Opx-Q$; 15, 20, 21 — $Opx-Cpx$; 10, 20, 21 — $Cpx-Q$; 37, 38, 39, 40 — $Or-Q$ — в системе $Ol-Pl-Or-Q$

вах андезитовых серий [14, 16], мы полагаем, что реальное содержание воды в исходных расплавах андезитовых серий не превышало 5—6 вес. %.

Итак, решающую роль в различиях физико-химической эволюции толентовых и андезитовых (известково-щелочных) серий играет ортопироксеновый барьер. Очевидно, петрологический смысл этого явления заключается в ранней массовой кристаллизации титаномагнетита и пироксенов, в том числе и совместно с плагиоклазом. Последняя ассоциация, согласно В. И. Федорченко и Р. И. Родионовой, пользуется весьма широким распространением среди глубинных ксенолитов и сростков кристаллов, выносимых лавами известково-щелочных серий. По данным М. Гарсия и С. Джакобсона, валовый состав глубинных плагиоклаз-пироксен-магнетитовых сростков близок к составу амфибола, фракционированием которого из базальтового расплава исследователи (Р. Кауторн, М. О'Хара, Т. Грин и другие) объясняют происхождение андезитов. Это позволяет рассматривать подобные эксперименты в качестве подтверждения развиваемой точки зрения.

Косвенным указанием на важную роль фракционирования в глубинных магматических очагах магнетита — основного концентратора ванадия является быстрое уменьшение концентраций этого элемента в ряду базальт — липарит, установленное для известково-щелочных серий. Отсутствие магнетитовых и редкость магнетит-пироксеновых включений, очевидно, объясняется их высокой плотностью, из-за чего эти породы не выносятся в процессе извержений, а остаются внизу, возможно, способствуя погружению океанических плит в зонах субдукции.

В расплавах с низким содержанием воды высокотемпературная шпинель представлена только небольшим количеством хромита, а темноцветные минералы фиксируют главным образом магний, что неизбежно должно было приводить к накоплению железа и обусловить «толентовый» тренд дифференциации. Подобная трактовка различий между толентовыми и известково-щелочными сериями в значительной мере перекликается с представлениями Е. Осборна.

По-видимому, природа относительно высокой водонасыщенности известково-щелочных магм связана с условиями их формирования. Как уже указывалось, эти магмы обычно ассоциируют с зонами Заварицкого — Беньофа, где в процесс плавления наряду с мантийным материалом вовлекаются сильно гидратированные образования океанической коры, что и должно было обеспечить повышенную водонасыщенность исходного расплава, как это, например, полагают Б. Майсен и Т. Грин.

Таким образом, важнейшей определяющей чертой эволюции андезитовых (известково-щелочных) серий как в эффузивном, так и интрузивном проявлениях является способность к преодолению ортопироксенового барьера, связанная с повышенной водонасыщенностью исходного расплава. С другой стороны, характерной определяющей чертой эволюции «сухих» расплавов толентовых серий

является невозможность преодоления этого барьера и как следствие — развитие в сторону недосыщенных SiO_2 составов, приводящее к значительному обогащению продуктов поздней кристаллизации магнетитом.

ЭВОЛЮЦИЯ БИМОДАЛЬНЫХ СЕРИЙ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ В СИСТЕМЕ $\text{O1}-\text{CPx}-\text{PI}-\text{Q}$

Одной из важных особенностей древнейшего архейского магматизма является его бимодальный характер, выражающийся в подчиненной роли андезитов по сравнению с базальтами и эффузивами кислого состава. В отличие от образований неогей среди архейских вулканитов практически отсутствуют унимодальные известково-щелочные (андезитовые) серии, варьирующие по составу от базальтов до липаритов, аналогичные рассмотренным выше. Встречающиеся в литературе указания на широкое развитие древнейших андезитов основываются или на данных по химизму пород, преобразованных в условиях гранулитовой фации, отнесение которых к эффузивным образованиям крайне проблематично, или на данных по валовому составу древнейших толщ [19], что также является сомнительным, поскольку простое арифметическое сложение пород основного и кислого состава дает именно этот результат.

Поэтому представляет интерес рассмотрение особенностей древнейшего магматизма, содержащего важную информацию о характере глубинных процессов в литосфере на ранних стадиях ее развития. При обсуждении мы ограничимся продуктами эффузивного магматизма, поскольку реконструкция исходных расплавов интрузивных образований в настоящее время является предметом дискуссии, так как ряд исследователей склонен рассматривать их как результат метасоматических процессов.

Бимодальный характер древнейшего магматизма характерен для всех докембрийских щитов [42], в том числе и для Балтийского, на примере которого и рассмотрим эту проблему.

Проведенные за последние годы комплексные геолого-геофизические исследования Балтийского щита позволили установить, что он имеет четко выраженное блоковое строение [12]. В его сложении принимают участие сиалические блоковые структуры разного порядка и разделяющие их мобильно-проницаемые зоны с земной корой мафического профиля. Такое строение земной коры определяет характер магматических процессов региона на всех этапах его развития. Остановимся на особенностях вулканизма ребольского этапа, относимого к архею.

Продукты эффузивного магматизма этого времени пользуются площадным развитием на территории региона. К ним относятся лептитовые толщи гимольской и оленегорской серий, содержащие крупнейшие железорудные месторождения, такие, как Оленегорское и Костамукшское, а также существенно базальтоидные образования тикшозерской, хаутоварской, полмос-поросской и их

аналогов [19]. При этом характерно, что метаэффузивы существенно кислого состава типа гимольской серии развиты в пределах блоковых структур, а существенно основного состава — в разделяющих их мобильно-проницаемых зонах, в целом по объему уступая продуктам кислого вулканизма. Это первая особенность древнейшего магматизма Балтийского щита.

Вторая особенность заключается в том, что вулканыты как первого, так и второго типов в общем представляют собой контрастные серии — в них принимают участие порбды как основного, так и кислого состава с соответствующим преобладанием тех или иных разновидностей. Особой сложностью отличается строение вулканогенных образований мобильно-проницаемых зон, представляющих собой типичные зеленокаменные пояса раннего докембрия [12]. Как это и характерно для подобных структур, нижняя часть их разреза образована эффузивами базальт-коматинитовой серии, а верхняя — преимущественно дацитами и липаритами с подчиненным количеством базальтового материала. В некоторых случаях здесь существенную роль играют андезиты, особенно в Хаутоварско-Койкарской зоне.

Проведенное исследование показало, что породы основного состава, с одной стороны, и среднего и кислого — с другой, не связаны сериальными отношениями и представляют собой продукты эволюции самостоятельных магматических очагов (рис. 31). Как в случае лептитовых серий, так и образований зеленокаменных поясов, они располагаются в разных частях диаграммы и, что особенно важно, приурочены к различным котектикам. Этим они резко отличаются от образований типичных андезитовых серий, где базальты, андезиты и липариты располагаются на единой котектической кривой.

Как видно на диаграммах (рис. 31), ро́й точек базитов и пород среднего — кислого состава разделяется ортопироксеновым барьером. Из этих данных следует, что важнейшей особенностью магматических расплавов раннего докембрия являлась его относительная сухость. Количества воды в этих расплавах было недостаточно для преодоления ортопироксенового барьера. Из этих же диаграмм видно, что магмы среднего — кислого состава приурочены к котектикам, свидетельствующим о довольно высоких — порядка 2 МПа — давлениях в глубинных очагах вулканов. Это является важным указанием на то, что кислый магматизм раннего докембрия также имел преимущественно мантийное происхождение. Интересно, что такое же положение на котектиках имеют лавы андезитовых серий фанерозоя (см. рис. 29).

Таким образом, в древнейших подвижных зонах вместо сравнительно низкотемпературных водонасыщенных андезитовых серий возникают высокотемпературные сухие дацит-липаритовые расплавы с отчетливо выраженной тенденцией к накоплению железа. На физико-химических диаграммах и в геологическом плане они занимают то же положение, что и андезитовые серии неогей и, по-видимому, могут рассматриваться в качестве специфического

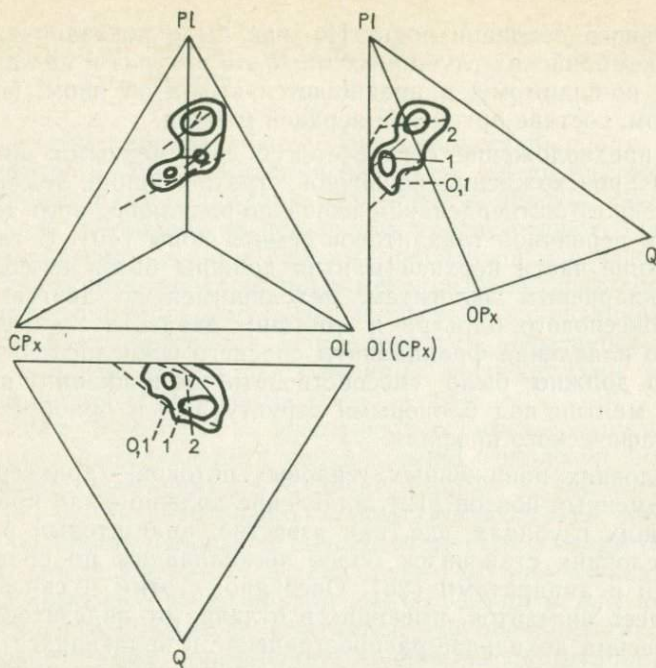


Рис. 31. Составы пород верхнеархейской Хаутоварской толщи на Балтийском щите в проекциях системы $OL-CPx-PI-Q$.

Показаны термальные минимумы системы при разных давлениях (в МПа); изоденсы ограничивают 95 и 50 % точек; линия $PI-OPx$ — ортопироксеновый барьер

магматического режима раннего докембрия — предшественника андезитового (известково-щелочного) магматизма более зрелой земной коры.

В этой связи обращают на себя внимание данные В. А. Глебовицкого об отсутствии в раннедокембрийской земной коре специфических низкоградиентных метаморфических режимов типа эклогит-сланцевых и глаукофан-сланцевых, обычно проявляющих парагенетическую связь с андезитовыми сериями. Как известно, и те и другие обычно приурочены к зонам субдукции типа зон Заварицкого — Беньофа.

Приведенные материалы, по-видимому, свидетельствуют об отсутствии субдукционных режимов в раннедокембрийской (архейской) земной коре. В этой связи встает вопрос о природе значительного объема мантийных расплавов дацит-липаритового состава, наблюдающихся в пределах древнейших блоковых структур. Согласно существующим представлениям, вещество современной верхней мантии образовано ультрабазитами типа пиrolита. По данным И. Кусиро, выплавление из такого субстрата пород расплавов среднекислого состава возможно только в случае высокого

парциального давления воды. Но, как было показано выше, для раннедокембрийских глубинных магм это как раз и не характерно. Отсюда, по-видимому, напрашивается вывод об ином, не ультрабазитовом, составе архейской верхней мантии.

Это предположение согласуется с современными представлениями о происхождении первичной стратификации Земли за счет направленного затвердевания первично-расплавленного тела с появлением первичной тоналитовой земной коры [40]. В таком случае верхние части верхней мантии должны были по составу отвечать кварцевым эколгитам, находящимся по другую сторону ортопироксенового барьера и могущим давать в процессе фракционного плавления фракционаты среднего и кислого состава [26, 31]. Это должно было способствовать десиликации первичной верхней мантии под блоковыми структурами и приобретению ею ультрамафического профиля.

В условиях пониженных тепловых потоков, характерных для зеленокаменных поясов [12], плавление должно было происходить на больших глубинах, где, как известно, андезитовый расплав в сухих условиях становится более легкоплавким по сравнению с дацитами и липаритами [26]. Очевидно, с этим и связано появление здесь андезитов, имеющих в отличие от андезитовых серий неогее весьма локальное распространение и являющихся наиболее высокотемпературными членами дацит-липаритовых серий. Согласно С. Б. Лобач-Жученко и другим исследователям, эти андезиты обнаруживают и другие отличия от андезитов известково-щелочных серий фанерозоя: содержат в 3 раза больше K_2O , в 10 раз больше Pb и в 2—2,5 раза больше NiO при близком содержании других элементов.

Таким образом, специфической особенностью глубинного петрогенезиса в архее является отсутствие сравнительно низкотемпературных магматических и метаморфических режимов, широко проявленных в неогее, где они связаны с процессами субдукции. Преобладающий бимодальный тип магматических процессов с подчиненной ролью собственно андезитов, самостоятельная эволюция расплавов основного состава, с одной стороны, и среднего — кислого — с другой, четкое ограничение тренда их эволюции ортопироксеновым барьером приводят к выводу о высокой сухости первичных магматических выплавов. Положение роев точек пород среднего — кислого состава на диаграмме системы $O1-CPx-Pl-Q$ свидетельствует об их мантийном происхождении. Это обстоятельство в свою очередь делает неизбежным вывод о более лейкократовом, чем сейчас, составе верхней мантии. Локальное появление по крайней мере под континентальными бликами земной коры собственно андезитовых расплавов связывается с зонами пониженных тепловых потоков в пределах зеленокаменных поясов, где плавление происходит при более высоких давлениях, и андезитовый расплав является более низкотемпературным по сравнению с дацитовым и липаритовым.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ЛУННЫХ БАЗАЛЬТОВ В СИСТЕМЕ $O_1-CPx-PI-Q$

Как известно, преобладающей разновидностью пород, слагающих поверхность Луны, являются базальты. Среди них выделяют две главные разновидности — морские и неморские («континентальные»). В самой общей форме они соответствуют двум главным магматическим сериям Земли — толентовой и известково-щелочной. С помощью предложенных методов были исследованы условия дифференциации этих серий и природа их различий. В качестве исходного материала использовались опубликованные результаты анализов пород, доставленных экспедициями «Луна-16 и 20» и «Аполлон-11, 12, 14, 15, 17».

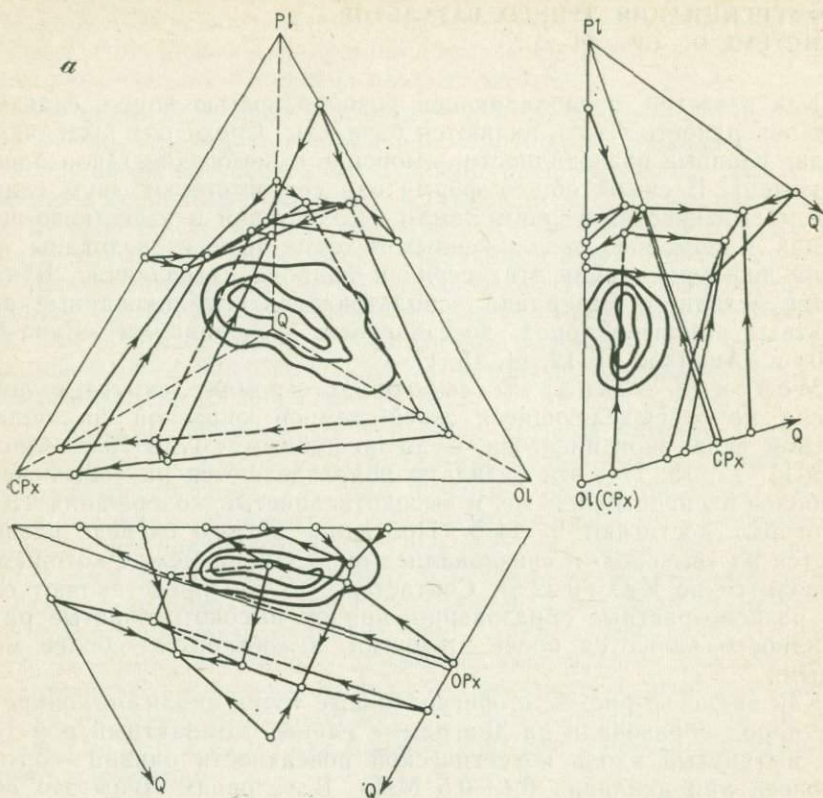
Морские базальты выполняют огромные округлые депрессии, четко выделяющиеся своей темной окраской на более светлом фоне «континентов». Судя по данным «Луны-16», «Аполлона-11, 12, 15, 17», эти базальты подразделяются на «обычные», наиболее распространенные, и высокотитанистые, содержания TiO_2 в которых достигают 9—14 %. Последние в свою очередь разделяются на «высоко»- и «низкокальциевые», граница между которыми проводится по $K_2O=0,22$ %. Считается, что они представляют собой разновозрастные образования, причем высокотитанистые разновидности являются более древними, а «обычные» — более молодыми.

Как видно из рис. 32, а, фигуративные точки анализов конкретных пород образовали на диаграмме единый компактный рой точек, вытянутый вдоль котектической поверхности оливин — ортопироксен при давлении 0,4—0,5 МПа. В условиях Луны это соответствует литостатическому давлению на глубинах порядка 70—100 км. Высокотитанистые базальты приурочены к самой низкотемпературной части тренда, располагаясь на кривой $O_1-OPx-CPx$ и не образуя самостоятельного сгущения. Такая конфигурация облака точек позволяет думать, что все рассмотренные породы произошли за счет эволюции одного и того же исходного расплава в глубинных магматических очагах, откуда и поступали отдельные порции лав.

В целом эволюция лунных «морских» базальтов в известной мере аналогична наблюдаемой в земных толентах, для которых, как указывалось, характерно накопление железа и титана на последних стадиях кристаллизации. Однако в условиях Луны из-за практического отсутствия воды и очень низкой щелочности расплава железо связывается в силикатах и накапливается главным образом титан.

Судя по положению точек на диаграмме, исходный расплав морских базальтов Луны отвечал железистому пикриту (табл. 8).

«Континентальные» базальты. Как известно, лунные «материки» образованы главным образом высокоглиноземистыми базальтами, а также интрузивными (?) образованиями «серии АНТ» (анортозит-норит-троктолит) с преобладанием анортозитов.



Ввиду того что применяемая нами методика позволяет исследовать лишь эффузивные образования, в настоящей работе серия АНТ не рассматривается.

Для характеристики «континентальных» базальтов были использованы сборы «Луны-20» и «Аполлона-14» (см. рис. 32, б). В отличие от диаграммы рис. 32, а, рой точек здесь значительно менее компактный, что свидетельствует о существенной неоднородности исследуемого материала. Невольно напрашивается аналогия с Землей, где континентальный вулканизм значительно разнообразнее океанического. Рой точек распадается на компактный максимум в верхней части диаграммы и намечаемое сгущение — в нижней. Последнее обязано некоторым частичкам реголита «Луны-20», отвечающим по составу «морским» базальтам. Они повторяют тренд рис. 32, а, и, судя по диаграмме, не связаны с эволюцией собственно континентальных пород. Здесь возможны два объяснения: частички были переброшены на «материк» в результате метеоритной бомбардировки или относятся к гипотетическому дайко-

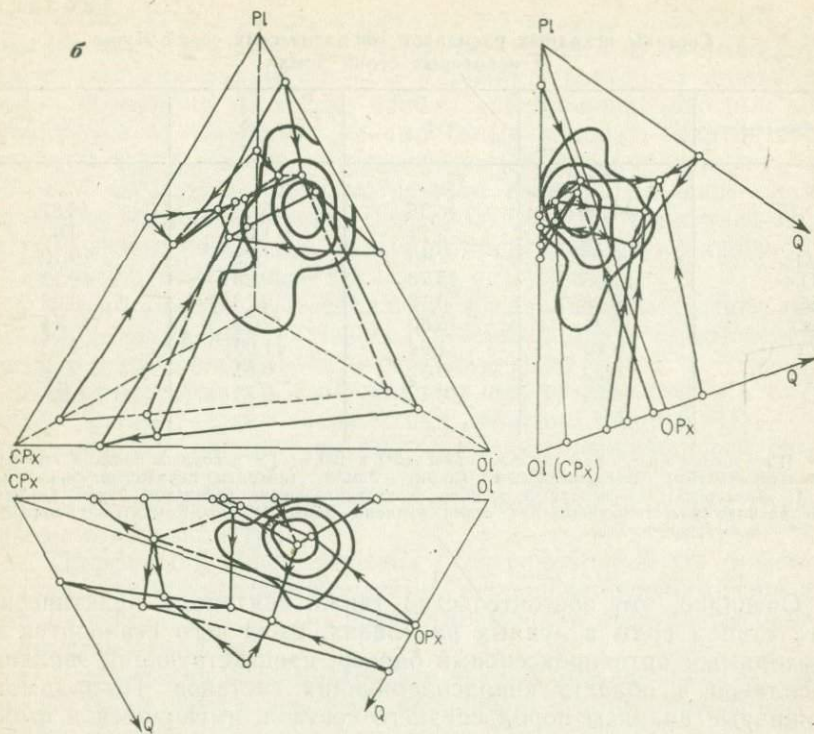


Рис. 32. Положение роев точек химических анализов базальтов Луны в системе $O1-CPx-Pl-O$:

a — морские базальты (при 0,5 МПа); *б* — континентальные базальты (при 1 МПа); изоденсы ограничивают 95, 75 и 50 % точек

вому комплексу, прорывающему более древние континентальные образования.

Компактный максимум в верхней части диаграммы приурочен к котектикам системы при 1 МПа. Очевидно, это свидетельствует о том, что магматические очаги «континентальных» серий располагались на существенно больших глубинах — порядка 200—250 км. Их исходный расплав, также рассчитанный на основании анализов в высокотемпературной части тренда, показал существенные отличия от исходного расплава «морских» базальтов. Как видно из табл. 8, он характеризуется сравнительно высокой глиноземистостью, достигающей 17—18 %, и значительно меньшей железистостью, а также повышенным содержанием щелочей. Эти анализы, за исключением щелочей и магния, довольно близки к составу исходных расплавов некоторых земных известково-щелочных (андезитовых) серий [30], однако эволюционируют совершенно иным образом — здесь отсутствуют породы среднего и кислого состава, столь характерные для последних.

Составы исходных расплавов магматических серий Луны
и некоторых серий Земли

Оксиды	1	2	3	4
SiO ₂	44,50	46,55	46,95	48,87
TiO ₂	2,62	2,11	1,04	0,93
Al ₂ O ₃	8,29	7,40	17,72	19,10
FeO*	21,96	15,76	10,20	10,17
MnO	0,28	0,18	0,13	0,05
MgO	13,27	15,60	12,12	6,24
CaO	8,80	11,94	11,00	11,23
Na ₂ O	0,22	0,32	0,61	2,38
K ₂ O	0,05	0,12	0,23	1,03

Примечание. Все анализы приведены к 100 %; 1 — исходный расплав «морских» базальтов Луны; 2 — железистый пикрит Земли (пикриты печенгской серии, колл. А. А. Жангурова); 3 — исходный расплав «континентальных» базальтов Луны; 4 — исходный расплав «известково-щелочной» серии вулкана Эбеко, Курило-Камчатский пояс [30]; FeO* — суммарное железо.

Очевидно, это обстоятельство также связано с практическим отсутствием воды в лунных расплавах, из-за чего становится непроходимым ортопироксеновый барьер, препятствующий эволюции расплавов в область кварцсодержащих составов. По-видимому, единичные анализы пород среднего состава, имеющиеся в выборке, произошли при эволюции магмы в малоглубинных очагах (при давлении ниже 0,4—0,5 МПа), когда этот барьер преодолевается сухими расплавами. Однако основная масса материала, судя по характеру магматизма, должна была поступать из глубинных источников. Значительная неоднородность выборки по континентальным базальтам может также объясняться и попаданием сюда интрузивных пород, дифференцирующихся по другим законам.

Таким образом, базальтоидные породы Луны распадаются на две группы, не связанные общностью происхождения. Начальные участки трендов располагаются в разных частях диаграммы, и, очевидно, они произошли за счет дифференциации разных исходных расплавов.

В мантии Луны должны были оформиться две группы магматических очагов — на глубинах 70—100 км и 200—250 км. Судя по ареальному распространению соответствующих типов базальтов, эти очаги должны были играть важную роль во внутреннем строении планеты. Изучение глубинного строения Луны показало, что на глубинах 65—85 км наблюдается так называемый высокоскоростной «козырек», где скорость прохождения сейсмических волн скачком возрастает и затем также скачком убывает. Считается, что этот «козырек» связан или с увеличением содержаний шпинели, или с фазовыми переходами с участием граната. Вероятно, его существование можно объяснить широким развитием на этих уров-

нях магматических очагов «морских» базальтов, сложенных главным образом перидотитами. Появление граната из-за низких термодинамических параметров очень мало вероятно, а шпинели — трудно объяснить. В то же время существование плотных масс перидотитов в «аморфных некомпактных породах» мантии Луны вполне может привести к наблюдаемому эффекту. На глубинах 200—250 км также проходит важная граница раздела — между верхней и средней мантией. Возможно, и здесь существен вклад магматических очагов, но уже «континентальных» вулканов.

Таким образом, можно заключить следующее.

1. Лунные базальты распадаются на две главные группы, практически не связанные постепенными переходами, т. е. формировавшиеся самостоятельно и независимо друг от друга.

2. Дифференциация «морских» базальтов происходила в глубинных магматических камерах при давлении 0,4—0,5 МПа. Судя по имеющимся данным, высокотитанистые разновидности скорее всего представляют собой низкотемпературные фракционаты «обычных» морских базальтов. Исходный расплав серии отвечал железистому пикриту.

3. Дифференциация неморских («континентальных») базальтов связана с магматическими очагами, эволюционирующими при давлении порядка 1 МПа. Их исходный расплав отвечал высокоглиноземистому базальту.

4. Особенности дифференциации лунных базальтов связываются с отсутствием воды в исходных расплавах, что обусловило как появление высокотитанистых «морских» базальтов, так и отсутствие кварцсодержащих пород среди «континентальных» серий, вызванное существованием ортопироксенового барьера.

5. Некоторые особенности внутреннего строения Луны, в частности наличие высокоскоростного «kozyрька» в верхней мантии, могут быть связаны с развитием на этих глубинах магматических очагов вулканов.

ВЫВОДЫ

Рассмотренные системы обобщенного типа достаточно корректно описывают процессы эволюции вещественного состава конкретных магматических образований — как интрузивов, так и эффузивных серий. При этом процесс кристаллизации охватывается в целом, не замыкаясь в пределах простейших двойных и тройных систем. Выявлены основные физико-химические закономерности распределения вещества, оценены условия формирования конкретных геологических комплексов, уточнены составы исходных расплавов, определена сериальная принадлежность пород эффузивных комплексов и т. д.

Установлен ряд важных отклонений от теоретически ожидаемого хода минералообразования: это, например, уход тренда кристаллизации с котектической кривой на поверхность и затем — в объем, приводящий к появлению мономинеральных парагенези-

сов; недейственность многих термальных барьеров, известных в простейших физико-химических системах, и т. д. Вместе с тем определена первостепенная важность ортопироксенового барьера как главного физико-химического регулятора земного магматизма.

Обобщение всех минералов по кристаллизации мантийных расплавов позволило выявить две генеральные последовательности развития магматических процессов — толеит-фонолитовую и известково-щелочную, — действующие в интервале давлений до 2 МПа. Показано, что при кристаллизации расплавов любого состава тренд в конечном итоге попадает на одну из этих последовательностей, чем и определяется однообразие продуктов магматической кристаллизации.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

В круг проблем магматической петрологии традиционно входят: 1) ликвация, 2) физико-химические барьеры, 3) петрохимия магматических горных пород и 4) закономерности распределения в них рудной минерализации. Вместе с тем при их решении особенно сильны тенденции к попыткам сведения основных закономерностей к явлениям на молекулярно-минералогическом уровне без учета конкретных механизмов реализации тех или иных физико-химических процессов, контролирующих распределение вещества, в том числе и рудного, в телах магматических горных пород. Поэтому основное внимание будет уделено именно петрологии процессов — их проявлению в реальных геологических системах.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ ЛИКВАЦИИ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Как известно, среди петрологически важных систем встречаются системы с ограниченной взаимной растворимостью или несмесимостью в жидком состоянии. Физико-химические причины несмесимости различны, но главным здесь является то, что в определенном интервале составов в ранее гомогенном расплаве появляются участки с различной структурой, что приводит к его расслоению на несмешивающиеся жидкости, т. е. к ликвации. Явление ликвации известно уже давно и широко используется в технике, в частности в металлургии, для отделения рудных фаз от силикатных составляющих руд. Так же давно было обращено внимание на возможность объяснения происхождения месторождений сульфидных медно-никелевых руд в интрузивах основных и ультраосновных пород с позиций сульфидно-силикатной ликвации. Эта точка зрения была подтверждена многочисленными экспериментальными данными и геолого-петрографическими наблюдениями и в настоящее время является общепринятой. Доказательством существования самостоятельного сульфидного расплава здесь является наличие расслоенных сульфидных глобулей в породах и минералах, а также жил сплошных сульфидов с приваренными контактами.

Имеются также убедительные данные в пользу самостоятельного существования титаномагнетитового расплава — наличие жил сплошных титаномагнетитовых руд в таких массивах, как Бушвельдский, Елетьозерский и др., потоки магнетитовых лав среди продуктов извержения некоторых четвертичных вулканов, описанные В. И. Старостиним, Г. П. Кудрявцевой, и т. д. Особенностью этих двух расплавов является то, что они представляют собой спе-

цифические электронные жидкости, резко отличные по своей структуре от ионно-молекулярного вмещающего расплава, что собственно и является главным фактором ликвации в этом случае. Однако нужно иметь в виду, что сульфидно-силикатная и железосиликатная ликвации имеют место только на определенных этапах кристаллизации базальтовых расплавов и, например, титаномагнетит в верхних частях разреза тех же интрузивов, как было показано выше, является кумулятивной фазой.

Гораздо более проблематична петрологическая роль ликвации при формировании силикатных магматических пород. Как известно, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг придавал такой ликвации большое значение и считал ее одним из основных способов магматической дифференциации. Сходные представления в настоящее время развиваются А. А. Маракушевым, В. А. Пугиным, Н. И. Хитаровым и многими другими исследователями, связывающими процессы формирования расслоенных текстур в изверженных горных породах и вообще появление контрастных по составу пород с этим процессом.

Явление несмесимости уже давно изучается петрологами-экспериментаторами. Оно известно для целого ряда петрологически важных систем, преимущественно в областях высокожелезистых, кислых и щелочных составов [10, 11, 23, 39]. Ликвация в системах, приближающихся по составу к реальным магматическим расплавам, была получена в экспериментах с добавкой фтористых компонентов, в высоковосстановительной среде и др. При этом было получено расслоение гомогенного расплава на несколько слоев с резкими границами между ними и высказано предположение об аналогии полученных результатов со строением расслоенных интрузивов.

Было установлено, что важную роль в процессах ликвации играют летучие компоненты: водород, вода, галогены (фтор, фосфор). В. Виссер и ван Гроос показали, что давление в целом снижает масштабы ликвационных явлений, хотя в то же время для P_2O_5 было установлено, что при его содержании в расплаве порядка 0,6% несмесимость сохраняется до давлений 1 МПа, а при 3% — не менее 2 МПа. Определены группы катионов, способствующие расслоению (Ca, Mg, Fe, Ti) и, наоборот, стабилизирующие расплав (щелочные металлы, алюминий).

Однако, если силикатная ликвация в экспериментально изученных системах, где она имеет место обычно в достаточно экстремальных условиях (очень высокая щелочность, железистость, восстановленность расплавов и т. д.), не вызывает сомнений, то она значительно более проблематична в реальных горных породах. Особенно это касается различного рода глобулярных и вариолитовых структур, которые многими исследователями рассматриваются в качестве прямого доказательства ликвации в геологических объектах. Вместе с тем подобные структуры часто являются результатом сферолитовой кристаллизации, не имеющей отношения к ликвации, или следствием затвердевания в условиях резкого пе-

реохлаждения [11, 23]. Тем более не может быть доказательством ликвации первичная расслоенность в интрузивах; детальные геологические исследования этого явления свидетельствуют о совершенно ином механизме его происхождения, связанным с побочными эффектами направленного затвердевания: возникновением перед фронтом кристаллизации застойной диффузионной зоны, вызывающей концентрационное переохлаждение фронта начала затвердевания, приводящее в конечном итоге к его раздвоению на нижний, более низкотемпературный, и верхний, более высокотемпературный [38].

Тем не менее в настоящее время появились довольно многочисленные петрографические данные о наличии текстур «стекло в стекле», будто бы свидетельствующих о явлениях ликвации. Особый интерес эти данные представляют для пород базальтового ряда, наименее изученных с этой точки зрения. Такие наблюдения были выполнены для базальтоидов, излившихся на дневную поверхность на дно океана и на поверхность Луны. Были сформулированы представления о том, что для базальтоидов характерен меланократово-лейкократовый, или кислотно-щелочной, тип расслоения, при котором более основные фазы беднее щелочными металлами [21].

Таким образом, в настоящее время, по-видимому, можно считать установленным достаточно широкое развитие силикатной ликвации в магматических расплавах базальтового состава. Однако вопрос о ней как о важном факторе магматической дифференциации не снимается, поскольку доказательства петрологической значимости этого явления в настоящее время отсутствуют. Все имеющиеся данные, главным образом по эффузивным образованиям, показывают, что ликвация имеет локальный характер, и неясно, каким именно способом можно разделить эти фазы в процессе формирования интрузивных тел, или, что то же самое, в глубинных магматических очагах, таким образом, чтобы это привело к реально ощутимым результатам.

Однако, прежде чем перейти к обсуждению затронутой проблемы, необходимо напомнить о механизме формирования интрузивных тел, чтобы определить возможные пределы эффективности этого явления при становлении тел магматических горных пород.

Механизм формирования интрузивных тел. Затвердевание внутренних частей интрузивов происходит путем продвижения сравнительно маломощной (~ 3 м) зоны кристаллизации, внешняя граница которой — фронт начала затвердевания — соответствует изомерме ликвидуса, а тыльная — фронт конца затвердевания — изомерме солидуса. Вследствие разницы в величинах адиабатического градиента и градиента температуры точки плавления возникает система конвекционных токов, приводящая к тому, что зона кристаллизации движется снизу вверх. При этом затвердевшая часть интрузива образована главным образом кристаллическими фазами ликвидуса главного объема расплава (минералы кумулуса) с небольшим количеством продуктов кристаллизации остаточного рас-

плава (интеркумулусный материал) в промежутках между уже выделившимися фазами. Большая же часть остаточного расплава отжимается из зоны кристаллизации и смешивается с главным объемом расплава, состав которого непрерывно выравнивается конвекцией. Застойным остается только слой жидкости, примыкающий к фронту начала затвердевания (диффузионная зона). Постоянное поглощение остаточного расплава приводит к изменению состава главного объема расплава и тем самым — к появлению новых, все более низкотемпературных минеральных ассоциаций в качестве ликвидусных фаз, т. е. к появлению расслоенности. В результате разрез центральных частей крупных расслоенных интрузивов представляет собой растянутую по вертикали последовательность продуктов фракционной кристаллизации исходного расплава от высоко- к низкотемпературным снизу вверх. Иными словами, в процессе направленного затвердевания интрузивов происходит своеобразная разгонка расплава на фракции в соответствии с существующими физико-химическими закономерностями. Как уже указывалось, это делает расслоенные интрузивы весьма благоприятными объектами для исследования реальных процессов кристаллизации магм в природе. То же самое относится и к проблеме ликвации, поскольку последняя подчиняется тем же температурным и физико-химическим зависимостям.

Затвердевание краевых частей интрузивов происходит преимущественно по типу нарастания твердой корки и идет внутрь от краев. Общая схема процесса затвердевания интрузивов иллюстрируется рис. 6.

Характерным элементом строения расслоенных интрузивов являются зоны сравнительно тонкого ритмичного переслаивания пород. В связи с тем, что в последнее время некоторые исследователи стали рассматривать их в качестве доказательства петрологической роли ликвации [22], на этом вопросе следует остановиться особо.

Явление ритмичной расслоенности уже давно привлекает внимание петрологов, и относительно его происхождения было высказано множество гипотез, обзор которых, например, приведен в работе автора [38]. Большинство исследователей связывает это явление с сортировкой выделяющихся кристаллов по удельному весу, в частности, в процессе течения кристаллизующегося расплава. Однако, детальные исследования ритмично-переслаивающихся пород с использованием методик гранулометрического анализа показали, что зерна здесь не являются гидравлически эквивалентными, т. е. эти породы не могли возникнуть в результате гравитационной дифференциации [38, 46]. С другой стороны, такие особенности ритмичной расслоенности, как: наличие 3—4-членных ритмов, наличие резких границ между ритмами и часто постепенные переходы между породами внутри ритмов, наличие кумулятивных структур пород, часто со следами осаждения твердых фаз на горизонтальную поверхность и наличие текстур оползания полужидкого осадка кристаллов, свидетельствуют

щих о существовании хорошо выраженной локальной зоны кристаллизации и т. д., не дают оснований для предположения о разделении здесь вещества в жидком состоянии.

Еще одна важная особенность строения ритмов и дифференцированных массивов в целом — это переслаивание пород, резко различных по температуре плавления. Например, в Златогорском массиве наблюдается переслаивание дунитов, троктолитов, норитов и анортозитов, в Бушвельдском и Стиллуотерском — бронзититов, норитов и анортозитов и т. д. К тому же температуры плавления таких пород, как дуниты, пироксениты, анортозиты, на 300—400° С превышают температуру ликвидуса исходных для этих массивов толентовых базальтов. Это может объясняться только тем, что данные породы не проходили стадии плавления, а представляют собой кумулаты, т. е. твердые фракционаты, возникавшие в процессе последовательной кристаллизации исходного расплава.

Это положение можно представить из эксперимента на примере простейшей эвтектической системы АБ (см. рис. 26). При охлаждении состава С, когда он достигнет температуры T_2 , начнет выделяться фаза А и будет продолжать выделяться, пока расплав будет следовать вдоль кривой ДЕ, и только в точке Е при температуре T_3 к ней присоединится фаза Б. В случае, если бы такая кристаллизация шла в магматической камере (см. рис. 26), нижняя половина разреза была бы образована кумулатами фазы А, а верхняя — А+Б. Очевидно, что температура плавления фазы А (и ее кумулата) T_1 или фазы Б (T_4) существенно выше температуры ликвидуса исходного расплава (T_2), а эвтектики А+Б (T_3) — существенно ниже. Значительные различия будут наблюдаться и в других термодинамических характеристиках пород, хотя они и произошли при кристаллизации одного и того же расплава. Подобные закономерности не могут быть объяснены с ликвационных позиций.

Наиболее важным обстоятельством для понимания природы ритмичности является тот факт, что в пределах ритмов снизу вверх более высокотемпературные минеральные ассоциации необратимо сменяются более низкотемпературными, и последовательность смены кумулатов в ритмах, как и в массиве в целом, полностью согласуется с физико-химическими закономерностями кристаллизации данного расплава [38]. По существу, зоны ритмичной расчлененности представляют собой области развития температурно-концентрационных волн, известных в термодинамике необратимых процессов в качестве «диссипативных структур». Такие структуры обязаны существованием потоку вещества или энергии между рассматриваемой системой и окружающей средой. Как известно, к числу подобных систем относятся и кристаллизующиеся интрузивы, необратимо теряющие тепло во вмещающие породы. В этом случае природа волнового процесса связана с различиями в скоростях тепло- и массообмена. Теплота вследствие конвективных явлений удаляется значительно быстрее, чем происходит диффузионный массообмен перед зоной кристаллизации, т. е. изотермы

движутся быстрее, чем выравнивается состав расплава. Это приводит к накоплению остаточного расплава перед фронтом начала кристаллизации, к его «концентрационному» переохлаждению (поскольку он контактирует не с главным объемом расплава, а с более низкотемпературным расплавом диффузионной зоны) с соответствующим выделением более низкотемпературных минеральных ассоциаций. Однако такое положение является неустойчивым, и через некоторое время перед старой зоной кристаллизации возникает новая, более высокотемпературная, и все начинается сначала.

Волновой характер процесса наиболее нагляден на участках смены минеральных ассоциаций, где в результате возникает чередование различных по составу пород. Там же, где расплав следует по котектикам вдаль от точек фазовых переходов, качественно минеральные ассоциации остаются прежними, и ритмичность может быть установлена только по изменению состава минералов.

Таким образом, геолого-петрологические данные не подтверждают гипотезу о происхождении ритмичной расслоенности в результате ликвации. Тем более нет таких данных для мощных слоев однородных пород, разделяющих зоны ритмичного переслаивания. Более того, наличие скрытой расслоенности и наблюдаемое соответствие реальных минеральных ассоциаций теоретически ожидаемым свидетельствуют о том, что выделение твердых фаз происходило непрерывно в процессе направленного затвердевания плутонов, а главный объем расплава все время эффективно перемешивался [38]. Однако из этого совсем не следует, что ликвация не могла иметь места в процессе кристаллизации интрузивов. Как известно, существует важная разновидность ликвации, на которую обычно не обращается достаточного внимания, а именно, равновесие двух жидкостей с одной или несколькими твердыми фазами. Согласно В. А. Жарикову [7], это происходит за счет того, что область расслоения перекрывается областью кристаллизации одной или нескольких твердых фаз. Примером таких систем являются системы форстерит — кремнезем и лейцит — фаялит — кремнезем. Например, в последней происходит совмещение области расслоения с полями кристаллизации сразу трех фаз — фаялита, ортоклаза и тридимита. Поэтому в зависимости от того, откуда тренд кристаллизации подходит к области расслоения, выделение любой из этих фаз будет сопровождаться отделением одной или двух более низкотемпературных жидкостей. Очевидно, в более сложных системах типа природных расплавов можно ожидать еще более сложные взаимоотношения, в частности появления разных по составу и соответственно температуре плавления расплавов, как это предполагал еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг.

Подводя итог, можно сказать, что физический смысл рассмотренного типа ликвации заключается в том, что один из расплавов часто оказывается более высокотемпературным и начинает кристаллизоваться, в то время как второй продолжает оставаться в жидком состоянии. Применительно к процессу затвердевания интрузивов это, очевидно, должно выразиться в неожиданном сме-

щении тренда кристаллизации, поскольку прежняя жидкость перестает существовать, а кристаллизоваться начнет один из новообразованных расплавов. Второй расплав, более низкотемпературный, вместе с остаточным должен отжиматься из зоны кристаллизации в главный объем расплава, не оказывая влияния на состав выделяющихся твердых фаз. С этих позиций представляет интерес рассмотрение явления сульфидно-силикатной ликвации в интрузивах основных и ультраосновных пород, изученной на примере месторождений сульфидных медно-никелевых руд.

Сульфидно-силикатная ликвация в интрузивах. Наиболее детальные петрологические работы по сульфидному медно-никелевому оруденению интрузивов выполнены на двух массивах — Маскокк и Бушвельд [44, 49]. Согласно этим данным, медно-никелевые сульфиды повсеместно располагаются в интерстициях между зернами силикатов, являясь составной частью интеркумулусного материала и проявляя все свойства подобных минералов вплоть до образования ойкокристаллов. В ряде случаев отмечались включения округлых каплеобразных «глобулей» сульфидов в хромитах, реже оливинах дунитов и гарцбургитов. Они образованы двумя или более сульфидными минералами, разделенными пологим криволинейным границам. Наличие таких «глобулей» и повсеместные находки жил сплошных сульфидов с приваренными контактами свидетельствуют о существовании несмешивающейся сульфидной жидкости, возникавшей в процессе кристаллизации исходного расплава. Аналогичные наблюдения были выполнены и на других массивах, данные которых полностью согласуются с результатами экспериментальных работ [18]. Вместе с тем характер сульфидных парагенезисов существенно меняется по разрезу массивов в зависимости от парагенезисов силикатных минералов пород-хозяев. Более того, зависимость состава сульфидов от вмещающих пород сохраняется даже в случае тонкого ритмичного переслаивания, что может быть только в случае, когда ликвация происходит на фронте начала затвердевания.

Специальное изучение вкрапленной сульфидной минерализации в массивах Маскокк, Бушвельд и Мончетундра [38] показало, что сульфиды во всех случаях являются составной частью интеркумулуса и состав сульфидных фаз в значительной мере зависит от состава минералов кумулуса пород-хозяев. Так, пирротин-пентландитовая минерализация характерна для оливин-хромитовых кумулатов, пирротиновая — для пироксеновых, пирротин-халькопиритовая — для пироксен-плагноклазовых, халькопиритовая — для плагноклазовых и т. д. (рис. 33). Характерно, что зависимость состава сульфидов от вмещающих пород сохраняется даже при тонком ритмичном переслаивании, что может быть только в случае, когда ликвация происходит на фронте начала затвердевания.

Судя по текстурным наблюдениям, сульфиды кристаллизовались из несмешивающейся жидкости — моосульфида $(\text{Fe}, \text{Ni})_{1-x}\text{S}$ с примесью халькопиритовой составляющей. Кристаллизация такого моосульфида, согласно экспериментальным данным Г. Куллеру-

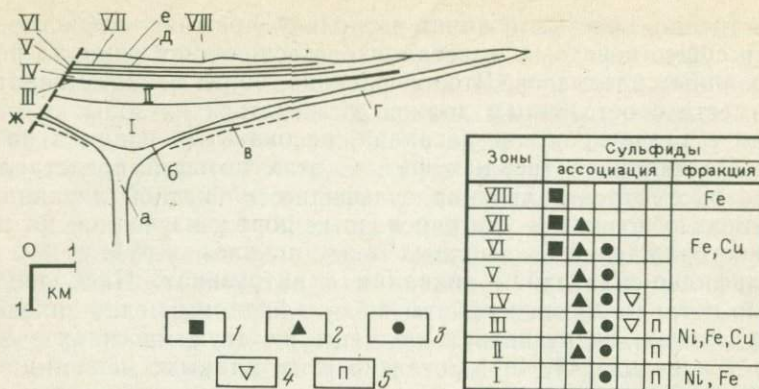


Рис. 33. Распределение сульфидов в интрузиве Маскок. По Чемберлену [44]: а — подводный канал; б — внутренний контакт краевой группы; в — приблизительная граница сульфидов во вмещающих породах; г — нижний интрузивный контакт; д — верхний интрузивный контакт; е — породы кровли; ж — разлом; I—VIII — зоны: 1 — пирит; 2 — халькопирит; 3 — пирротин; 4 — кубанит; 5 — пентландит

да [18], происходит при температуре порядка 1 100 °С в отличие от вмещающих силикатных кумулятивных фаз, выделявшихся в равновесии с сульфидным расплавом на фронте начала затвердевания при температурах 1 200—1 300 °С. Таким образом, разрыв в температуре кристаллизации между сульфидной жидкостью и вмещающими ее образованиями составлял 100—200°, что и обеспечивало, как будет показано ниже, ее дальнейшее автономное поведение.

Из этих данных следует: 1) ликвация происходила практически на фронте начала затвердевания, т. е. в данном случае мы имеем дело с равновесием одной-двух-трех твердых фаз и двух жидкостей, одна из которых существенно более низкотемпературна, 2) состав ликвировавшего сульфидного расплава непрерывно менялся вместе с изменением состава главного объема расплава и 3) сам процесс ликвации имел не одноактный характер, а происходил в течение длительного промежутка времени, сопоставимого со временем затвердевания интрузива.

Сульфидная жидкость вследствие низкой температуры плавления оставалась в виде несмешивающихся капелек в составе интерстициального расплава и в дальнейшем эволюционировала вместе с ним. Объединения (слияния) капелек практически не происходило: тела сплошных сульфидов представляют собой более поздние образования, возникшие на стадии формирования жильных пород за счет интерстициального расплава.

По геологическим данным процесс сепарации сульфидной жидкости выглядит следующим образом [38]. По мере затвердевания массива интерстициальный расплав (вместе с несмешивающимся сульфидным расплавом) стягивался в сегрегации. Следы таких сегрегаций нередко наблюдаются в массивах в виде концентрически-

зональных линзовидных обособлений габбро-пегматитов с сульфидным ядром (рис. 34). Само возникновение сегрегаций, очевидно, связано с локальной концентрацией в еще не консолидированном осадке кристаллов той части интерстициального расплава, которая высвобождалась при его «постседиментационном» уплотнении. О масштабах этого процесса можно судить хотя бы по разнице в содержании интерстициального материала в расслоенных породах центральных частей интрузивов и на участках, примыкающих к краевой серии, и в пределах последней. В первом случае это обычно 15—20 % объема, во втором — порядка 40 %.

При возникновении в интрузиве контракционных трещин этот

остаточный расплав отжимался в них, давая начало рудным жилам. Уже в пределах полостей сульфидная жидкость под действием силы тяжести опускалась вниз, а легкая силикатная — всплывала наверх, приводя к появлению жил, верхние части которых образованы силикатным расплавом, а нижние — сульфидным, которые после затвердевания превращаются в весьма распространенный тип сульфидно-силикатных жил, верхняя часть которых образована габбро-пегматитами, а нижняя — сплошными сульфидами [38, 49]. Из-за низкой температуры плавления сульфидной жидкости последняя могла формировать и самостоятельные жилы в еще более поздних трещинах, т. е. появлению самостоятельных объемов сульфидной жидкости предшествовал ряд этапов ее сепарации от остаточного силикатного расплава, в чем немалую роль играли ее большой удельный вес и низкая температура плавления.

Таким образом, из этих данных следует: 1) процесс ликвации имел фронтальный, а не объемный характер, 2) выделившиеся на фронте ликвации капли практически не объединяются в крупные слои или объемы другой формы, 3) обособление отликвировавшего расплава в самостоятельные тела связано с позднемагматическими процессами на стадии формирования жильных пород и, по-видимому, имеет место только в тех случаях, когда температуры ликвидуса сосуществующих расплавов существенно различаются, 4) рассмотренный тип ликвации представляет собой случай равновесия двух расплавов с одной и более твердыми фазами.

Роль ликвации при кристаллизации силикатных расплавов. Очевидно, такие же особенности должны быть характерны и для силикатной ликвации. Во-первых, вследствие того что охлаждение

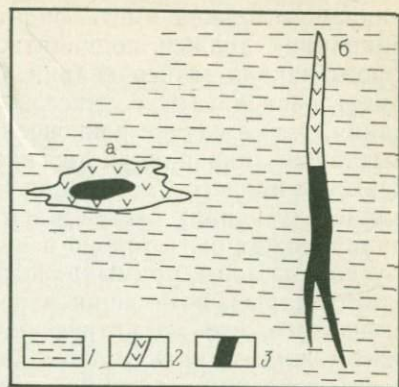


Рис. 34. Характер концентраций сульфидов в образованиях жильных комплексов:

1 — вмещающие расслоенные породы; 2 — габбро-норит-пегматиты; 3 — сплошные сульфидные руды; а — концентрически-зональные сегрегации габбро-пегматитов с сульфидным ядром; б — жилы сульфидных руд

массивов может происходить только путем продвижения изотерм, ликвация должна иметь фронтальный характер, при этом «фронт ликвации» должен подчиняться тем же закономерностям, что и фронт начала затвердевания. Очевидно, что, если фронт ликвации будет располагаться существенно выше фронта начала затвердевания, т. е. в случае равновесия двух, трех и более жидкостей, испытывшие ликвацию части главного объема расплава будут вовлекаться в процессы конвекции и снова растворяться в горячем расплаве внутренних частей магматической камеры. Устойчивой ликвация может быть только в пределах маломощной застойной диффузионной зоны, примаыкающей к фронту затвердевания.

Во-вторых, возникшая в результате ликвации эмульсия вследствие того, что магматические расплавы не являются ньютоновскими жидкостями, должна быть устойчива, и капли не будут иметь тенденции к слиянию друг с другом с образованием самостоятельных слоев, к тому же с резкими границами. Такой случай возможен только в небольших объемах расплава при его длительном термостатировании, как это, например, имело место в экспериментах Н. И. Безмена и Э. С. Персикова. Ожидать подобной ситуации в реальных интрузивах нет никаких оснований.

Как уже указывалось, имеющиеся геологические и петрологические данные свидетельствуют о непрерывном выделении твердых фаз в процессе направленного затвердевания плутонов. В таких условиях ликвация реально могла проявляться только в форме равновесия двух и более жидких фаз с твердыми фазами типа рассмотренного выше случая сульфидно-силикатной ликвации и в форме появления двух или более жидкостей с разной температурой кристаллизации, как это предполагал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. В последнем случае, как уже указывалось, ликвидация должна привести к неожиданным отклонениям тренда кристаллизации. Подобного рода отклонения действительно наблюдаются в природных объектах и будут рассмотрены ниже.

Ликвация в силикатных расплавах с появлением жидкостей с разной температурой кристаллизации. В пользу существования подобного рода ликвации в природных магмах, по-видимому, свидетельствуют устойчиво наблюдаемые отклонения реального тренда кристаллизации базальтовых расплавов от теоретически ожидаемого, приводящие к появлению би- и мономинеральных кумулатов, например, пироксена и (или) плагиоклаза на средних стадиях формирования интрузивов основных и ультраосновных пород. Ранее они рассматривались как результат гравитационного разделения фаз, однако детальные петрологические исследования не подтвердили эту точку зрения. Было установлено, что появление подобных анхимономинеральных разновидностей пород связано с тем, что на фронте начала кристаллизации выделялся только один минерал [38]. В физико-химическом плане это — необъяснимое на первый взгляд смещение трендов кристаллизации с котектических кривых на котектические поверхности и далее — в объем кристаллизации одного минерала, происходящее как бы вопреки законам

термодинамики. До сих пор убедительного объяснения этому явлению получено не было и поэтому представляет интерес его интерпретация в связи с ликвацией.

Как уже указывалось, из геологических и экспериментальных данных следует, что в настоящее время для магм базальтового ряда наиболее обоснованно можно говорить о ликвации расплава на существенно пироксеновые и полевошпатовые жидкости [22]. Такая ликвация должна появляться вследствие ограниченной растворимости линейных структур форм, характерных для расплавов с высоким содержанием ионов магния и железа в матрице, построенной каркасными элементами (алюминий, щелочные металлы). Естественно предположить, что эти расплавы обладали разной способностью к растворению летучих и других компонентов, понижающих температуру их кристаллизации. При прочих равных условиях это и могло бы явиться главным фактором смещения равновесий, особенно в условиях, максимально приближенных к равновесным, характерных для внутренних частей крупных магматических камер (интрузивов).

Судя по наблюдениям в расслоенных интрузивах основных и ультраосновных пород, можно наметить две области, где подобного рода ликвация могла бы иметь место. Во-первых, это мощные слои пироксеновых кумулатов, залегающие в нижних частях разреза над оливиновыми и оливин-пироксеновыми кумулатами в таких интрузивах, как Бушвельдский, Стиллуотерский, Мончетундровский, Гремяха-Вырмесский и т. д. По физико-химическим диаграммам, здесь должны были бы выделяться трехминеральные парагенезисы с плагиоклазом, однако они появляются позже, причем этому предшествуют двуминеральные плагиоклаз-пироксеновые кумулаты. Во-вторых, это мономинеральные плагиоклазовые кумулаты в средних — верхних частях тех же интрузивов, где на их долю приходится до трети разреза. Пироксены здесь являются главной интерстициальной фазой, часто ассоциирующей с титаномагнетитом.

Характерной особенностью этих пироксенов является сложная морфология обособлений индивидуальных пироксеновых фаз, имеющих прихотливую форму и более всего напоминающих картину субсольвусного распада при кристаллизации пироксеновой жидкости (рис. 35).

По-видимому, такие наблюдения свидетельствуют о том, что существуют две области ликвации. В пределах первой более высокотемпературным является «пироксенитовый» расплав, а второй — существенно глиноземистый «плагиоклазитовый», т. е. указанные минералы являются ликвидусными фазами этих расплавов, химизм которых в принципе может существенно отличаться от стехиометрических составов соответствующих минералов.

Как было показано на примере сульфидно-силикатной ликвации, более низкотемпературные ликваты обычно обогащают образования жильных фаз. В этой связи обращает на себя внимание широкое развитие среди габбро-анортозитовых макрослоев жил ме-

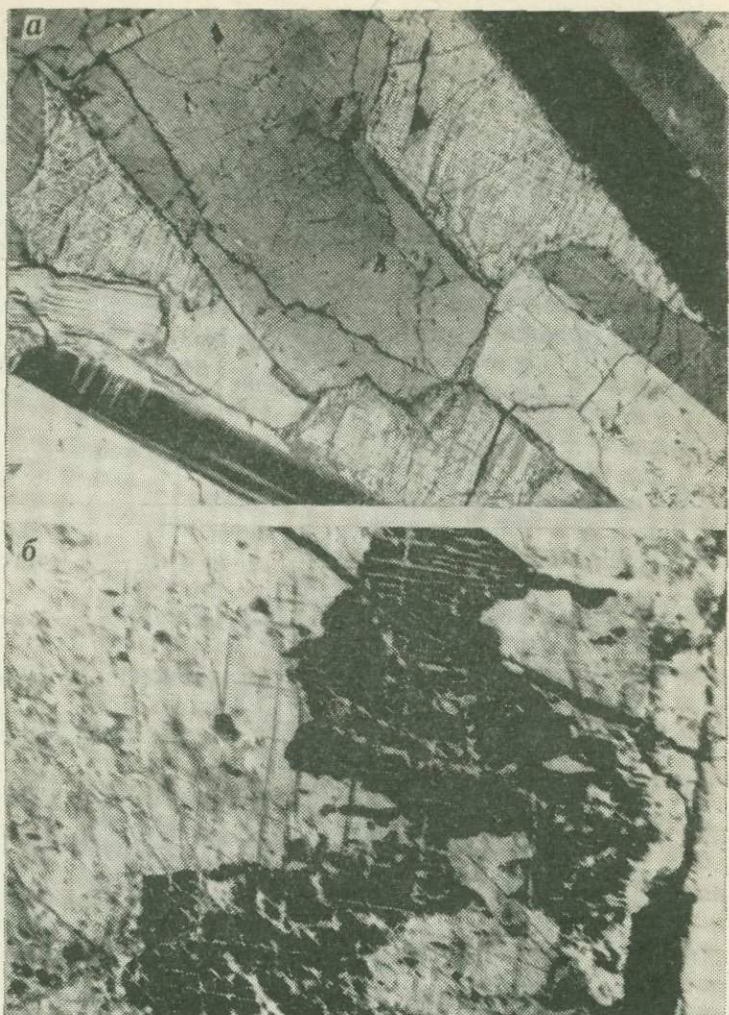
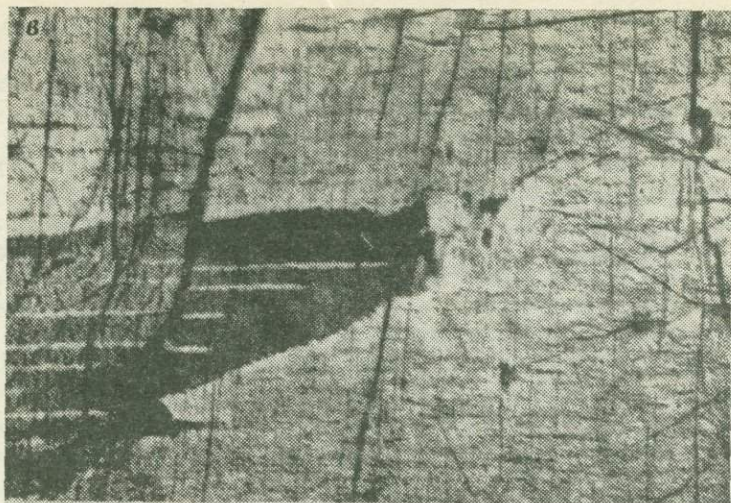


Рис. 35. Микроструктуры в габбро-норит-анортозитах Мончетундровского мас
а — кумулятивная структура габбро-норит-анортозита (ув. 9*, николи +), и *б*—г — различ
 стициальных пироксеновых зернах (ув. 27*, николи +)

ланократовых габброидов вплоть до пироксенитов, обычно обогащенных титаномагнетитом [38]. При этом мономинеральные пироксениты практически не встречаются, что, очевидно, связано со значительно меньшей, чем при сульфидно-силикатной ликвации, величиной разрыва температур ликвидуса между двумя сосуществующими силикатными расплавами, не превышающего 20 °С, и поэтому пироксенитовая жидкость просто не успевает полностью отсепарироваться. При этом надо иметь в виду, что в равновесии



сива (Кольский полуостров):

ный характер обособлений ортопироксена (черное) и клинопироксена (светлое) в интер-

с силикатными расплавами здесь, очевидно, находился еще и титаномагнетитовый расплав — вот он то и является наиболее низкотемпературным и в конечном счете успевал отделиться в самостоятельную жидкость, как об этом говорилось выше.

Таким образом, в рассмотренных примерах мы, по-видимому, сталкиваемся с картиной, близкой к наблюдаемой при сульфидно-силикатной ликвации: распад силикатного расплава на две, а с учетом титаномагнетитового расплава, даже на три жидкости с

разными температурами ликвидуса. Это утверждение противоречит традиционным представлениям о ликвации, сложившимся на основании изучения простейших двух-трехкомпонентных систем, согласно которым наложение области ликвации на равновесие твердых и жидких фаз не может привести к изменению равновесия твердых фаз [24]. Однако в данном случае ликвация как фактор смещения равновесия в реальных сложных магматических системах представляется единственным возможным объяснением. Следует сказать, что процесс может и не доходить до ликвации как таковой; достаточно предликвационного нарушения структуры расплава, с тем чтобы проявилась преимущественная кристаллизация более высокотемпературных фаз — общая последовательность событий, в принципе, должна быть аналогичной.

Исходя из этих данных нами условно намечены области силикатной ликвации в рамках системы $Ol-CPx-Pl-Q$ (рис. 36). В пределах более высокотемпературной области ликвации в равновесии с ортопироксеном, очевидно, находятся три жидкости —

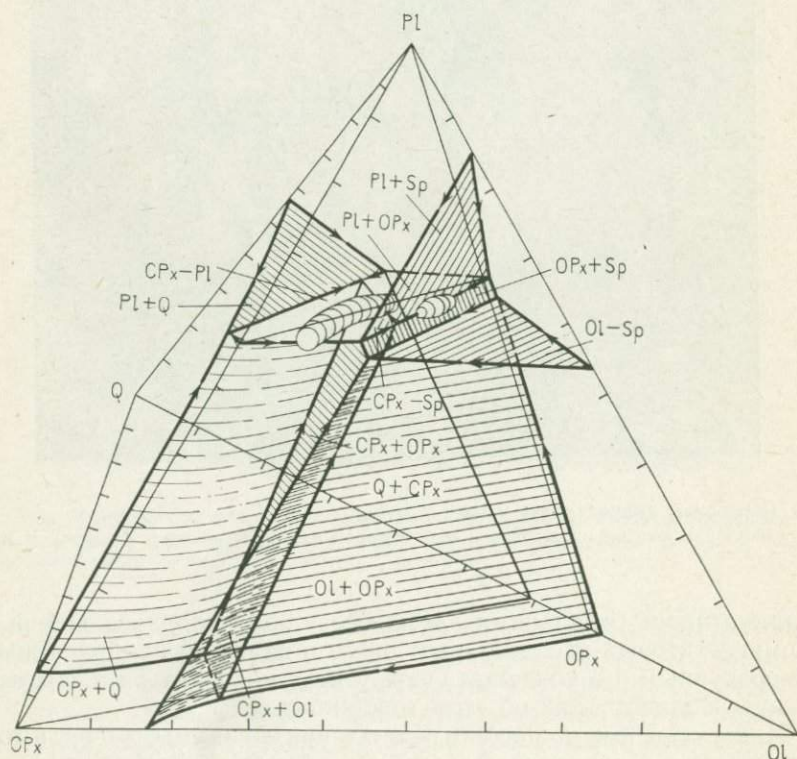


Рис. 36. Предполагаемые области ликвации в системе $Ol-CPx-Pl-Q$

пироксенитовая, лейкобазальтовая и сульфидная; в более низкотемпературной — пироксенитовая, лейкобазальтовая, сульфидная и, возможно, титаномагнетитовая жидкости находятся в равновесии с плагиоклазом. Видимо, благодаря этой последней области ликвации, расположенной в районе ортопироксенового барьера, и наблюдается столь характерный для толеитовых базальтов поворот трендов кристаллизации в область недосыщенных составов.

Необходимо специально оговорить, что топология предполагаемых областей ликвации здесь изображена очень условно, поскольку какие бы то ни было конкретные данные на этот счет отсутствуют.

Возможно, что одним из главных факторов, способствующих постулируемому типу ликвации, является случай, когда образование второй жидкости нового состава приводит к резкому изменению пропорций выделяющихся фаз. Это имеет место, когда при подходе к области ликвации наблюдается резкий изгиб котектических поверхностей, и, возможно, такое изображение было бы более правильным. Однако в нашем распоряжении отсутствуют какие бы то ни было конкретные данные, и поэтому рис. 36 предельно схематизирован.

Предполагаемые области ликвации устанавливаются только в случае кристаллизации «сухих» толеитовых базальтов. Как было показано выше, более водонасыщенные расплавы известково-щелочной серии свободно проходят через ортопироксеновый барьер в область кварцсодержащих составов. Так что в данном случае вода выступает в роли фактора, препятствующего ликвации.

Еще одна область ликвации, находящая себе подтверждение в геолого-петрологических данных, — ферробазальт-гранофировое (плагиогранитное) расщепление, описанное Е. С. Диксоном и М. Резерфорд, Ф. Руерсоном и П. Хессом и др.; исходя из того, что явление ликвации должно нарушать теоретически ожидаемые закономерности, можно определить положение этой области ликвации в районе четверной точки $SPx-Pl-Or-Sp$ (Mgt) системы $SPx-Pl-Ne-Or$. Особенностью этой точки является то, что толеитовые и щелочные базальты, достигнув ее, в дальнейшем следуют разными путями. Более щелочные расплавы из этой точки следуют по котектике $SPx-Or-Sp$ в область апаитовых щелочных составов; в то время как менее щелочные расплавы по котектике $SPx-Pl-Or$ уходят в область насыщенных SiO_2 составов. В данном случае есть основания полагать наличие ликвации, поскольку переход от ферробазальтов или феррогаббро к гранофирам весьма быстрый и неочевиден из предыдущего характера тренда.

Жилки и линзы остаточного гранофирового расплава довольно обычны в интрузивах, происшедших при кристаллизации толеитовых базальтов, в том числе и в офиолитовых комплексах, а также в эффузивных сериях срединно-океанических хребтов и океанических островов. Наиболее известным примером является «сэндвичевый горизонт» в Скаергаардском массиве [34]. Здесь наблю-

дается довольно быстрый переход от феррогаббро (ферродиоритов) к породам гранитного состава с очень небольшим количеством промежуточных разновидностей пород.

Аналогичная картина наблюдается и в сиенит-габбровых интрузивах, широко развитых в Алтае-Саянской области [38]. Здесь также переход от феррогаббро к сиенитам (интрузивные аналоги трахитов), осуществляется очень быстро, хотя наблюдаются все промежуточные разновидности (за исключением многофазных интрузивов). Такая картина действительно может возникнуть, если имеется указанная область ликвации. В этом случае кристаллизация клинопироксен-плагиоклаз-титаномagnetитовых кумулатов должна приводить к очень быстрому обогащению остаточного расплава более низкотемпературной жидкостью трахитового или гранодиоритового состава (в зависимости от состава исходного расплава). В результате того, что промежуточные породы имеют подчиненное развитие, это должно приводить к появлению бимодальных серий пород. Подобные серии широко распространены в природе, особенно в эффузивном варианте, где это в первую очередь бросается в глаза. Сюда относятся известные серии Исландии, Восточно-Африканской рифтовой области, океанских островов и т. д. Их возникновение может быть связано с ликвацией, однако ее конкретный механизм сложнее, чем это обычно представляется.

Имеющиеся в настоящее время геологические и петрологические данные позволяют утверждать, что ликвация действительно является важным фактором магматической дифференциации. Однако, в отличие от общепринятых представлений, речь при этом может идти не о разделении исходного расплава в жидком состоянии до начала кристаллизации, а о равновесиях двух и более жидких фаз с твердыми фазами, что одинаково справедливо как для сульфидно-силикатной, так и для силикатной ликвации.

Процесс ликвации, в том числе и силикатной, подчиняется тем же физическим и физико-химическим закономерностям, что и процесс кристаллизации расплавов; ликвация имеет фронтальный характер, и фронт ликвации, как правило, совпадает с фронтом начала кристаллизации.

Практически в вещественном составе серий магматических горных пород силикатная ликвация может проявляться в форме появления бимодальных серий (базальт-риолитовых, базальт-трахитовых и т. д.) или в форме смещений физико-химических равновесий, приводящих к появлению би- и мономинеральных кумулатов на средних стадиях кристаллизации расплава в условиях крупных магматических камер (интрузивов). В первом случае роль ликвации сводится к ускоренному накоплению более низкотемпературного расплава в глубинных магматических очагах, что приводит к ограниченному развитию промежуточных разновидностей пород. Во втором случае один из новообразованных расплавов оказывается более высокотемпературным (возможно, за счет растворимости в этих расплавах летучих и других компонентов, понижающих

температуру плавления), и начинает кристаллизоваться в первую очередь, приводя к существенным изменениям конкретного хода процесса кристаллизации.

Обособление несмешивающихся расплавов в самостоятельные тела может происходить только в том случае, когда температура ликвидуса одного из расплавов ниже, чем у другого, поскольку это требует довольно длительной сепарации. Обычно это жильные образования, сложенные сплошными сульфидами, титаномагнетитовыми рудами, пироксенитами, гранофирами и т. д. Ликвация в магматических камерах (интрузивах) с образованием крупных самостоятельных объемов типа ритмично-переслаивающихся слоев крайне проблематична и пока нигде не доказана.

Из приведенных материалов следует еще один важный для петрологии вывод — о ликвационной природе некоторых физико-химических барьеров, реально влияющих на эволюцию серий магматических горных пород. Особенно показателен в этом отношении ортопироксеновый барьер, играющий важную роль в петрогенезисе базальтов.

Ликвационно-кинетическая дифференциация магматических расплавов. Следует указать на еще один аспект проблемы ликвации, связанный со спецификой формирования некоторых тел магматических горных пород основного состава, где ликвационные явления возникают вследствие кинетических причин. Как правило, это мелкие интрузивы линзо- или пластинообразной формы, представляющие собой дополнительные фазы более крупных массивов или внедрявшиеся в раму, прогретую региональным метаморфизмом. Наиболее изучены тела дополнительных интрузивных фаз Мончегорского и Златогорского плутонов. Они имеют довольно сложные дайко- или силлообразные формы мощностью от 10 до 50 м и длиной по простиранию до 600 м. Характерная их особенность — тонкая ритмичная расслоенность, заключающаяся в чередовании маломощных (миллиметры — первые сантиметры) слоев лейкогаббро и пироксенитов. Эта расслоенность имеет ряд важных особенностей, отличающих ее от расслоенности крупных интрузивов. Во-первых, она располагается параллельно контактам, полностью повторяя их сложную конфигурацию и обтекая ксенолиты; во-вторых, слои не выдержанны по простиранию, переходят в шилы, а иногда ветвятся с образованием сложных кинематических структур; в-третьих, в породах отсутствуют кумулятивные структуры, преобладают гипидиоморфнозернистые, иногда с элементами порфиридных; в-четвертых, контакты между слоями, как правило, постепенные, нет резких ограничений ритмов; резкие границы между породами наблюдаются только на участках развития кинематических структур, причем более высокотемпературные пироксениты ведут себя как более низкотемпературные породы, образуя жилки в габброидах; в-пятых, возле контакта с породами рамы иногда отмечается сложное смятие слоев, причем в зоне непосредственного эндоконтакта крылья складок становятся парал-

лельными контакту, т. е. картина в целом напоминает складки волочения.

В морфологическом отношении рассматриваемая расслоенность больше всего напоминает картину ламинарного течения гетерогенного расплава. Как известно, структура потока в таких случаях полностью повторяет конфигурацию его боковых ограничений, в том числе и различных включений. Связано это с тем, что трение жидкости максимальное у стенок постепенно уменьшается к центру потока, где скорость его наибольшая. С этим согласуется и проявление нарушений расслоенности в центральных частях тел, о которых говорилось выше, по-видимому, свидетельствующих о начале перехода режима течения к турбулентному, что при прочих равных условиях, как известно, свидетельствует о возрастании скорости течения.

Кинетические модели возникновения расслоенности пользовались широкой популярностью среди петрологов после классической работы А. А. Полканова по несимметричной дайке диабазы Кольского фиорда на первых этапах изучения первичной магматической расслоенности. Разработанная им модель получила название гравитационно-кинетической гипотезы [27], поскольку предполагалось, что в процессе ламинарного течения кристаллизующегося расплава происходит под действием силы тяжести оседание более тяжелых минералов — оливина и пироксенов — на дно магматической камеры и всплывание более легкого плагиоклаза к кровле интрузива. Однако эта модель была не в состоянии объяснить возникновение расслоенности в плутонах воронкообразной формы, имеющих автономную внутреннюю структуру. Поэтому Л. Уэйджером [34] был разработан модернизированный вариант этой гипотезы, предусматривающий сортировку выделяющихся кристаллов конвекционными токами. Более поздние детальные исследования первичной расслоенности в крупных плутонах, как уже указывалось, не подтвердили и этой точки зрения — оказалось, что расслоенные породы формируются в застойных условиях [38, 46], а само явление расслоенности связано со сменой минеральных ассоциаций в процессе направленного затвердевания крупных плутонов.

Осаждения и всплывания кристаллов не устанавливается и в рассмотренных примерах. Обычно отсутствует и преимущественная ориентировка зерен. Более того, казалось бы более высокотемпературные пироксениты часто проявляют черты более позднего затвердевания, образуя секущие жилки в лейкократовых габброидах при идентичности состава минералов в обеих разновидностях пород. Наблюдаемая картина не может быть объяснена ни с позиций направленного затвердевания, ни с точки зрения гравитационно-кинетических моделей. Морфология явления больше свидетельствует о расслоении расплава еще в жидком состоянии.

Очевидно, для понимания природы такой расслоенности в мелких телах базитов необходимо рассмотреть особенности структуры самого магматического расплава, представляющего собой типич-

ную многокомпонентную жидкость. Как уже указывалось, расплавы при температурах, близких к температурам кристаллизации, состоят из сиботаксисов — участков с упорядоченным расположением атомов, близком к таковому в кристаллах, и разупорядоченной зоны. Для сиботаксисов характерны более сильные внутренние связи, чем внешние. В отличие от кристаллитов, они не имеют резкой физической границы раздела; переходы здесь непрерывные и поэтому жидкость остается гомогенной системой. Таким образом, сиботаксисы характеризуют собой состояние промежуточное между твердым и жидким. В этом смысле они вряд ли могут рассматриваться в качестве капелек несмешивающихся жидкостей, которые, очевидно, должны были бы возникать раньше. При появлении сиботаксисов жидкость уже становится неньютоновской, т. е. имеет разные свойства в разных точках, что весьма существенно для ее гидродинамических характеристик.

Ввиду того, что рассматриваемые породы состоят главным образом из плагиоклаза и пироксена, логично предположить, что в процессе внедрения расплав состоял из комбинации пироксеновых и плагиоклазовых сиботаксисов.

Формирование расслоенной текстуры. Очевидно, что в процессе течения такой микрогетерогенной неньютоновской жидкости должен был возникнуть ряд эффектов, вытекающих из особенностей ее строения.

Как уже указывалось, структура потока жидкости определяется главным образом ее трением о стенки полости. Другой важный момент — это строение самой жидкости: если для ньютоновской жидкости характерны плавные постепенные переходы между слоями, движущимися с различной скоростью, то для неньютоновских жидкостей характерен вязкопластичный тип течения [3, 8]. Особые свойства таких жидкостей определяются наличием в них некоторой пространственной жесткой структуры, которая в состоянии сопротивляться любому внешнему воздействию до тех пор, пока вызванное им напряжение сдвига не превзойдет соответствующее этой структуре предельное напряжение. После этого структура начинает разрушаться вдоль серии поверхностей скольжения, параллельных стенкам, формируя слои сдвига, и картина в дальнейшем не будет отличаться от обычного ламинарного течения.

В исследуемых случаях расплавы состояли из плагиоклазовых и пироксеновых сиботаксисов. Из них плагиоклазовые сиботаксисы имели тенденцию к образованию непрерывных каркасов, что должно было обуславливать повышенную вязкость полевошпатовых жидкостей и всего расплава в целом, создавая в нем подобие жесткой пространственной структуры. В отличие от последних, вязкость пироксеновых расплавов, имеющих цепочечное строение, должна была быть существенно ниже. Поэтому при возникновении в расплаве поверхностей скольжения — своеобразных зон повышенной проницаемости, пироксенитовые расплавы должны были концентрироваться вдоль них, одновременно играя роль смазки для более компактных существенно полевошпатовых слоев сколь-

жения, приводя тем самым к появлению тонкой вещественной расслоенности расплава. При увеличении скорости потока, главным образом в центральных частях полостей, движение, очевидно, становилось турбулентным. Здесь, вследствие большей подвижности частиц, сепарация жидкостей могла быть более эффективной, что и приводило к появлению существенно пироксенитовых жилок в существенно полевошпатовой матрице. Вследствие небольших размеров тел, их затвердевание должно было происходить достаточно быстро, благодаря чему текстуры течения сохранились полностью, не успев разрушиться вследствие диффузии и теплового движения молекул.

Предложенную модель формирования расслоенности в мелких телах базитов можно назвать ликвационно-кинетической, поскольку формирование текстуры пород происходит еще на стадии расплава и при затвердевании она только «закрепляется». Очевидно, что сами слои в этом случае отвечают понятию «слоев течения». Ранее этот термин был использован Н. А. Елисеевым [28] для обозначения первичной магматической расслоенности вообще. По-видимому, его следует ограничить рассмотренным случаем.

Вероятно, весьма существенным моментом для возникновения данного типа расслоенности является температурный режим в раме этих тел. Как уже указывалось, такие текстуры наблюдаются в образованиях дополнительных интрузивных фаз, внедрившихся в еще не остывшие плутоны или прогретые региональным метаморфизмом породы (например, друзитовый комплекс Беломорья). О своеобразии режима охлаждения свидетельствуют и мелкозернистые равномернозернистые структуры пород, весьма отличные от наблюдаемых в лавах и дайках, внедрившихся в холодную раму, где преобладают офитовые, порфиновые или порфиroidные структуры. Там вследствие резкого охлаждения главным структурообразующим фактором является различная кристаллизационная способность минералов, которая в исследуемом случае существенной роли не играла.

Для оценки температуры рамы в момент внедрения тел дополнительных интрузивных фаз можно воспользоваться данными по пересечению этих тел габбро-пегматитами в Мончегорском плутоне [30]. Кристаллизация последних заканчивается кварц-полевошпатовой эвтектикой, т. е. при температурах порядка 800 ± 100 °С. Соответственно, температура рамы была выше. Исходный состав дополнительной интрузивной фазы примерно соответствовал исходному расплаву Мончетундровского массива, который отвечал толентовому базальту, т. е. температура его ликвидуса составляла примерно 1250 °С. Таким образом, температурный перепад был сравнительно невелик, но, судя по сминанию слоев течения, у контактов достаточно ощущался, приводя к некоторому повышению вязкости расплава у стенок камеры.

Факт перехода течения к режиму турбулентного в центральных частях изученных тел позволяет оценить еще один физический па-

раметр процесса — скорость течения расплава при выполнении им камеры плутона. Как известно, переход от ламинарного течения к турбулентному происходит при так называемом критическом числе Рейнольдса, равном примерно 1700. Число Рейнольдса — безразмерная величина, находямая по формуле: $Re = \frac{vdp}{\eta}$, где Re — число Рейнольдса, v — скорость движения жидкости в см/с, d — диаметр потока в см, ρ — плотность жидкости в г/см³, η — вязкость в пуазах.

Для исследуемых толеитовых базальтов $\rho = 2,6$ г/см³, а $\eta \approx 10^2$ пуаз. Мощность тел в среднем 17 м. Подставляя эти цифры в формулу, получим, что $v = 361$ см/с, или примерно 13 км/час. Эту величину следует рассматривать как минимальную, но если даже ее увеличить в 2—3 раза, она не выходит за пределы реального.

Интересно рассмотреть еще один уже физико-химический аспект проблемы ликвации, вытекающий из рассмотренного материала. Как известно, температура плавления чистых фаз обычно значительно — на сотни градусов превышает температуру плавления их эвтектической смеси, в данном случае пироксен-плагиоклазовой. Тем не менее, наблюдается отчетливая тенденция к образованию анхимономинеральных расплавов, казалось бы значительно более высокотемпературных, чем исходный расплав, находящийся к тому же в предкристаллизационном состоянии. По-видимому, в данном случае слои мономинеральных пород нужно рассматривать не как продукт кристаллизации гомогенных жидкостей соответствующего состава, а как своеобразные — сиботаксические — фракционаты расплава, скопления будущих кристаллов. И хотя формально это явление должно быть отнесено к классу ликвационных процессов, по существу оно связано со спецификой гидродинамического и термического режима формирования конкретных геологических тел, обусловленной течением магматического расплава, находящегося в предкристаллизационном состоянии.

Очевидно, что данный тип расслоенности может реализовываться в магматических расплавах разного состава, в том числе и гранитного. Об этом, например, свидетельствует наличие флюндальности в обсидианах. Накопление подобного рода фактов будет способствовать выявлению геологической значимости рассмотренного процесса.

Таким образом, проблема петрологической роли ликвации весьма многогранна, включая как собственно ликвацию, так и особенности строения расплавов в предкристаллизационном состоянии, которые только формально могут быть отнесены к этому типу явлений. В настоящей работе эта проблема обсуждена на примере магм базальтового состава. Очевидно, подобного рода явления должны наблюдаться и в других типах магматических расплавов, о чем свидетельствуют результаты экспериментальных работ и некоторые геологические наблюдения. Однако имеющихся пока данных недостаточно для суждения об их петрологической значимости, и этот вопрос требует дальнейшего изучения.

ОРТОПИРОКСЕНОВЫЙ БАРЬЕР КАК ГЛАВНЫЙ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЙ РЕГУЛЯТОР ЭВОЛЮЦИИ ТОЛЕИТОВЫХ И ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ

Согласно существующим представлениям, различие между толеитовыми и известково-щелочными сериями изверженных горных пород заключается в том, что если вторые эволюционируют в сторону прогрессивного обогащения остаточных расплавов кремнеземом, то первые — железом, при постоянном или даже уменьшающемся количестве SiO_2 [13, 31, 33]. При этом, как показывает изучение продуктов кристаллизации толеитовых базальтов, в качестве конечных продуктов их затвердевания нередко отмечается небольшое количество гранофинов. Однако по масштабам это не может идти ни в какое сравнение с дифференциацией известково-щелочных серий, где породы среднего и кислого состава являются преобладающими. Вместе с тем, как показало специальное изучение состава родоначальных расплавов ряда конкретных комплексов пород рассматриваемых магматических серий, в обоих случаях они близки друг другу и отвечают составу оливин-толеитового базальта (см. табл. 8). Из этого следует, что природа различия в трендах дифференциации этих серий не зависит от химизма родоначальных расплавов и, очевидно, связана с другими причинами. Как было показано выше, решающим фактором в различии путей эволюции этих серий является ортопироксеновый барьер.

Ортопироксеновый барьер в эволюции магматических систем. Впервые на возможность существования ортопироксенового барьера, возникающего при повышенных давлениях в сухих системах, обратили внимание Г. Иодер и К. Тилли [13]. Согласно их представлениям, при возрастании давления, вследствие сокращения поля форстерита в системах форстерит — диопсид — кремнезем и форстерит — анортит — кремнезем, энстатит начинает плавиться конгруэнтно и соответственно сечения $\text{Di}-\text{En}$ и $\text{An}-\text{En}$, согласно правилу Алькемаде, должны выполнять роль равновесного температурного барьера (рис. 37). В результате расплав в процессе кристаллизационной дифференциации не может перейти из поля оливин-нормативных составов в поле кварц-нормативных. Впоследствии экспериментами Ф. Бойда и др. [26] было установлено, что этот барьер в сухих системах появляется при давлениях выше 0,5 МПа¹.

¹ Д. Пресналл и др., исходя из предположения, что выплавление толеитов срединно-океанических хребтов происходит при 0,9 МПа и именно этот расплав поступает на поверхность океанического дна, где иногда наблюдаются переходы к кварцевым толеитам, высказали мнение об отсутствии ортопироксенового барьера в интервале давлений до 2 МПа. Однако известно, что верхняя кромка линзы разуплотненных магмогенерирующих мантийных пород под этими хребтами находится на глубинах от 3 до 15 км [6], что соответствует давлениям 0,1—0,45 МПа. Так что в ряде случаев расплав заведомо генерируется при давлениях ниже предела существования ортопироксенового барьера и соответственно эти данные не могут привлекаться для суждений о существовании последнего.

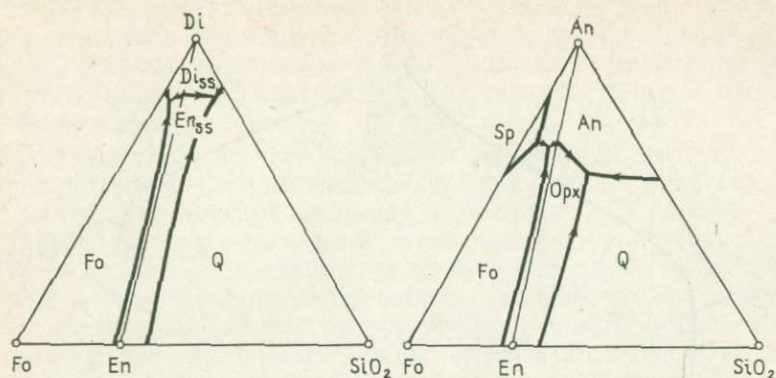


Рис. 37. Положение ортопироксенового барьера, по Г. Иодеру и К. Тилли [13]

Вместе с тем, как показали эксперименты И. Кусиро [48], при высоких P_{H_2O} ортопироксен продолжает плавиться инконгруэнтно вплоть до 2 МПа и ортопироксеновый барьер не возникает. Таким образом, в принципе, наличие или отсутствие последнего должно предопределять различный ход эволюции относительно сухих и относительно водонасыщенных расплавов и приводить к появлению двух главных типов эволюции глубинных магм — соответственно толеитовому и известково-щелочному. Ввиду того что эти серии магматических горных пород являются самыми распространенными и весьма устойчивыми ассоциациями, представляет интерес обсуждение конкретных путей их физико-химической эволюции.

Результаты проведенных исследований показывают, что кристаллизация толеитовых серий начинается в области слабонедосыщенных SiO_2 составов, затем идет в сторону обогащения кремнеземом, достигая ортопироксенового барьера (рис. 38). Здесь тренд кристаллизации как бы отражается от барьера, уходя в объем плагиоклаза, и затем, попадая на котектику $Ol-CPx-Pl$, движется вдоль нее в область критически недосыщенных SiO_2 составов, в объем системы $Ol-CPx-Pl-Ne$, а затем — в объем системы $CPx-Pl-Ne-Og$, где существенную роль играет кристаллизация магнетита. Дальнейшая эволюция расплава зависит от его исходного состава, а именно — от содержания щелочей. Если в нем отсутствовал нормативный нефелин, то он покидает объем системы $CPx-Pl-Ne-Og$ и снова уходит в объем насыщения SiO_2 , заканчивая эволюцию на котектике $Pl-Og-Q$. Если же расплав, прежде чем попасть в магматическую камеру, уже испытал частичную дифференциацию и его кристаллизация началась в объеме системы $Ol-CPx-Pl-Ne$, то, попав в систему $CPx-Pl-Ne-Og$, он из реакционной точки $CP-Pl-Og-Sp$ (в реальных породах — магнетит) уходит по котектике $CPx-Og-Sp$ к реакционной точке $CPx-Og-Sp-Ne$ и заканчивает кристаллизацию на

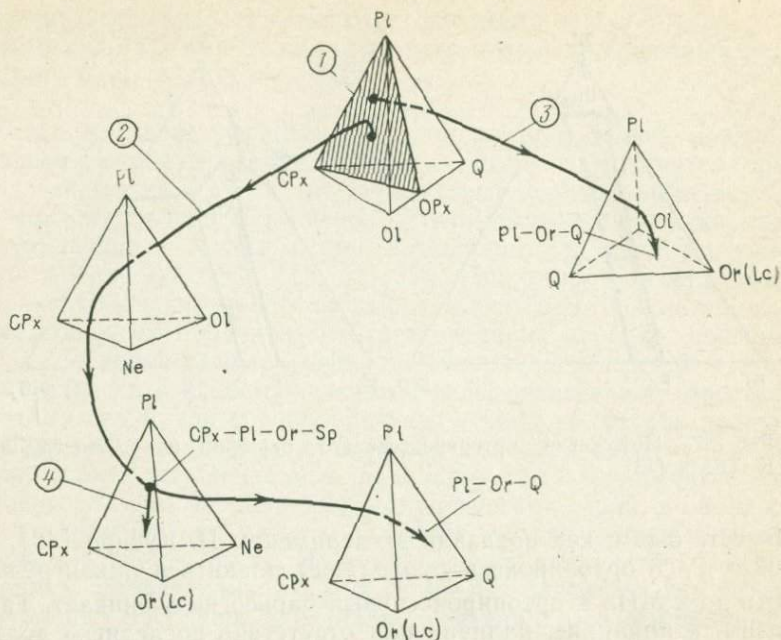


Рис. 38. Тренды эволюции магматических расплавов при давлении до 2 МПа: 1 — ортопироксеновый барьер (заштрихован); 2 — толеитовый тренд; 3 — андезитовый; 4 — фонолитовый

котектике $CPx-Or-Ne$ в области агпайтовых щелочных составов (фонолитовые расплавы). Область, где происходит разделение толеитовой и фонолитовой ветвей дифференциации, предлагается назвать сиенитовым барьером, поскольку сиениты (трахиты) являются здесь наиболее типичной разновидностью пород.

Кристаллизация расплавов известково-щелочных серий также начинается в объеме, слабонедосыщенном SiO_2 , и вначале идет так же, как и у толеитовых серий. Однако в отличие от последних они легко преодолевают ортопироксеновый барьер и сразу начинают обогащаться кремнеземом. Заканчивается их кристаллизация в пределах системы $Ol-Pl-Or-Q$ на той же котектике $Pl-Or-Q$.

Таким образом, хотя в обоих случаях конечные продукты кристаллизации могут быть аналогичны, сам ход дифференциации и объем этих продуктов резко различаются. Из этого следует, что ортопироксеновый барьер, возможность преодоления которого связана с повышенной водонасыщенностью исходного расплава, является главным физико-химическим регулятором процесса земного магматизма. Очевидно, именно его наличие приводит к появлению двух главных типов эволюции магматических расплавов: 1) толеитового, или толеит-фонолитового, характерного для «сухих» магм, и 2) известково-щелочного, или андезитового, — для

сравнительно водонасыщенных магм. В обоих случаях кристаллизация заканчивается в кварц-полевошпатовой эвтектике, за исключением составов, изначально критически недосыщенных SiO_2 , например, в результате частичной эволюции в глубинном промежуточном очаге.

Из этого следует, что, где бы ни начиналась кристаллизация природных магм — в земной коре или подкоровых участках верхней мантии (по крайней мере при давлениях до 2 МПа), — тренд их кристаллизации в конечном итоге должен попасть на одну из этих генеральных последовательностей и уже далее будет перемещаться по ней, приводя к появлению сходных разновидностей в самых различных сериях магматических горных пород. Иными словами, физико-химические закономерности играют в магматических процессах роль генетического кода в живой природе, предопределяя развитие любого конкретного расплава.

Как уже указывалось, высказанные положения могут быть распространены и на магматизм планет земной группы, в частности Луны. Отсутствие в ее пределах продуктов кислого вулканизма можно связать с исключительно низкими содержаниями летучих компонентов, особенно воды, в лунных базальтах, недостаточными для эффективного преодоления ортопироксенового барьера.

Природа ортопироксенового барьера. Как уже указывалось, первые исследователи проблемы ортопироксенового барьера полагали, что он имеет термальный характер [13, 31]. Однако детальные петрологические исследования реального поведения тренда кристаллизации толентовых базальтов по достижении им ортопироксенового барьера, выполненные на примере расслоенных интрузивов основных и ультраосновных пород, показывают, что ситуация здесь намного сложнее [38]. Во-первых, тренд кристаллизации по котектике $\text{OPx} - \text{CPx} - \text{Pl}$ движется прямо в сторону ортопироксенового барьера, что было бы невозможно, если бы последний имел термальный характер. Во-вторых, при достижении расплавом области самого барьера происходит необъяснимое на первый взгляд смещение тренда кристаллизации с котектической кривой в объем Pl. Практически это выражается в появлении прослоев анокситов, после чего тренд кристаллизации резко меняет свое направление.

Представляется, что наиболее вероятное объяснение такого необычного поведения тренда дифференциации связано с ликвационной природой барьера. В области ортопироксенового барьера происходит распад относительно сухого базальтового расплава на две жидкости — существенно железомagneзиального (пироксенинового) и существенно глиноземистого состава. Морфология области ликвации, судя по результатам изучения последовательности минералообразования в интрузивах разного вещественного состава, имеет форму вытянутого эллипса, уходящего в область недосыщенных кремнеземом составов, как это было показано на рис. 36.

В случае водонасыщенных расплавов вода разрушает элементы структурных связей в сиботаксисах путем замещения группами OH мостиковых атомов кислорода—разрывает связи Si—O—Si образованием групп Si—OH. Это препятствует образованию более крупных группировок (глобулей), тем самым препятствуя ликвации и, как следствие, ликвидируя ортопироксеновый барьер.

Таким образом, реальный ортопироксеновый барьер, играющий важную роль в эволюции магматических расплавов мантийного происхождения при их кристаллизации в интервале давлений до 2 МПа, не является обычным термальным барьером, как это устанавливается в простых трехкомпонентных системах с фиксированным составом фаз. Он представляет собой физико-химический барьер нового типа—ликвационный. По-видимому, он не случайно совпадает с термальным барьером простейших систем—увеличение числа компонентов в реальных расплавах, очевидно, приводит к разрушению термального барьера как такового, но возникающие при этом нарушения структуры расплава так велики, что барьер продолжает существовать, но уже в форме области ликвации. И только добавление воды приводит к его исчезновению.

По-видимому, значение воды для прохождения известково-щелочными сериями ортопироксенового барьера не ограничивается ее ролью растворителя. Как уже отмечалось, вода также является мощным окислителем, благодаря чему значительная часть железа в форме магнетита выводится из расплава на ранних стадиях его кристаллизации. Соответственно расплав приходит к ортопироксеновому барьеру уже в значительной мере обедненный фермическими компонентами.

Ортопироксеновый барьер не является единственным примером ликвационного барьера. По-видимому, к этому же типу может быть отнесен «сиенитовый» барьер в системе $CPx-Pl-Ne-Og$, в районе точки $CPx-Pl-Og-Sp$. Здесь происходит разделение толеитового и фонолитового путей дифференциации (см. рис. 38), которое, вероятно, связано с областью ликвации, где происходит разделение ферробазальтовой и гранофировой, или трахитовой, жидкостей с образованием «разрыва Дэли». Однако при повышенном содержании щелочей эта область ликвации подавляется и расплав уходит на тектику $CPx-Ne-Og$ с образованием фонолитовых жидкостей.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД¹

Представляет интерес обсуждение основных петрохимических характеристик изверженных горных пород с точки зрения рассмотренных физико-химических закономерностей. Их существование должно накладывать строгие ограничения на вариации составов магматических горных пород, приводя к появлению локализо-

¹ Раздел написан при участии Л. Н. Дуденко.

ванных в многомерном пространстве областей развития фигуративных точек анализов, отражающих конкретные тренды дифференциации.

Постановка задачи и методы исследования. Одним из наиболее эффективных методов исследования взаимоотношений между петрогенными элементами при анализе пространственно-временной эволюции магматических образований является метод главных компонент, позволяющий выявить наиболее контрастные зависимости между элементами в любой совокупности [7]. Он позволяет установить ее положение и структуру взаимосвязей в координатной системе меньшего числа новых переменных (компонент), которые являются линейными комбинациями исходных. Такой подход исключает элемент субъективизма в выборе параметров изменчивости химизма пород, в той или иной форме неизбежно присутствующий во всех существующих петрохимических классификациях.

Компонентные диаграммы, будучи предназначенными в целом для тех же целей, что и классические петрохимические, обладают рядом достоинств: позволяют обоснованно выбирать разные параметры при сравнении разных совокупностей (в отличие от фиксированных петрохимических параметров), наглядно изображать на плоскости и учитывать поведение фактически всех петрогенных элементов, одновременно анализировать и петрогенные элементы, и малые с гарантией учета большей части фактической изменчивости системы.

Математический аппарат метода главных компонент с примерами содержательной интерпретации главных компонент и построением компонентных диаграмм приведен, в частности, в работах Л. Н. Дуденко [7]. По соответствующим программам, имеющимся в большинстве вычислительных центров, определяются проекции всех анализов на две выбранные (обычно первые) главные компоненты. Анализы наносятся в виде фигуративных точек на плоскость, осями которой являются эти компоненты, и таким образом строятся компонентные диаграммы.

Изучение проблемы производилось на примере магматических образований докембрия СССР [19], где и приведен исходный фактический материал. Обработке были подвергнуты средние содержания девяти окислов ($\text{FeO} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$) петрогенных элементов по 200 выборкам главных типов докембрийских магматических серий мантийного происхождения, общее число анализов — около 3 500. Для сравнения были также привлечены данные по эталонным магматическим сериям фанерозоя.

На предварительном этапе каждая выборка по конкретному комплексу в случае широких вариаций химизма расчленялась на группы. В основу расчленения положена общепринятая систематика Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, базирующаяся на различных содержаниях SiO_2 в породах. Для эффузивных серий принималось (%): < 46 SiO_2 — пикриты, 46—55 — базальты, 55—62 — андезиты, 62—70 — дациты, > 70 — риолиты. Для интрузивных образований по-

мимо таких же групп, выделяемых в качестве ультрамафитов, габброидов, диоритов, гранодиоритов и гранитов, выделялась весьма характерная группа габбро-анортозитов и анортозитов с содержанием $Al_2O_3 > 20\%$.

Для каждой группы вычислялись средние содержания окислов. Полученные средние содержания по группам вместе со средними по наиболее типичным магматическим породам и сериям рассматривались при дальнейшей обработке в качестве исходных данных.

Отдельно обрабатывались следующие объединенные выборки-задачи: 1) все магматические породы, 2) интрузивные породы, 3) эффузивные породы.

Анализ ведущих ассоциаций петрогенных элементов. Главные ассоциации элементов в указанных выборках, определяемые формулами компонент, приведены в табл. 9, а компонентные диаграммы — на рис. 39, 40, 41.

В таблице в числителе формулы стоят элементы, скоррелированные с данной компонентой положительно, а в знаменателе — отрицательно, из чего следует наличие сильных положительных связей внутри групп и сильных отрицательных — между группами. В нижнем индексе у каждого элемента указана величина коэффициента корреляции (факторная нагрузка), умноженная на 100. Указаны веса компонент, т. е. их доля в суммарной изменчивости. Если принять во внимание только набор элементов в числителе и знаменателе формул, первая компонента во всех задачах одинакова и имеет вид:

$$\frac{Si \ K \ Na \ (Al)}{Fe \ Mg \ Mn \ Ca \ Ti}$$

т. е. отражает обычный кислотно-основной, «боуэновский», тренд дифференциации, типичный для контрастных магматических серий, андезитовых серий и вообще для случаев, когда анализируются вместе магматические образования разной основности. В терминах минерального состава этот тренд отражает лейкократово-меланократовую дифференциацию, т. е. отделение кварца, калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза от оливина, пироксенов, амфиболов и рудных минералов.

Глинозем, хотя и с небольшими коэффициентами, везде коррелирует с фельсифилами, что свидетельствует о повышенной в среднем основности рассматриваемых систем (в кислых сериях глинозем связан с группой фемафилов, что объясняется его концентрацией в таких минералах, как амфиболы и слюды, при сравнительно низких содержаниях в кислых плагиоклазах).

II компонента несколько различается в разных задачах. Но во всех случаях в числитель формулы входит Al. В третьей задаче к нему добавляется Na, во второй задаче — Ca и Ti, а в первой задаче все эти элементы присутствуют вместе. Антагонистом к ним является Mg, отсутствующий только в задаче три, где антагонистом к Na и Al является Si.

Компонентные формулы по магматическим образованиям докембрия СССР

Выборка (задача)	Компонента, %	Формула компоненты
Общая	I 48	$\text{SiO}_2^{88}\text{K}_2\text{O}^{75}\text{Na}_2\text{O}^{74}\text{Al}_2\text{O}_3^{55}$ $\text{FeO}^{82}\text{MgO}^{68}\text{MnO}^{67}\text{CaO}^{55}\text{TiO}_2^{54}$
	II 19	$\text{Al}_2\text{O}_3^{67}\text{TiO}_2^{53}(\text{CaO}^{48}\text{Na}_2\text{O}^{41})$ MgO^{63}
	III 14	CaO^{60} $\text{TiO}_2^{52}(\text{K}_2\text{O}^{46})$
По интрузивам	I 45	$\text{SiO}_2^{89}\text{Na}_2\text{O}^{87}\text{K}_2\text{O}^{75}\text{Al}_2\text{O}_3^{64}$ $\text{FeO}^{81}\text{MnO}^{80}\text{MgO}^{69}\text{TiO}_2^{50}$
	II 22	$\text{CaO}^{73}\text{Al}_2\text{O}_3^{68}(\text{TiO}_2^{49})$ MgO^{57}
	III 17	CaO^{65} $\text{K}_2\text{O}^{57}\text{TiO}_2^{50}$
По эффузивам	I 56	$\text{SiO}_2^{87}\text{K}_2\text{O}^{75}\text{Na}_2\text{O}^{65}(\text{Al}_2\text{O}_3^{30})$ $\text{FeO}^{91}\text{CaO}^{88}\text{MgO}^{85}\text{TiO}_2^{63}\text{MnO}^{67}$
	II 15	$\text{Al}_2\text{O}_3^{70}\text{Na}_2\text{O}^{62}$ (SiO_2^{38})

Обособление в эффузивах Na и Al, обладающих более фельсифильными свойствами, чем Ca и Ti, и антагонизм этих элементов к кремнию указывают на относительно повышенную среднюю кислотность этих пород по отношению к интрузивным. Более основной характер последних подчеркивается обособлением в них Ca и Ti и антагонизмом этих элементов к магнию.

Таким образом, I и II компоненты вместе отражают особенности магматической дифференциации. Они исчерпывают 67—70 % суммарной дисперсии, т. е. большую часть изменчивости химизма изучаемых систем. Остальные 30—33 % суммарной изменчивости носят, по-видимому, случайный характер, и ими можно пренебречь. Исключение составляют интрузивные породы и объединен-

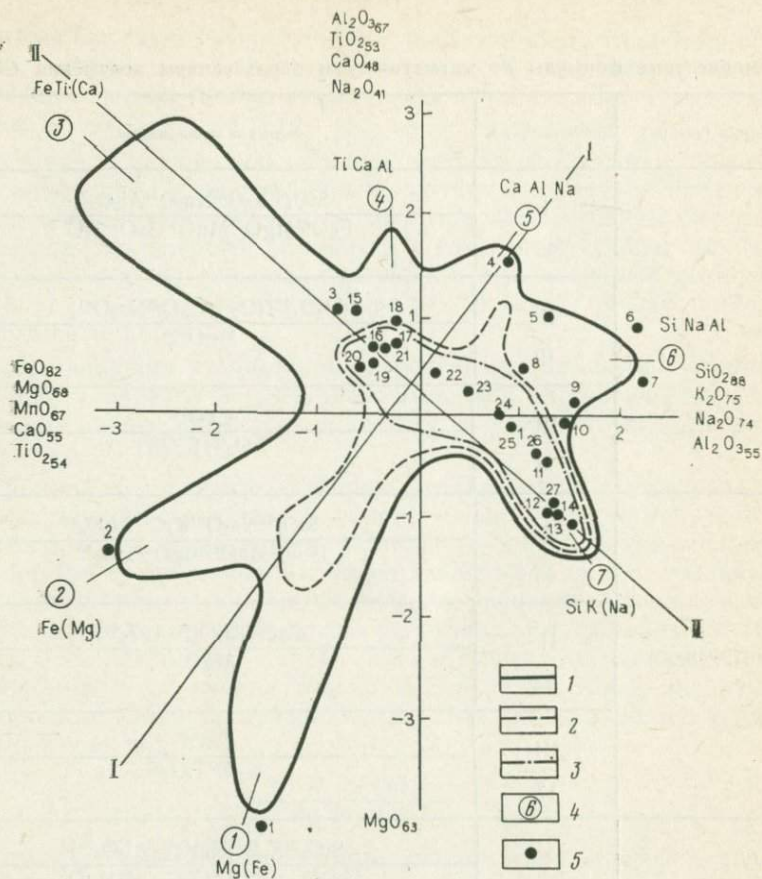


Рис. 39. Диаграмма первой и второй компонент для интрузивных и эффузивных пород:

I — распространение точек средних составов интрузивных пород докембрия; 2 — то же, для эффузивных пород докембрия; 3 — то же, для различных типов эффузивных пород; 4 — типы петрохимических трендов магматических пород; 5 — точки составов средних типов пород: 1—14 — по Р. Дэли; 1 — дунит, 2 — гортонолитовый дунит, 3 — спилит, 4 — анортозит, 5 — лейцитифир, 6 — фонолит, 7 — нефелиновый сиенит, 8 — трахиандезит, 9 — щелочной трахит, 10 — трахит, 11 — кварцевый кератофир, 12 — кварцевый порфир, 13 — липарит, 14 — гранит рапакиви; 15—20 — базальты, по В. А. Кутолину: 15 — щелочной базальт океанов, 16 — базальт континентальной формации, 17 — траппы молодых платформ, 18 — базальт-андезитовой формации, 19 — траппы древних платформ, 20 — океанический базальт; 21—27 — породы Курило-Камчатской провинции: 21 — базальт, 22 — андезито-базальт, 23 — андезит, 24 — андезито-дацит, 25 — дацит, 26 — липарито-дацит, 27 — липарит
 Тренды дифференциации: I—I — толентовый, II—II — известково-щелочной и субщелочной

ная задача, где 14—17% составляет компонента III. Как будет показано ниже, эта компонента, по-видимому, является следствием различий щелочного и известково-щелочного трендов дифференциации. Как указывалось, в процессе формирования щелочно-базальтовых серий возникают существенно кальциевые породы вплоть до фонолитов, а в итоге дифференциации известково-щелочных — существенно калиевые типа мангеритов, сиенитов и гра-

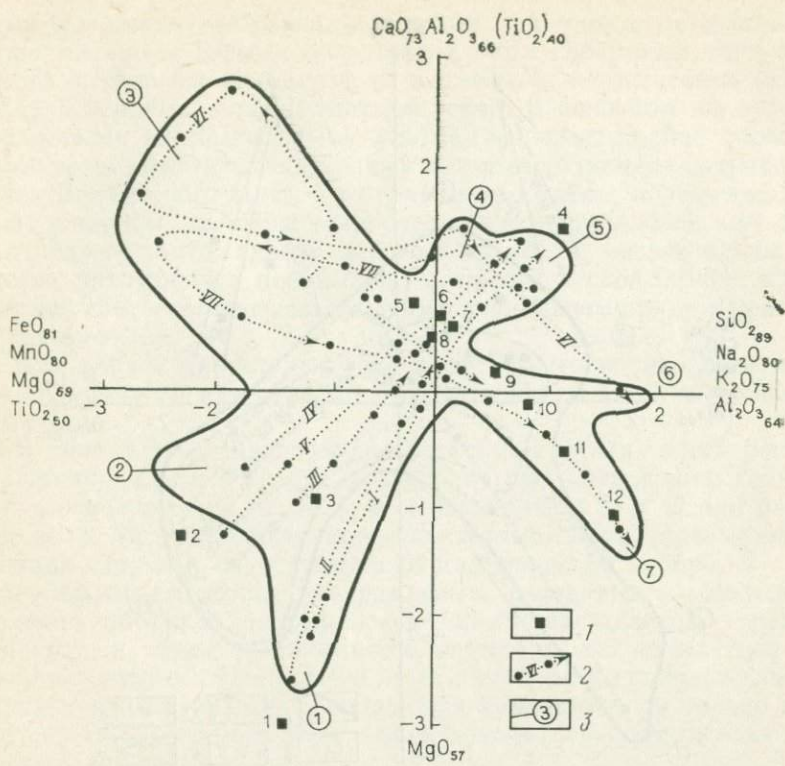


Рис. 40. Диаграмма первой и второй компонент для интрузивных пород докембрия:

1 — точки составов типичных разновидностей пород, по Р. Дэли: 1 — дунит, 2 — гортонолитовый дунит, 3 — верлит, 4 — анортозит, 5 — оливиновое габбро, 6 — все габброиды, 7 — среднее габбро, 8 — средний норит, 9 — диорит, 10 — кварцевый диорит, 11 — граводиорит, 12 — гранит рапакиви; 2 — тренды эволюции химических составов пород в разных комплексах: I — расслоенные перидотит-пироксенит-норитовые (мончегундровский), II — габбро-перидотитовые (железногорский), III — габбро-перидотитовые (печенгский), IV — перидотит-габбро-анортозитовые (кейвский), V — расслоенные комплексы габброидов (скаергаардский), VI — щелочно-габбровые (ельтьозерский), VII — анортозитов — гранитов рапакиви (коростенский, корсунь-новомиргородский); 3 — типы петрохимических трендов

нитов. Характерно, что в кислых калиевых породах титан связан в ильмените и рутиле в отличие от титаномагнетита и сфена в образованиях щелочного ряда, что и нашло свое отражение в компонентной формуле. Существенно, что эта компонента проявлена в интрузивных образованиях, где представлены твердые фракционаты, и практически отсутствует в эффузивных породах, отражающих эволюцию жидкой фазы.

Ввиду того что первые две компоненты играют ведущую роль в изменчивости и отражают характер магматической дифференциации, проанализируем характер распределения фигуративных точек средних содержаний в этой плоскости, где эти компоненты взяты за ось координат.

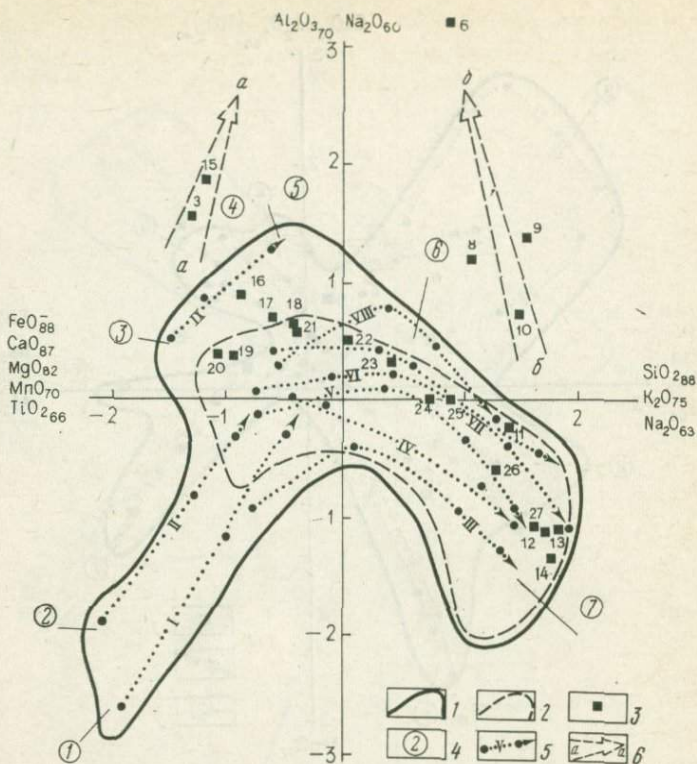


Рис. 41. Диаграмма первой и второй компонент для эффузивных пород докембрия:

1 — распространение точек составов эффузивных пород; 2 — распространение точек составов пород архея и нижнего протерозоя; 3 — средние типы эффузивных пород (см. рис. 39); 4 — типы петрохимических трендов; 5 — тренды эволюции различных серий: I — суйсарский комплекс Карелии, II—IV — толща печенгской серии, III — сейдореченский комплекс серии *ймадра-варзуга*, IV — кейвский комплекс, V — хаутоварская серия, VI — оленегорская серия, VII — аkitканская серия, VIII — кузьярвинская свита печенгской серии, IX — верхний ятулий Карелии; 6 — тренды эволюции субщелочных и щелочных серий фанерозоя: а-а — щелочные базальтоиды, б-б — трахит-фонолитовые серии

Рассмотрим объединенную задачу с целью выявления общих особенностей магматических пород, а также различий вулканитов и интрузивных образований. Как и следовало ожидать, фигуративные проекции анализов в плоскости I и II компонент образуют фигуру сложной конфигурации. Поля разных пород непрерывно переходят друг в друга и локализованы вдоль семи исходящих из общего центра направлений (см. рис. 39), из которых наиболее четко проявлены направления 1, 2, 3, 6 и 7. В соответствии с этими трендами и положениями центров полей можно выделить семь петрохимических типов магматических пород.

Для типа I характерна повышенная магнизиальность и антагонизм Mg к остальным элементам, главным образом Al, Ca, Na и Ti. Вариации Fe играют подчиненную роль. Наиболее магнизиаль-

ными представителями этого типа из глубинных магматических пород являются известково-магнезиальные габброиды типа нортов Мончегорского плутона, а из вулканитов — толеитовые базальты типа верхних толщ печенгской серии. В основном же этот тип представлен магнезиальными ультрамафитами, крайне обогащенными магнезией, представителями которых являются ультрабазиты лопия Балтийского щита. Из вулканитов крайнее положение занимают пикриты, наблюдаемые среди среднепротерозойских серий Балтийского щита, однако они гораздо менее магнезиальны, чем многие интрузивные породы. С петрохимической точки зрения этот тип соответствует известково-магнезиальному ряду мафитов — ультрамафитов.

Для типа 2 характерен рост железистости и титанистости пород. К этому тренду относятся ультрамафиты Печенги, кейвского комплекса.

В типе 3 эта тенденция достигает максимума. Здесь рост содержания железа и титана происходит при уменьшении содержания в основном Na, Al и Ca, в меньшей мере Si и K при пассивной роли Mg. Крайними представителями этого типа являются, с одной стороны, относительно обогащенные Fe габбро, а с другой — железо-титановые ультрамафиты, связанные с комплексами щелочно-габбровых интрузий, массивами анортозитов — гранитов рапакви, а также «автономных» анортозитовых комплексов типа Джугджурского и Цагинского. Этот тип тренда проявлен главным образом в интрузивных породах, для вулканитов он только намечается. Тип 3 соответствует известково-железо-титанистому ряду мафитов-ультрамафитов.

Типы 4 и 5 проявлены слабо. Для них в целом характерно обогащение Al и Ca, причем в породах типа 4 по сравнению со всеми остальными максимальны содержания Ca, а в типе 5 — алюминия. Крайнее положение в типе 4 занимают эссекситы Елетьозерского массива, а в типе 5 — анортозиты различных комплексов. Эти типы характерны для интрузивных образований, но к ним примыкают и такие редкие высокоглиноземистые лавы, как кеннингит и мегаплагиофир (плагиопорфирит). Тип 4 можно назвать известковистым, а тип 5 — известково-глиноземистым.

Для типа 6 характерны высокие содержания Al и Na и антагонизм этих элементов ко всем остальным, главным образом к Si, Ca, K и Ti. Здесь в равной степени представлены как вулканические, так и интрузивные образования. Начальные члены ряда — трахиандезиты и мангериты, а конечные — фонолиты и нефелиновые сиениты. Этот тип можно назвать глиноземисто-натровым. Для докембрийских пород он нетипичен.

Тип 7 характеризуется антагонизмом Si, K к Na, Al, Ca, Ti и высокими концентрациями в первую очередь Si и K. Как и предыдущий, этот тренд в равной мере характерен для вулканитов и интрузивных пород. Крайние члены: наименее обогащенные Si и K чарнокиты и андезиты, с одной стороны, и максимально обогащенные Si и K граниты рапакви и Si — кварцевые порфиры типа на-

блюдаемых в протерозойских образованиях Балтийского щита. Этот тип тренда можно назвать кремнекислотным. Его ориентировка на диаграмме в сторону магнезиальных составов вызвана не увеличением содержания этого элемента в кислых и ультракислых породах, а прогрессивным уменьшением содержаний элементов верхней ассоциации.

Приведенные материалы по химизму всей совокупности магматических образований позволяют сделать следующие выводы.

1. Устанавливается семь типов трендов, из которых только пять являются общими для вулканических и интрузивных образований; при этом в магматических породах докембрия хорошо проявлены все типы трендов, за исключением натрово-глиноземистого (щелочного) типа 6.

2. Выявляется единство путей эволюции вулканических и плутонических серий, но заметна меньшая дифференцированность первых за счет очень слабой выраженности магнезиального и железо-титанового типов и вследствие этого их относительно повышенная кислотность. Отсюда и разница во II компоненте для второй и третьей задач (отсутствие Ca и Ti в формуле для вулканитов и повышенная роль больших фельсифилов Al и Na).

На диаграмме рис. 39 видно, что поля, соответствующие указанным семи типам пород, вытянуты в основном вдоль двух взаимно перпендикулярных прямых I—I и II—II. На прямой I—I располагаются магматические серии, состав которых меняется от существенно магнезиального до обогащенного Al и Ca. Это преимущественно производные толентовой серии изверженных горных пород. Вдоль прямой II—II происходит разделение на породы, обогащенные Si и щелочами, с одной стороны, и Fe и Ti — с другой, при пассивном поведении Mg и Al. Это в основном образования известково-щелочной и щелочно-базальтовой серий. Щелочные базальты, по-видимому, происшедшие за счет глубинной дифференциации толентовых расплавов в условиях стабилизированной земной коры, при эволюции на более высоких уровнях проявляют высокую степень самостоятельности, и тренды их дифференциации существенно отличаются от родоначальных толентовых.

Таким образом, на основании эволюции химизма горных пород выявляются два существенно различных способа дифференциации, соответствующие двум главным классам магматических серий.

Диаграмма I и II компоненты для интрузивных пород. Точки усредненных анализов интрузивных пород (см. рис. 40) в целом образуют картину, близкую предыдущей. Перечень крайних членов для выявленных типов приведен при анализе общей диаграммы. Остановимся несколько подробнее на особенностях поведения некоторых наиболее изученных серий.

Характерными представителями известково-магнезиального типа (тренд I) являются мафит-ультрамафитовые массивы железногорского комплекса Воронежского кристаллического массива, массивы Ветреного пояса и Мончетундры на Балтийском щите, эволюционирующие от существенно магнезиальных к известковистым

разновидностям, иногда переходя в тренд 5. Для дифференциатов этих серий характерно расположение вдоль прямых линий (линии I—II на рис. 40), параллельных I—I. Причем прямые, характеризующие эволюцию расплава разных серий, обычно параллельны. Расстояние между крайними членами серий характеризует степень их дифференцированности. Смещение прямых относительно центрального луча означает повышение или понижение концентраций одного из компонентов, не играющих роли в данном типе тренда, — Fe, Ti или Mn при смещении прямой влево и Si или K — при смещении вправо. Конкретный элемент выявляется путем непосредственного сравнения средних анализов по сериям. В частности, для образований Ветреного пояса (левее центрального луча) по сравнению с железногорскими (центральный луч) характерны повышенные содержания Ti (0,60 против 0,30 %), а породы Мончегорского плутона (правее центрального луча) более обогащены кремнеземом.

Тренд 2 характерен для ультрамафитов Печенги и Кейвского комплекса метагаббро-анортозитов (линии III и IV на рис. 40). Они обогащены Ti и Fe и, по существу, являются переходными разновидностями.

В качестве модельного примера нами была рассмотрена эволюция химизма классической Скаергаардской интрузии. Как видно из рис. 40, дифференциация этого массива вначале идет от тренда 2 к 5, затем отклоняется в сторону тренда 3, а уже после этого устремляется в направлении 7, описывая своеобразную «петлю». Сходную эволюцию испытывают образования Елетьозерского щелочно-габбрового массива, эволюционирующего от пироксенитов через оливиновые габбро к рудным разновидностям пород, а затем через породы диоритового ряда — к щелочным (линия VI). Однако в отличие от Скаергаардского здесь отсутствует этап развития по пути 2. Оба эти массива являются типичными примерами «феннеровского» пути дифференциации базитов, и, очевидно, указанная петля является петрохимическим выражением этой закономерности.

Дифференциация комплексов анортозитов — гранитов рапакиви наименее изучена. Судя по имеющимся немногочисленным данным, наиболее ранними здесь являются анортозиты, затем габброиды, монциты и граниты. На начальных этапах этот тренд напоминает предыдущий, но начинается он с типа 5 (линия VII на рис. 41), а затем идет по пути 7.

Диаграмма I—II компонент для вулканитов. Эта диаграмма (см. рис. 41) отличается от предыдущей (кроме указанных выше различий в формуле II компоненты) большей простотой в силу указанной выше меньшей степени дифференцированности вулканитов. От центрального поля, представленного в левой части базальтами, а в правой — андезитами, отходят два направления, соответствующие на общей диаграмме известково-магнезиальному типу 1 и кислотному типу 7. Типы 2—6 в докембрийских эффузивных сериях слабо выражены, хотя тренды 4, 5 и 6 отчетливо на-

мечаются для щелочных серий фанерозоя (линии *a—a* щелочных базальтоидов и *б—б* — трахит-фонолитовых серий) (см. рис. 41).

Расположение на диаграмме точек, характеризующих направление дифференциации конкретных серий, в целом соответствует направлению двух вышеуказанных прямых. Часть серий, как, например, образования пикрит-базальтовой формации среднего протерозоя Балтийского щита (линии I, II на рис. 41), начинается с пикритов и расположена вдоль прямой I—I, что характерно для образований толеитового класса магматических серий. Здесь намечается два крайних случая: образования суйсария Карелии, характеризующиеся высокой магнезиальностью, тяготеют к правой части поля, а эффузивы верхней толщи печенгской серии, богатые железом и титаном, — к левой, приближаясь к направлению 2 общей диаграммы. Однако большинство серий начинается в базальтовом поле и ориентировано вдоль прямой II—II (известково-щелочной класс серий). Это образования нижнего протерозоя Балтийского щита — кейвская серия (линия IV), оленегорская серия (линия VI), хаутоварская серия (линия V), а также акитканская серия Забайкалья (линия VII). Из них только последняя является собственно известково-щелочной, а остальные — бимодальными. Несколько особняком стоят образования сейдореченской свиты имаидра-варзугской серии среднего протерозоя Кольского полуострова (линия III). Они располагаются в нижней части диаграммы, характеризуясь минимальными содержаниями Al и Na.

Особое место на диаграмме занимают субщелочные серии. Так, образования куэтарвинской свиты печенгской серии, линия VIII, и образования верхнего ятулия Карелии, линия IX, характеризуются быстрым ростом содержаний Na и в меньшей степени Al и ориентированы на диаграмме так же, как и образования пикрит-базальтовой формации, но занимают место в верхней части диаграммы.

Если сравнить докембрийские базальтоиды со средними типами фанерозойских базальтов (точки 15—20), то они в целом характеризуются большей магнезиальностью и железистостью. Для средних и кислых пород такие различия намного слабее. В пределах всей изученной нами выборки эффузивных пород наблюдается несколько меньшая степень дифференцированности образований архея и нижнего протерозоя по сравнению со среднепротерозойскими (см. рис. 41), что, возможно, свидетельствует о некоторой эволюции магматизма во времени [19].

Физико-химическая природа петрохимической эволюции магматических горных пород. Прежде чем перейти к обсуждению конкретных особенностей петрохимической эволюции того или другого типа магм, представляет интерес обсуждение природы различий химизма интрузивных и эффузивных образований. Как видно из рис. 39, иллюстрирующего общие петрохимические особенности магматических горных пород с учетом их распространенности, интрузивные породы существенно отличаются от эффузивных. Как уже указывалось, наиболее четкие различия устанавливаются по

второй компоненте — в первом случае она характеризуется противопоставлением Mg к группе Al, Ca, Ti (тренды 1 и 2), причем эта компонента настолько сильна, что сохраняется и в общей задаче, несмотря на количественное преобладание эффузивов. Второе отличие заключается в отчетливой проявленности тренда 5 (известково-глиноземистого) и третье — в яркой выраженности тренда 3 (известково-железо-титанистого), только намечаемого для эффузивов. В то же время тренды 6 и 7 одинаково проявлены как для интрузивных, так и эффузивных образований.

Очевидно, природа этого явления связана с коренными различиями в процессах формирования тех и других образований, на что указывалось выше. Если эффузивные породы представляют собой стекловатые аналоги магматических расплавов и в целом отражают их химизм, то для плутонических образований ситуация существенно иная. Здесь те же самые магмы дополнительно подверглись в процессе затвердевания кристаллизационной дифференциации, в результате чего появился ряд фракционатов, значительно отличающихся и друг от друга, и от исходного состава. Так, наиболее высокотемпературными дифференциатами большинства базальтовых расплавов являются магнезиальные перидотиты и пироксениты, а более низкотемпературные представлены габброидами и анортозитами, т. е. породами с высокими концентрациями Al и Ca. В случае, когда дифференциация расплавов идет по «фенеровскому пути», наблюдается сильное обогащение фракционатов титаномагнетитом (Fe и Ti), что также находит свое отражение во II компоненте интрузивных пород. Таким образом, основные характеристики II компоненты в целом описываются процессами кристаллизационной дифференциации в условиях земной коры, и наличие трех самых существенных петрохимических особенностей связано с появлением трех наиболее типичных анхимономинеральных кумулатов интрузивных образований — магнезиального оливина (дуниты, перидотиты), основного плагиоклаза (анортозиты) и титаномагнетита (магнетиты, высокожелезистые ультрамафиты и габброиды).

В отличие от рассмотренных образований формирование вулканических серий осуществляется путем последовательного поступления расплавов из глубинных очагов вулканов. Соответственно твердые продукты этой эволюции должны оставаться в глубинных очагах, в то время как на поверхность будут поступать лишь жидкие фракционаты. С этим согласуются имеющиеся данные по химизму, в том числе и вывод о более кислом в среднем составе вулканитов по сравнению с глубинными образованиями.

Отметим еще одну особенность общей диаграммы (см. рис. 39). Различия составов вулканитов и интрузивных образований максимальны для наиболее высокотемпературных образований (тренды 1—3), а далее, при переходе к типу 7, постепенно уменьшаются. Для пород типа 6 и 7 поля тех и других полностью совпадают. Эта последовательная смена типов соответствует уменьшению температуры кристаллизации расплавов, приближению их к эвтекти-

ческим составам — кварцполевошпатовому и агпантовому, где различия между составами жидких и твердых фракционатов минимальны. Следовательно, диаграмма отражает тот в общем-то логически очевидный факт, что вулканиты, по существу, представляют собой застывшие остаточные расплавы первичных магм разного состава.

Из сказанного следует, что основной вклад в изменчивость химизма магматических горных пород вносят интрузивные образования. Как видно из рис. 39, левый нижний квадрант занимают исключительно продукты кристаллизации толеитовых и примыкающих к ним пикритовых расплавов, которые эволюционируют от высокомагнезиальных и железо-магнезиальных составов к известково-глиноземистым (линия I—I объединенной диаграммы). После этого, как видно на примере Скаергаардского интрузива, петрохимический тренд толеитовых расплавов уходит в сторону луча 3 (железо-титанистого) и затем снова поворачивает, но уже в сторону луча 7. Как было показано выше, первая часть тренда соответствует кристаллизации в системе $O1-CPx-Pl-Q$. Поворот в сторону левого верхнего квадранта связан с переходом расплава в системы $O1-CPx-Pl-Ne$ и $CPx-Pl-Ne-Or$, с появлением магнетита в качестве кумулятивной фазы, и, наконец, поворот в сторону луча 7 связан с выходом расплава в систему $CPx-Pl-Or-Q$.

Кристаллизация субщелочных базальтовых расплавов, как видно на примере Елетьозерского массива, сразу же начинается в левом верхнем квадранте с образованием высокожелезистых фаз. Затем он поступает в область кальциево-титанистого луча 4, откуда движется в направлении луча 6 (глиноземисто-натровый), где и заканчивается его кристаллизация. В целом этот тренд ориентирован в направлении линии II—II объединенной диаграммы (см. рис. 39). Кристаллизация расплава происходит в пределах систем $O1-CPx-Pl-Ne$ и $CPx-Pl-Ne-Or$.

И наконец, кристаллизация расплавов известково-щелочных серий, как видно на примере Коростенского массива анортозитов-гранитов рапакиви, также может начинаться в левом верхнем квадранте (высокожелезистые ультрабазиты), затем переходит в правый верхний квадрант (анортозиты), после чего уходит в правый нижний квадрант, образуя луч 7. В ряде случаев (Каларский анортозит-мангеритовый массив, Салминский массив анортозитов — гранитов рапакиви и др.) железистая часть тренда может отсутствовать и кристаллизация с самого начала идет из правого верхнего квадранта. Кристаллизация расплавов описывается системой $O1-Pl-Or-Q$.

Обращает на себя внимание параллельность щелочного и кремнещелочного путей дифференциации. Оба они ориентированы параллельно линии II—II, начинаются в области железо-титановых составов, затем переходят в кальциево-глиноземистую и заканчиваются в области существенно натровых или существенно калиевых составов. Это свидетельствует о первостепенной важности ще-

лочей в петрохимической эволюции магматических расплавов, играющих, возможно, более важную роль, чем кремнекислота.

Таким образом, проведенное исследование привело к ряду выводов.

В магматических образованиях мантийного происхождения подавляющая часть изменчивости химизма связана с особенностями магматической дифференциации, которые наглядней всего проявлены в координатной системе двух первых компонент. Первая компонента во всех выборках отражает обычный кислотно-основной («буэновский») тренд дифференциации. Вторая компонента различна для интрузивных и эффузивных образований, причем в общей выборке такая же, как в первой.

В фигуративном поле общей диаграммы выделяются семь направлений дифференциации и соответствующих им типов пород: 1 — известково-магнезиальный, характерный для мафит-ультрамафитовых комплексов; 2 — известково-железистый — для ряда габбро-перидотитовых и перидотит-габбро-анортозитовых комплексов; 3 — известково-железо-титанистый — для мафит-ультрамафитов, ассоциирующихся с комплексами щелочно-габбровых интрузий и массивов анортозитов — гранитов рапакиви; 4—5 — слабовыраженные типы, характеризующиеся обогащением Al и Ca (анортозиты); 6 — щелочной тип, крайними членами которого являются фонолиты и лейцит-фонолиты; 7 — кислотный тип, характеризующийся обогащением Si и K, — граниты, липариты.

Поля, соответствующие указанным типам пород, вытянуты в основном вдоль взаимно перпендикулярных прямых, свидетельствующих о наличии двух существенно различных способа дифференциации — слабощелочном (толеитовые и пикритовые магмы) и щелочном (щелочнобазальтовые и известково-щелочные магмы).

В выборке интрузивных пород наиболее проявлены тренды типов 1—3, 5 и 6, а для эффузивных — 1, 5—7. Различия в характере компонент и проявленности трендов разных типов объясняются различными условиями формирования интрузивных и эффузивных образований.

Имеющиеся данные по эволюции химизма пород полностью согласуются с развиваемыми положениями по физико-химической эволюции мантийных расплавов. Новым является тезис о ведущей роли щелочей в петрохимической эволюции природных магм, возможно, превосходящей значение кремнекислотности.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Наиболее удобными моделями для рассмотрения петрологических аспектов поведения рудного вещества на магматической стадии эволюции интрузивов (магматических очагов) являются расчлененные массивы, которые представляют собой классический тип собственно магматических рудных месторождений. Особенностью

этих месторождений является четкая зависимость рудных фаз от парагенезисов силикатных минералов кумулуса вмещающих магматических пород. При этом рудные фазы могут присутствовать как в виде минералов кумулуса, так и входить в состав интеркумулусного материала или слагать жильные образования. Из этого следует, что в пределах одного и того же интрузива могут наблюдаться месторождения разных полезных ископаемых, к тому же с различной морфологией рудных тел [38].

Оруденение интрузивов основных и ультраосновных пород. Наиболее известным примером является классический Бушвельдский массив, где наблюдаются: месторождения платины, хромита, сульфидных медно-никелевых руд и ванадистых титаномагнетитовых руд [20, 51]. Эти месторождения занимают определенное стратиграфическое положение в разрезе массива и характеризуют собой разные этапы его кристаллизации.

Месторождения платины сосредоточены главным образом в горизонте Меренского, образующем кровлю Критической зоны Бушвельдского массива. Пегматоидные оливиновые пироксениты (гарцбургиты — *Е. Ш.*) массива содержат обильную вкрапленность медно-никелевых сульфидов (пирротина, пентландита, халькопирита) и сульфидов платины. Помимо сульфидов в незначительном количестве присутствуют также арсениды, теллуриды, антимониды, селениды и металлическая платина. Кроме собственно платины, здесь присутствуют осмий, иридий, палладий, родий и рутений, а также золото.

Месторождения хромита пользуются широким развитием в пределах Критической зоны. Они в виде слоев залегают в интервале от основания Критической зоны до горизонта, примерно на 300 м ниже рифа Меренского. Наибольшее значение имеет Стелпортский пласт мощностью 1,2 м, располагающийся в основании Критической зоны. Этот слой представляет собой одно из крупнейших хромитовых месторождений мира, запасы которого исчисляются в 0,5 млрд. т. Другие хромититовые слои встречаются в переслаивании с бронзититами в нижней части разреза зоны и с анортозитами, норитами и бронзититами — в верхней. Мощность слоев колеблется от миллиметров до метров, причем снизу вверх отношения Cg/Fe и Mg/Fe в хромитах уменьшаются, а если рассматривать данные только для обогащенных хромитом пород, то отношение Mg/Fe согласуется с вариациями состава оливина. Ниже Критической зоны отмечаются только единичные маломощные прослои хромитов среди гарцбургитов.

Ванадистые титаномагнетитовые руды развиты в виде пластов преимущественно в пределах верхней зоны комплекса Бушвельд. Один из этих слоев — Главный магнетитовый пласт мощностью около 2,6 м — является хорошим маркирующим горизонтом, отделяющим обогащенную железом Верхнюю зону от нижележащей Главной зоны габброидных пород. В пределах последней в 300—400 м ниже верхнего контакта также располагается несколько прослоев титаномагнетита, но значительно меньшей мощности. Кро-

ме того, магнетитсодержащие штоки (трубкообразные тела) хаотично разбросаны от основания Критической зоны до самых верхних титаномагнетитовых пластов Верхней зоны. Содержания TiO_2 в титаномагнетите в пределах Верхней зоны возрастают от 14 % в Главном слое до 18 % в самом верхнем слое. Содержания V_2O_5 весьма неупорядочены, обычно варьируют в пределах 1,40—1,70 %, иногда достигая 2 %. Руды разрабатываются как комплексное железо-ванадиевое сырье.

Сульфидные медно-никелевые руды образуют значительные концентрации в Базальной зоне и в рифе Меренского. В Базальной зоне повышенные концентрации сульфидов наблюдаются только там, где интрузия пересекает углистые сланцы, содержащие заметное количество серы. Наряду с вкрапленностью здесь наблюдаются сульфидные жилы и пегматиты. Однако промышленные месторождения здесь отсутствуют [20], за исключением сульфидных пегматитов [51]. Повышенные концентрации вкрапленных сульфидов, главным образом халькопирита, наблюдаются также в анортозитах ниже Главного и Верхнего магнетитовых горизонтов. Медь и никель извлекаются только из сульфидов рифа Меренского. Суммарное содержание этих металлов в рудах составляет около 2 %. Металлогеническая специализация массива Стиллоутер главным образом хромитовая. Сульфидные медно-никелевые рудопроявления у подошвы интрузии и титаномагнетитовые — в верхней Габбровой зоне промышленного значения не имеют; выявлены значительные концентрации металлов платиновой группы и золота.

В отличие от Бушвельдского массива прослойки хромитов с кумулюсным хромитом развиты только в пределах Ультрамафической зоны, в перидотитовом горизонте среди оливиновых кумулатов. Здесь известно 13 хромитовых зон с хорошо выдержанным простиранием, мощность которых варьирует от долей сантиметров до 4 метров. Хромитовые зоны обычно представлены нижним слоем массивного хромитита, который перекрывается чередующимися слоями, богатыми оливином и хромитом.

Согласно Э. Джексону, содержания хрома в хромитах в общем убывают снизу вверх по разрезу, а содержания Fe^{3+} — растут. С другой стороны, катионные доли Cr и Fe^{3+} зависят также от отношений в слоях кумулятивных хромита и оливина: хромит в хромитовых кумулатах содержит больше Cr и меньше Fe^{3+} , чем хромиты из соседних хромит-оливиновых кумулатов. Эти наблюдения в целом согласуются с результатами изучения хромитовых месторождений Бушвельда.

Весьма характерно наличие функциональной зависимости между количеством Mg и Fe^{2+} в сосуществующих хромитах и оливинах, а также между этими величинами и долями кумулятивных хромита и оливина в слоях, свидетельствующее в данном случае о равновесной ассоциации минералов.

Металлы платиновой группы и золото обнаружены главным образом в породах Базальной и Ультрамафической зон, а также

в одном из горизонтов Полосчатой зоны. Их содержания достигают приблизительно (в %) 8Pt, 11Pd, 1,7Ir, 1,0Ru, 0,1Au. Наиболее высокие концентрации приурочены к некоторым горизонтам ортопироксеновых кумулатов Базальной зоны, в хромититах перидотитового члена Ультрамафической зоны, в пегматоидных бронзититах Бронзитового члена Ультрамафической зоны, в особом горизонте Полосчатой зоны и среди рассеянных сульфидов Анортитовой зоны. По мнению Н. Пэйджа и его соавторов, эти месторождения связаны с первоначальной обогащенностью исходного расплава комплекса Pt, Pd и Rh надкларковыми содержаниями. Рудные минералы представлены платино-железным сплавом, изоферроплатиной, платиновым родием, родистой платиной, палладистым золотом, куперитом, лауритом, бреггитом, высотскитом, мончетитом, котульскитом, меренскитом, оперритом и стибипалладинитом. Эти минералы в виде мельчайших включений присутствуют в кумулусных хромите и в меньшей мере оливине и ортопироксене, а также тесно ассоциируют с интерстициальными сульфидами.

Вариации содержания благородных металлов зависят от стратиграфического положения пород, ритмично повторяясь вместе с соответствующими кумулатами. Кроме того, они зависят от размеров зерен, модальных пропорций кумулусных и интеркумулусных фаз, состава пород и состава индивидуальных силикатов. В целом они подчиняются тем же закономерностям, которые обуславливают содержание петрогенных элементов. В процессе фракционной кристаллизации исходного расплава отношения платины и палладия к сумме благородных металлов возрастают, а Rh, Ir и Ru — уменьшаются. Отношение золота к сумме остается почти постоянным.

С интрузивом Мончетундры связаны месторождения медно-никелевых руд, титаномагнетитовые рудопроявления встречаются в верхней части разреза интрузии в пределах массива Главного хребта.

Хромит в качестве минерала кумулуса повсеместно устанавливается в ультрамафитах. Сульфидные медно-никелевые месторождения развиты в пределах нижней, ультраосновной, части массива — Мончегорского плутона. Здесь устанавливается три типа оруденения: вкрапленное (сингенетическое), гнездово-прожилковое (инъекционное) и жильное (эпигенетическое). Первый тип оруденения приурочен к «рудному пласту Сопчи» — сравнительно маломощному горизонту тонкорасслоенных перидотитов. Гнездово-прожилковый тип оруденения развит в эндоконтактной зоне интрузии, образуя донную залежь. Третий тип оруденения представляет собой систему грубопараллельных субвертикальных рудных жил, расположенных вдоль длинных осей мульдообразных прогибов дна плутона в пределах гряды Ниттис-Кумужья-Травяная и возвышенности Сопча.

Рудные жилы образованы главным образом пирротинном, халькопиритом, пентландитом и магнетитом. На выклинивании жил и в пережимах наблюдается обогащение их халькопиритом, особен-

но в нижней части. В верхних частях и по простиранию рудные жилы нередко переходят в габбро-норит-пегматиты, образующие дальнейшее выполнение трещины. В перидотитовой зоне Н. Ф. Челищевым описаны концентрически-зональные сегрегации габбро-норит-пегматитов с ядром, выполненным сплошными сульфидами и магнетитом, аналогичными жильным рудам.

В распределении сульфидной вкрапленности намечается некоторая зональность. Так, макрослой перидотитов характеризуется преимущественно пентландит-пирротиновой минерализацией с подчиненным количеством халькопирита, бронзититов — преимущественно пирротиновой, норитов — пирротин-халькопиритовой. В пределах донной зоны устанавливается аналогичная довольно четкая зональность, согласующаяся с парагенезисами пород-хозяев и в целом обратная по сравнению с центральной серией. Указанные массивы весьма близки по характеру разреза и вещественному составу, хотя и различаются по преобладающему типу оруденения.

Для интрузива Маскокс Дж. Чемберленом [44] было выполнено детальное изучение сульфидов по разрезу массива, которые входят в состав интерстициального материала. Наблюдается четкая зависимость состава сульфидных фаз от характера вмещающих пород. Так, для нижних, наиболее высокотемпературных, частей массива характерно наличие парагенезиса пирротина и пентландита (см. рис. 33, зона I), затем к ним присоединяется халькопирит (зона II). В пределах этих зон сульфиды приурочены главным образом к оливин-хромитовым кумулатам (дунитам). Зона III (перидотиты, троктолиты, пироксениты) образована парагенезисом пирротина, пентландита, халькопирита и кубанита. В зоне IV, переходной к верхней краевой группе, пентландит исчезает. Вмещающие породы здесь представлены главным образом габбро и вебстеритами. В зоне V, характеризующей верхнюю часть расслоенной серии, присутствуют только пирротин и халькопирит. Вмещающие породы — габбро. Зона VI (гранофировые габбро) характеризуется появлением пирита, в зоне VII (прикровлевые участки) наблюдаются только пирит и халькопирит. В зоне VIII — самые верхние 50 м разреза массива и вмещающие породы — наблюдаются главным образом пирит с резко подчиненным количеством халькопирита.

В придонной части интрузива, как и в массиве Мончетундра, изменение парагенезисов силикатных минералов идет в обратном порядке — от дунитов вверху к габбро — внизу, и соответственно меняются и парагенезисы сульфидов — от пирротина и пентландита к халькопириту и пириту в непосредственном контакте. Распределение окисных минералов в разрезе этого массива аналогично наблюдаемому в Бушвельдском массиве — для нижних частей интрузии характерно хромитовое оруденение (обычно вкрапленное, редко — маломощные слои хромита), затем идет интервал, где кумулятивные рудные шпинели отсутствуют, и только в верхней части разреза, среди гранофировых габброидов, появляются титаномагнетитовые и магнетит-ильменитовые руды [20]. Мощность

зоны окисных минералов около 50 м, из них нижние 16 м — магнетитовая зона, а верхние 34 м — ильменит-магнетитовая. В пределах магнетитовой зоны кумулятивной фазой является ванадийсодержащий титаномагнетит, содержание которого достигает 7—10%. В ильменит-магнетитовой зоне кумулятивными фазами являются ильменит и магнетит, содержания которых составляют 3—6 и 3—4% соответственно.

Подводя итог описанию металлогенической специализации слоенных интрузивов основных и ультраосновных пород, необходимо подчеркнуть, что независимо от деталей строения и особенностей вещественного состава они характеризуются одними и теми же типами рудопроявлений. При этом в нижних высокотемпературных частях разреза развито преимущественно сульфидное оруденение, а в верхних — окисные руды железа и титана. Хромитовое оруденение развивается в нижних, редко — средних частях разреза.

Оруденение интрузивов основных и щелочных пород. Как докембрийские, так и фанерозойские интрузии этого типа характеризуются наличием богатых ильменит-титаномагнетитовых руд.

Характер оруденения докембрийских массивов Елетьозера и Гремяхи-Вырмес рассмотрен в работах А. И. Богачева, А. А. Кухаренко [22] и др. Согласно данным этих исследователей, наибольший интерес представляет ильменит-титаномагнетитовое оруденение этих интрузий. Выделяются сегрегационный, фузивный и эпимагматический типы руд. Сегрегационные руды проявляются в виде шлиров и прослоев сплошных и богатых вкрапленных руд, приуроченных к оливиновым габбро, габбро-норитам и пироксенитам, а в Гремяхе-Вырмес — и к гортонолититам. Главный компонент руд — кумулюсный титаномагнетит, содержащий пластинки ильменита в структурах распада твердых растворов, а также ильменит, который появляется в щелочных габброидах.

К фузивным и эпимагматическим месторождениям отнесены пластовые и жильные тела сплошных ильменит-титаномагнетитовых руд в массиве Гремяха-Вырмес, развитые среди щелочных габброидов. Рудные минералы здесь представлены титаномагнетитом и ильменитом при некотором преобладании первого. Отмечаются сульфиды: пирротин, реже халькопирит, пентландит, пирит. Иногда наблюдаются жилы и гнезда рудных габбро-пегматитов, где среди рудных компонентов преобладает ильменит. Аналогичные типы ильменит-титаномагнетитовых месторождений характерны и для фанерозойских сиенит-габбровых интрузий [3].

Таким образом, в отличие от интрузивов основных и ультраосновных пород рассмотренные массивы характеризуются титаномагнетитовой и ильменит-титаномагнетитовой минерализацией.

Оруденение массивов щелочных пород. Металлогеническая специализация интрузий нефелиновых сиенитов рассмотрена на примере Ловозерского и Хибинского массивов.

Титано-ниобиевая минерализация характерна для дифференцированного комплекса Ловозерского массива. Рудными фазами

здесь являются кумулятивные лопарит и эвдиалит. Они приурочены к самой верхней части ритмов, концентрируясь между кровлей луавритов и подошвой уртитов, что обусловлено накоплением редкоземельных элементов в остаточном расплаве. Л. Н. Когарко [15] допускает аккумулятивное происхождение этих месторождений за счет гравитационной дифференциации лопарита и эвдиалита. В уртитовых горизонтах иногда концентрируется апатит.

Последний тип минерализации особенно характерен для соседнего с Ловозерским Хибинского щелочного массива. Согласно А. А. Кухаренко и др. [22], здесь выделяются две группы месторождений: 1) приуроченные к комплексу ийолит-уртитов, образующие прерывистую дугу вдоль контакта комплекса с рифорритами и 2) сравнительно небольшие жильобразные тела среди рифорритов. Месторождения первого типа представляют собой тела анизотропного строения, в которых нижняя зона образована массивным уртитом (кумуляс — нефелин), средняя (бедные руды) — нефелином, пироксеном и апатитом и верхняя (богатые руды) — на 60—90 % образована идиоморфными кристаллами апатита. Для руд второго типа допускается метасоматический генезис, хотя фузивное происхождение представляется более вероятным.

Оруденение интрузивов основных и средних пород (анортозитов — мангеритов). Здесь известны преимущественно титаномагнетитовые руды, локализованные в анортозитовой части разреза. Типичным представителем подобного рода месторождений является Санфорд-Лейк, связанное с Адирондакским массивом (США). Здесь известны два типа титаномагнетитовых месторождений. Первый из них — «анортозитовые руды» — залегает в виде линз и прослоев в анортозитах. Рудные тела состоят главным образом из кумулятивного титаномагнетита (до 70—80 % объема) и силикатных минералов, из которых преобладает плагиоклаз (10—15 %). Второй тип — «габбровые руды» — представляет собой титаномагнетит — плагиоклаз — пироксеновый кумулат. Мощность таких прослоев колеблется от долей сантиметра до первых метров. Контакты выражаются как четкими поверхностями раздела между рудой и габбро, так и постепенными переходами. Содержание титаномагнетита в этих рудах обычно ниже, порядка 60 %.

В Джугджурском анортозитовом массиве на Дальнем Востоке обнаружен новый тип оруденения — апатит-ильменит-титаномагнетитовый. Рудные тела в большинстве случаев представляют собой жильные образования с секущими контактами, залегающие в виде согласных с расслоенностью или секущих ее под разными углами тел. Главные компоненты руд содержатся в составе интерстициального материала вмещающих габбро-норит-анортозитов.

По характеру оруденения массивы анортозитов — гранитов рапакиви близки к предыдущим: для габброидов и ультрабазитов характерны высокие содержания апатита, ильменита и титаномагнетита, как правило, входящих в состав интерстициального материала и обогащающих жильную фазу (рудные габбро-нориты). В Салминском массиве содержания ($\%$) TiO_2 в мезократовых

норитах достигают 5,8—6,2, а в ультрабазитах Коростенского плутона—еще выше, до 10,0—10,8. При этом содержания апатита достигают 1—4,5, ильменита — 20—25, титаномагнетита — до 10, так что подобные разновидности пород могут рассматриваться как комплексные руды на железо, фосфор и титан [1]. Граниты рапакиви характеризуются повышенными содержаниями олова, цинка и свинца, однако рудных концентраций в них не отмечалось. Тем не менее с массивами связаны оловянно-полиметаллические месторождения скарнового типа.

Некоторые вопросы генезиса магматических рудных месторождений. Каждый тип расслоенных массивов обладает своей четко выраженной рудной минерализацией, и из этого следует, что характер оруденения интрузивов в первую очередь определялся химизмом их исходных расплавов. Достаточно четко устанавливаются следующие связи:

а) производные толентовых расплавов характеризуются сульфидным медно-никелевым, платиновым, хромитовым и ванадиево-титаномагнетитовым оруденением (Бушвельд, Мончетундра, Стиллуотер и др.);

б) производные субщелочных базальтов характеризуются ильменит-титаномагнетитовым оруденением (Гремяха-Вырмес, Елетьозеро, Кизирский и др.);

в) производные фанолитов характеризуются редкометальным, редкоземельным и апатитовым оруденением (Ловозерский, Хибинский, Илимаусакский и др.);

г) производные андезитов и дацито-липаритов характеризуются титаномагнетитовым и комплексным апатит-ильменит-титаномагнетитовым оруденением (Адирондакский, Джугджурский, Салминский, Коростенский и др.).

Наиболее характерная особенность оруденения интрузивов — строгая локализация по разрезу, приуроченность к определенным парагенезисам вмещающих силикатных пород. При этом рудные минералы могут входить в состав минералов кумулуса или являться составной частью интеркумулусного материала. Примером рудных месторождений первого типа могут служить прослой хромитов в массивах Бушвельд, Стиллуотер, прослой титаномагнетитовых руд в Бушвельде и во многих сиенит-габброндных массивах и т. д. Пример второго типа — вкрапленные медно-никелевые сульфиды в ультрамафитовых слоях, являющиеся составной частью интеркумулусного материала, или ильменит-титаномагнетитовые руды в габбро-анортозитах.

Месторождения с кумулузной рудной фазой образованы минералами, кристаллизовавшимися из главного объема расплава. В изученных интрузиях это главным образом минералы группы шпинели — хромит и титаномагнетит. В щелочных интрузивах к этому типу относятся месторождения апатита и эвдиалита [15].

Как было показано выше, шпинели представляют собой одну из главных разновидностей породообразующих минералов интрузивов.

зиков основных и ультраосновных пород. Здесь наблюдается два минерала этой группы: хромит и титаномагнетит, в значительной мере являющиеся антагонистами. При этом хромит отмечается только в нижних, высокотемпературных, частях массивов, происшедших при кристаллизации толентовых расплавов. Титаномагнетит распространен главным образом в верхних частях их разреза, а в продуктах кристаллизации щелочных базальтов, андезито-базальтов и андезитов он является единственным рудным минералом.

Эти руды характеризуются теми же особенностями, что и слои силикатных минералов. Они исключительно выдержаны по простиранию, что в значительной мере облегчает их разведку и подсчет запасов. В случае, если рудный минерал является единственным минералом кумулуса, он может подвергаться адкумулятному возрастанию с появлением практически сплошных мономинеральных руд. По направлению к периферии, у контакта с образованиями краевой группы, качество руд снижается за счет появления существенного количества интерстициального силикатного материала, что, как указывалось выше, характерно для участков бокового выклинивания слоев.

Пространственное распределение шпинелидов имеет более сложную закономерности, чем у силикатных минералов. С одной стороны, они, как и все остальные минералы, подчиняются общей закономерности изменения состава, снизу вверх по разрезу обогащаясь низкотемпературными составляющими и участвуя в общем переслаивании пород. Но, с другой стороны, наряду со случаями, когда слои хромититов занимают определенное положение в разрезе ритмов, как в Стиллутерском, Шельтингском и Маскокском массивах, наблюдается незакономерное распределение хромититовых прослоев в разрезе серии, например в Критической зоне Бушвельда. При этом следует подчеркнуть, что во всех случаях хромититовые слои распространены только среди пород, содержащих кумулятивный хромит.

Характер распределения минералов группы шпинели, наблюдаемый в Бушвельдском массиве, требует привлечь еще один фактор, к которому наиболее чувствительны рассматриваемые минералы, а именно — флюидный режим расплава и, главным образом, фугитивность кислорода.

Как следует из экспериментальных работ Е. Осборна, Г. Иодера, К. Тилли, Р. Хилла и П. Редера и других исследователей, фугитивность кислорода очень эффективно воздействует на время появления, количество и фазовый состав минералов группы шпинели, стимулируя как повышение железистости шпинелевой фазы, так и способствуя увеличению ее количества. При этом возрастание f_{O_2} различным образом влияет на температуру кристаллизации силикатных минералов, например пироксена и плагиоклаза, что может приводить к появлению шпинелевых горизонтов.

Известно, что в процессе кристаллизации базальтовых расплавов существует полная серия твердых растворов шпинели — от вы-

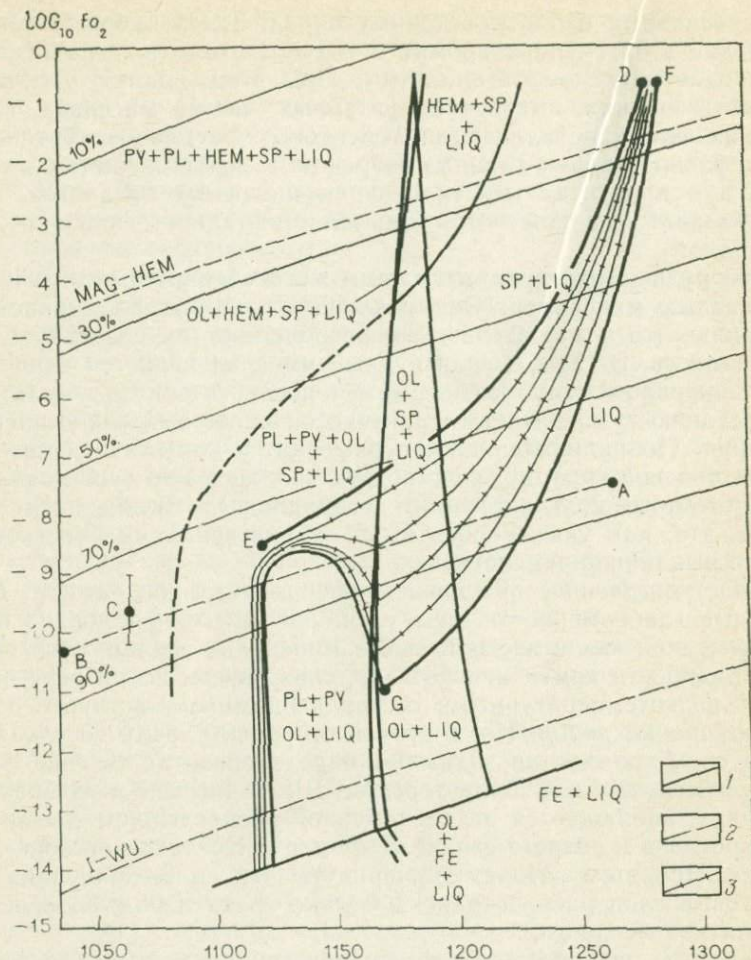


Рис. 42. Кристаллизация шпинели из базальтового расплава в условиях различной фугитивности кислорода. По А. Хиллу и П. Редеру [47]:

1 — молярные проценты общего железа FeO; 2 — магнетит-гематитовый и железо-вюститовый буферы; 3 — относительное возрастание количества шпинели; А—В — последовательность кристаллизации в интрузивах основных и ультраосновных пород; С — фугитивность кислорода, замеренная в базальтах лавового озера вул. Килауэа; D—E — ликвидус шпинели при минимальном — D—E и максимальном F—G содержании хрома в расплаве

сокотемпературного хромита до сравнительно низкотемпературного титаномагнетита. Однако, по данным Р. Хилла и П. Редера, при умеренной фугитивности кислорода ($\log f_{O_2}$ от $-8,5$ до $-11,0$) между кристаллизацией хромита и титаномагнетита наблюдается значительный разрыв (рис. 42). Согласно данным этих исследователей, низкое содержание хромита в базальтовом расплаве (порядка 160 ppm) обуславливает его быстрый расход в процессе кристаллизации, который усиливается при одновременном выделении кли-

нопироксена — второго концентратора хрома после хромита. Начало выделения клинопироксена быстро сокращает количество Cr_2O_3 в расплаве, и дальнейшая кристаллизация хромита прекращается. О реальности процесса взаимодействия хромовой шпинели, клинопироксена и жидкости свидетельствуют значительные концентрации хрома ($\geq 1\%$) в интерстициальном клинопироксене ультрамафитов массивов Стиллуотер и Мончегорский [38], а также отсутствие хромитов среди существенно клинопироксеновых пород. Это делает подобную трактовку перерыва в кристаллизации шпинели весьма вероятной.

При дальнейшем снижении температуры в процессе фракционной кристаллизации расплав обогащается железом вплоть до возникновения концентраций, когда становится возможной кристаллизация железистой шпинели — титаномагнетита. К этому же результату должно приводить повышение фугитивности кислорода, вызывающее повышение активности окисного железа, играющего более важную роль в стабилизации шпинели, чем незначительное содержание хрома.

Эти данные полностью согласуются с результатами изучения шпинелевой рудной минерализации в разрезе массивов, происшедших при кристаллизации толентовых базальтов. Наличие хромита в нижних, высокотемпературных, частях разреза и титаномагнетита — в верхних, низкотемпературных, при значительном перерыве между ними соответствует модели Хилла — Редера и свидетельствует о том, что $\log_{10}f_{\text{O}_2}$ в исходном расплаве не превышало $-8,5$.

В отличие от массивов Стиллуотер, Маскокк и других в Бушвельдском интрузиве хромит в виде прослоев встречается в связи с бронзититами, норитами и анортозитами в Критической зоне на более позднем этапе кристаллизации расплава, но также предшествуя выделению клинопироксена. По-видимому, это может свидетельствовать о том, что содержание хрома в исходном расплаве было сравнительно высоким, а воды (основного окислителя в магматических расплавах) — низким. Это должно было тормозить массовую кристаллизацию хромита на ранних стадиях затвердевания интрузии. Однако по мере кристаллизации количество воды в расплаве должно было возрастать и с какого-то момента достичь такой величины, когда становится возможной массовая кристаллизация хромита. Появление хромитов в форме незакономерной серии слоев в ассоциации с разными силикатными минералами, очевидно, свидетельствует о том, что такие условия достигались не во всем объеме расплава, а только в пределах диффузионной зоны, поскольку коэффициенты диффузии главных компонентов расплава существенно отличаются от коэффициента диффузии воды. Поэтому повторное насыщение водой диффузного слоя могло по времени и не совпадать с моментом смены минеральных ассоциаций.

Хромит в разрезе Бушвельдского массива последний раз отмечается в горизонте Меренского, затем следует длительный перерыв, после чего в верхней части разреза Главной зоны шпинель

возникает уже в качестве кумулятивного титаномагнетита. При этом следует отметить, что в интеркумулусной фазе титаномагнетит появляется в породах задолго до этого, что фиксируется, в частности, по развитию титаномагнетитовых жил и «карманов», однако в главном объеме расплава соответствующие условия реализовались лишь в конце формирования Главной зоны.

В продуктах кристаллизации щелочных базальтов хромит отсутствует. Очевидно, это связано как с более низкой концентрацией хрома в этих расплавах, так и повышенной фугитивностью кислорода, характерной, как уже указывалось, для расплавов повышенной щелочности. Оба фактора должны были способствовать преимущественной кристаллизации титаномагнетита.

Наиболее типичным примером месторождений с интеркумулусной рудной фазой является сульфидное медно-никелевое оруденение интрузий основных и ультраосновных пород. Как указывалось, характерной особенностью этого типа оруденения является строгая зависимость состава сульфидной минерализации от состава минералов кумулула пород-хозяев.

Рассмотрим характер сульфидной минерализации интрузива Маскокк (см. рис. 33). Парагенезис пентландита и пирротина (зона I) развит главным образом в дунитах, пирротина, пентландита и халькопирита (зона II) — в перидотитах и пироксенитах, выше к ним присоединяется кубанит (зона III), и в зоне IV, переходной к верхней краевой группе и сложенной габбро и вебстеритами, пентландит исчезает. Судя по текстурным наблюдениям, сульфиды этих зон кристаллизовались из несмешивающейся жидкости — моносulfида $(\text{Fe, Ni})_{1-x}\text{S}$. Согласно данным Г. Куллеруда [18], кристаллизация моносulfида происходит при 1100 °C, а его распад на пирротин и пентландит — при 863 °C. Очевидно, здесь в твердом растворе присутствовал и халькопирит, доля которого, судя по экспериментальным данным, не должна превышать 4—5%. Низкая растворимость халькопирита в моносulfиде привела к его накоплению на последующих стадиях кристаллизации массива (зоны IV—VII). Кубанит нестабилен при температурах выше 440 °C и должен был выделяться из твердого раствора халькопирита.

Широкое развитие сульфидных парагенезисов и отсутствие первичного магнетита в главном объеме интрузива (зоны I—IV) свидетельствуют о весьма низком окислительном потенциале расплава на данной стадии его кристаллизации. Однако, начиная с зоны V, сульфиды образуют равновесную ассоциацию с магнетитом и ильменитом, а с VII — пирротин неустойчив и в равновесии с магнетитом остается только пирит. Таким образом, судя по парагенезисам рудных минералов, окислительный потенциал расплава, низкий на ранних стадиях кристаллизации, существенно возрастал в процессе затвердевания, приводя к формированию окисных минералов на заключительных стадиях.

Установленное на примере окисных и сульфидных рудных фаз систематическое повышение окислительного потенциала, очевидно,

связано с повышением парциального давления воды в процессе затвердевания. Согласно Е. Осборну [53], вода при высоких температурах диссоциирует согласно уравнению $2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 2\text{H}_2 + \text{O}_2$ и является главным фактором, контролирующим окислительный потенциал магматических расплавов. Ввиду того что минеральные фазы основных и ультраосновных пород практически безводны, количество воды в процессе затвердевания должно постоянно возрастать, соответственно приводя к изменению окислительных свойств расплава и смене парагенезисов рудных минералов. Простые расчеты показывают, что при содержании воды в исходном расплаве порядка 2 % оно достигнет 6—3 % после затвердевания половины объема интрузии, а к концу затвердевания может возрасти более чем на порядок.

Внешние зоны интрузии Маскок (VI—VIII) характеризуются структурами замещения силикатов сульфидами, которые, по мнению Дж. Чемберлена [44], выделялись не из несмешивающейся жидкости, а путем реакции обогащенной летучими остаточной жидкости с ранее выделившимися силикатами. Это согласуется с характером парагенезиса пирит — пирротин — магнетит, стабильного только при температурах ниже 675 °С.

Аналогичный характер изменения парагенезисов рудных минералов устанавливается и в Бушвельдском массиве [51]. Послойное изучение парагенезисов вкрапленных сульфидов выявило такую же четкую локализацию в связи с определенными минералами кумулуса пород-хозяев. Так, оливин-шпинелевые и оливин-шпинель-ортопироксеновые кумулаты характеризуются наличием пирротин-пентландитовой минерализации, пироксениты — преимущественно пирротиновой, нориты и габбро-нориты — пирротин-халькопиритовой и анортозиты — преимущественно халькопиритовой (которая играет подчиненную роль по сравнению с типичной для этих пород магнетитовой минерализацией). С халькопиритом в небольших количествах нередко ассоциируются сфалерит, а также платиноиды. Характер связи сульфидных парагенезисов с парагенезисами кумулатов пород-хозяев сохраняется даже в случае тонкого ритмичного переслаивания. Более того, отношение Ni/Cu в сульфидах систематически меняется с его изменением во вмещающих силикатах.

Таким образом, как и в случае кумулусных рудных фаз, интеркумулусная рудная минерализация подчиняется общим закономерностям процесса кристаллизации расплава в условиях магматической камеры, характеризуясь закономерным изменением состава рудных минералов по разрезу массивов.

Металлогеническая специализация интрузии и режим летучих компонентов. В настоящее время выделяются два главных типа дифференциации базальтовых магм, приводящие к различному оруденению интрузивов. Первый тип характеризуется накоплением SiO_2 и щелочей при умеренном возрастании содержания железа. Ввиду соответствия этого пути схеме Н. Боуэна он называется «боуэновским», или «бушвельдским». Второй тип характеризуется

интенсивным накоплением железа и титана в поздних дифференциатах и выделяется в качестве «феннеровского», поскольку был впервые описан Ф. Феннером, или «скаергаардского», где он проявлен достаточно наглядно. Считалось, что различие в путях дифференциации интрузии приводит к различиям их металлогенической специализации — если интрузии первого типа характеризуются сульфидным медно-никелевым оруденением, то второго — магнетитовым.

После работ Е. Осборна [53] эти особенности дифференциации стали связывать с водным режимом в процессе кристаллизации базальтового расплава. Предполагалось, что в случае высокой водонасыщенности исходного расплава вода, как сильный окислитель, приводит к постоянному выведению из расплава железа в форме магнетита, благодаря чему в продуктах поздней кристаллизации железа сравнительно мало и может накапливаться гранитный остаток. И наоборот, дефицит воды в расплаве приводит к тому, что значительная часть железа накапливается в остаточном расплаве.

Однако изучение интрузивов, развивающихся по «боуэновскому», или «бушвельдскому», пути, не очень согласуется с этой точкой зрения. В том же Бушвельдском массиве на поздних стадиях кристаллизации в верхних частях разреза появляется магнетит, причем в количествах, достаточных для отнесения массива к «скаергаардскому» типу. В нижних же частях интрузий развиты такие минералы, как хромит и сульфиды пентландит-пирротинового ряда, требующие для своего формирования, как указывалось выше, крайне низкой окисленности и, следовательно, водонасыщенности расплава. Вместе с тем по мере кристаллизации, судя по парагенезисам рудных минералов, окисленность среды возрастает вплоть до появления значительных количеств титаномагнетита в верхних частях таких интрузий, как Бушвельд, Маскоккс и др., из чего следует, что в ряде случаев представления о развитии интрузива по тому или другому пути могут базироваться на отсутствии данных о полном разрезе массива.

Наиболее широкое развитие окисные рудные фазы при подчиненной роли сульфидов получают в интрузивах, происшедших при кристаллизации щелочных базальтов, андезито-базальтов и андезитов. Общей особенностью этих расплавов является их сравнительно высокая щелочность: сумма щелочей составляет 4—5 против 2—3% в толеитах. Возможно, что именно это обстоятельство определяет разницу в характере оруденения интрузий, поскольку, как показали эксперименты Л. Н. Когарко [15] и расчеты Д. С. Коржинского [17], увеличение щелочности расплава существенно меняет константы равновесия с ним летучих компонентов. В частности, повышение щелочности препятствует образованию сульфидной минерализации халькофильных металлов, приводя к их рассеиванию в пороодообразующих и акцессорных силикатах и алюмосиликатах. Кроме того, оно способствует увеличению растворимости летучих компонентов, в том числе и воды, в

расплаве, снижая величину их фугитивности в газовой фазе. В результате расплав становится более окисленным, в то время как равновесная газовая фаза имеет восстановительный характер. Поскольку количество воды в природных расплавах, в том числе и щелочных, обычно не превышает 2—3% [16, 31], такое объяснение высокой окисленности рудной фазы в соответствующих массивах представляется весьма вероятным. Вместе с тем модель Е. Осборна, по-видимому, достаточно корректно объясняет характер оруденения образований известково-щелочной серии, которые изначально характеризовались повышенной водонасыщенностью. Повсеместное присутствие апатита в рудах анортозит-мангеритовых и анортозитов — гранитов рапакиви массивов, очевидно, свидетельствует о том, что в составе флюидной фазы здесь существенную роль играли фосфор и хлор.

Таким образом, характер металлогенической эволюции магматических расплавов основного и среднего состава в условиях интрузивных камер зависит не только от водонасыщенности исходного расплава, но и от его состава и, главным образом, содержания щелочей. Толентовые базальты характеризуются наиболее низким окислительным потенциалом по сравнению со всеми другими типами природных расплавов. Именно это обстоятельство способствует развитию в связи с ними хромитового и сульфидного медно-никелевого оруденения, отсутствующих в других типах интрузивов. Возникновение окисной рудной минерализации здесь возможно только на поздних стадиях кристаллизации в связи с накоплением в расплаве воды и щелочей. В других типах расплавов эти компоненты, особенно щелочи, изначально присутствуют в более высоких количествах. Поэтому окисные титаномagnetитовое и ильменит-титаномagnetитовое оруденения являются сквозными и отсутствуют только в собственно щелочных породах, где из-за высокой окисленности расплава железо связывается в эгирине, а титан — в сфене.

ВЫВОДЫ

Наиболее типичными месторождениями магматических месторождений являются расслоенные интрузивы; рудные минералы в них подчиняются тем же закономерностям, что и силикаты; они концентрируются в определенных слоях, образуя раннемагматический (аккумулятивный) тип месторождений, или обогащают жильные дериваты — формируя позднемагматический (фузивный) тип месторождений. В первом случае рудные минералы в качестве самостоятельной кумулятивной фазы выделялись из главного объема расплава (месторождения хромита, титаномagnetита, апатита и др.). Во втором случае формирование руд происходило за счет интерстициального материала. Это главным образом сульфидные медно-никелевые руды, меньше — титаномagnetитовые.

Интрузивы основных и ультраосновных пород характеризуются месторождениями сульфидных медно-никелевых руд, платины,

хромита, титаномагнетита (часто ванадистого). Эти месторождения строго локализованы по разрезу массивов, закономерно сменяя друг друга от сульфидных и хромитовых внизу к титаномагнетитовым — вверху. При этом промышленные месторождения в каждом конкретном массиве могут быть представлены каким-либо одним типом, как в Стиллаутере или Мончетундре, и только в некоторых случаях — все совместно, как, например, в Бушвелде.

Интрузии основных и щелочных пород характеризуются ильменит-титаномагнетитовым оруденением обоих типов в основных и ультраосновных породах и слабо проявленным редкометальным — в щелочных породах.

Анортозит-мангеритовые и анортозит-рапакиви гранитные интрузивы характеризуются титаномагнетитовым и ильменит-апатит-титаномагнетитовым оруденением, а щелочные интрузии натрового ряда — редкометальной и апатитовой минерализацией обоих типов.

Наблюдается устойчивая взаимосвязь характера рудной минерализации с вмещающими магматическими породами, что справедливо как для рудных тел, входящих в состав расслоенных серий, так и для жильных образований. При этом обращает на себя внимание значительное сходство окисного существенно титаномагнетитового оруденения в первых трех группах интрузий, их связь с породами габбрового и анортозитового состава.

Рудные минералы являются чутким индикатором степени окисленности расплава. Наиболее низкими исходными параметрами в этом отношении характеризуются толеновые базальты, затем идут оливиновые толениты, щелочные базальты и андезиты, и наиболее окислены агпантовые щелочные породы. Возрастание окисленности пород связывается как с повышением водонасыщенности, так и щелочности расплавов.

Петрология изверженных горных пород как теория макропроцессов, рассматривающая развитие сложных систем без отрыва от конкретного механизма реализации физико-химических процессов в магматических телах, делает первые шаги. Многочисленные попытки решения петрологических проблем на базе молекулярно-минералогических исследований не привели к созданию единой теории магматических процессов, поскольку оперировали на минеральном уровне организации вещества, который играет хотя и важную, но все же подчиненную роль в развитии сложных магматических систем.

Из-за отсутствия четких представлений о том, каковы особенности физико-химических явлений на уровне макропроцессов, в петрологии по традиции основное внимание уделяется обсуждению процессов и эффектов, которые могли бы иметь место при кристаллизации магматических расплавов (например, моделей филтратпрессинга, ликвации, гибридизма, смещения магм и т. д.). По-видимому, более правильной была бы другая постановка вопроса — в первую очередь изучать явления, без которых не может происходить становление тел магматических горных пород, т. е. круг вопросов, связанных с необратимым переходом расплава из жидкого состояния в твердое, с процессами кристаллизации, поскольку в этом состоит специфика магматизма. Именно в момент формирования кристаллического строения интрузивов (магматических очагов) происходят все петрологически важные явления, связанные с процессами дифференциации магм. Их следы запечатлены в структурах и текстурах пород, и без учета и анализа этих материалов все остальные рассуждения становятся в значительной мере беспредметными. Только расшифровка этих следов на основе детальных структурно-текстурных исследований конкретных интрузивов может помочь справиться с потоком предположений, буквально захлестывающих петрологическую литературу, свести их до разумных пределов, позволяющих вести целеустремленные исследования.

Представляется важным в заключительной части работы¹ обсудить три главных аспекта проблемы петрологии магматических горных пород: 1) формирование кристаллического строения магматических образований; 2) реализацию физико-химических явлений в процессе их становления; 3) идентификацию глубинных аналогов эффузивных серий.

¹ Написана при участии О. А. Богатикова.

Кристаллизация тел магматических горных пород.

Как было показано выше, процесс затвердевания крупных плутонов имеет направленный характер и в обязательном порядке сопровождается кристаллизационной дифференциацией расплавов, и именно эта дифференциация является ведущим фактором крупномасштабной эволюции магм в природе. Здесь же следует подчеркнуть, что наличие ликвации в системе существенно не влияет на характер процесса их затвердевания, поскольку ликвация подчиняется тем же температурным зависимостям, что и кристаллизация; она должна иметь фронтальный характер и по всей вероятности идет одновременно с кристаллизацией.

Очевидно, что в более мелких телах — силлах, дайках, лавовых потоках и т. д. затвердевание идет иначе. Это связано главным образом с высокими скоростями их охлаждения. Изотермы здесь движутся настолько быстро, что рост кристаллов не успевает за их перемещением, и в результате кристаллизации имеет объемный, а не фронтальный, как в крупных интрузивах, характер. Соответственно меняется и характер распределения вещества — тела имеют значительно более однородный состав, и ликвидусные фазы в виде минералов-вкрапленников довольно равномерно распределены в объеме. В итоге лавовые потоки с небольшими допущениями можно рассматривать как стекловатые аналоги расплавов, излившихся из жерла вулканов, в отличие от кумулатов интрузивных пород, состав которых обычно значительно отличается от исходных расплавов. Таким образом, организация вещества в телах магматических горных пород сильно зависит от конкретного механизма их становления и различна для крупных интрузивов и небольших маломощных тел.

Обращает на себя внимание, что парагенезисы минералов-вкрапленников в дифференцированных лавовых сериях часто соответствуют парагенезисам кумулятивных фаз в расслоенных интрузивах, происшедших при кристаллизации тех же типов расплавов. Более того, аналогичные кумулаты часто встречаются в виде ксенолитов в лавах. Из этого, очевидно, можно сделать два вывода. Во-первых, рассматриваемые горные породы произошли из одних и тех же расплавов, но механизм их формирования был различен. Во-вторых, возникновение дифференцированных лавовых серий, по-видимому, связано с эволюцией магмы в глубинных промежуточных очагах вулканов, представляющих собой затвердевающие интрузивы, часть магмы из которых периодически поступает на поверхность.

Основным выводом, вытекающим из проведенного анализа, является заключение о принципиально различном механизме организации вещественного состава в пределах интрузивных и эффузивных комплексов. Первые представляют собой серии твердых фаз (кумулятов), последовательно выделявшихся в процессе кристаллизации исходного расплава, а вторые — серию жидких фракционатов, возникающую при этом. Соответственно различна и петрологическая информативность химических составов интрузивных

и эффузивных горных пород — первые отражают суммарный состав твердых фаз, существенно отличающийся от химизма сосуществующего с ним расплава, в то время как вторые отражают именно этот состав, а совокупность проб по вулканической серии описывает эволюцию главного объема расплава в магматической камере.

Наблюдается достаточно строгое соответствие строения реальных интрузивов с теоретически ожидаемым. Изучение химизма их зон закалок, средневзвешенных составов массивов и парагенезисов слагающих их пород свидетельствует о том, что их исходные расплавы отвечают химизму наиболее распространенных типов расплавов эффузивных серий, но кристаллизовавшихся в условиях глубинных магматических камер. Это открывает возможность для идентификации глубинных аналогов эффузивных серий, т. е. тех порций магматических расплавов, которые, возникая в мантии, в процессе движения к земной поверхности частично «застревают» по пути в форме интрузивных тел.

Очевидно, что наиболее близким к идеальному является строение массивов консолидированных участков земной коры. Они часто имеют воронкообразную форму и автономную по отношению к контактам внутреннюю структуру, внедрялись в зоны растяжения и формировались в условиях жесткой рамы, т. е. кристаллизовались практически в идеальных условиях. Однако это далеко не всегда так — в настоящее время выявлено довольно много массивов, внедрившихся в зоны сжатия и формировавшихся одновременно с деформациями в раме, складчатыми или разрывными.

Наиболее частые отклонения от идеальности связаны главным образом с подвижками в раме интрузивов, приводящими к некоторым изменениям формы магматических камер и появлению локальных интрузивных соотношений главного объема расплава с уже затвердевшими частями интрузивов. Такие соотношения сейчас обычно квалифицируются как свидетельство многофазного внедрения расплава из гипотетического глубинного очага. Вместе с тем, структурный план интрузивов в большинстве случаев сохраняется, породы связаны промежуточными разновидностями, имеют закономерное положение в пространстве и сменяют друг друга в определенной последовательности, как это, например, устанавливается в массивах анортозитов — гранитов рапакиви, считающихся классическим примером многофазных интрузивов, но, возможно, являющихся крупными расслоенными интрузивами, формировавшимися в условиях не очень спокойной рамы.

Как правило, обращение к многофазности ничего не объясняет, поскольку глубинный очаг — такой же будущий интрузив, только расположенный глубже, и ожидать там каких-то необычных процессов нет никаких оснований. С этих позиций неоправданное обращение к многофазности просто свидетельствует о попытках уклониться от расшифровки реального хода становления интрузивов, удалив процессы дифференциации в неведомый глубинный очаг.

Еще более трудный случай представляют собой синкинематические интрузивы, внедрившиеся вдоль шовных зон глубинных разломов, часто имеющих характер надвигов. Они широко развиты среди докембрийских подвижных зон. Это обычно пластинообразные тела с конформной внутренней структурой, интенсивно перекристаллизованные, рассланцованные и деформированные совместно с вмещающими их породами. По этой причине их часто принимают за прослой метасадков или продукты метаморфической или метасоматической дифференциации. Однако детальные петрологические исследования таких объектов, в частности, анортозитовых ассоциаций докембрия, с применением методов структурно-метаморфического анализа, свидетельствуют о том, что эти массивы представляют собой интрузивы, подвергшиеся рассланцеванию и перекристаллизации сразу же после своего затвердевания в условиях субсолидуса в процессе продолжающихся движений по разлому. Процессы дифференциации в этих интрузивах идут таким же образом, как и в других плутонах, поскольку до тех пор, пока существует главный объем расплава, конвективные явления должны обеспечивать его направленное затвердевание.

Таким образом, изучение процессов формирования интрузивов с учетом реальных геодинамических обстановок их становления, внутриинтрузивной тектоники, является весьма важной задачей, поскольку представляет собой фундамент для любых дальнейших исследований магматических горных пород, в том числе и эффузивных серий.

В этой связи представляет интерес существование как дифференцированных, так и недифференцированных лавовых серий. Недифференцированные серии обычно связаны с крупными ареальными или вытянутыми зонами трещинных излияний, в то время как дифференцированные — с вулканами центрального типа. Первые развиваются в мощных зонах растяжения типа начальных стадий развития рифтовых зон или конструктивных границ плит (зон спрединга в широком смысле), когда расплав практически непосредственно поступает из области магмообразования на поверхность. Вторые — с более консолидированной корой, когда расплав вначале поступает в промежуточные глубинные очаги и только потом — на дневную поверхность.

Из всего сказанного, очевидно, следует, что причина разнообразия магматических горных пород в значительной мере связана с процессами их кристаллизационной дифференциации в промежуточных магматических очагах (интрузивах). И именно эти процессы должны стать объектом первостепенного внимания современной физико-химической петрологии.

Физико-химические исследования. Как уже указывалось, подавляющая часть экспериментальных исследований и теоретических расчетов выполнена для простейших двух- и трехкомпонентных систем с фиксированным составом фаз. И это не случайно, поскольку строгий физико-химический анализ в настоящее время может быть проведен только для таких систем. Подобные работы

сыграли революционную роль в развитии минералогии, позволив установить главные закономерности минералообразования. Однако многочисленные попытки прямо перенести эти закономерности на процессы кристаллизации таких сложных систем, как реальные магмы, не привели и вряд ли могут привести к существенным результатам именно ввиду сложности последних.

Представляется целесообразным и в данном случае поставить вопрос в иной плоскости, а именно, положив в основу геологические и петрографические материалы о реальной кристаллизации магм. Наиболее перспективными объектами для этой цели могут служить рассмотренные выше расслоенные интрузивы. Совместное исследование процессов реального минералообразования и частных экспериментальных данных позволило прийти к выводу, что наиболее полно процесс кристаллизации в настоящее время может быть описан с помощью обобщенных систем, где в качестве независимых переменных используются твердые растворы. Такой подход особенно важен для перехода физико-химической петрологии к исследованию магматических комплексов на уровне серий горных пород. Как известно, монопородные комплексы редки; как правило, они представляют собой ассоциации пород разного состава — основных и ультраосновных, основных, средних и кислых, ультраосновных, основных и щелочных и т. д. Исследование таких ассоциаций с помощью простейших систем просто невозможно, хотя бы потому, что их грани являются термальными барьерами. В природе же, как показывает изучение реальных комплексов, этих барьеров значительно меньше, и расплавы в процессе эволюции часто свободно переходят из одной системы в другую.

Это прекрасно видно как на примере расслоенных интрузивов разного вещественного состава, так и дифференцированных эффузивных серий, которые, в свою очередь, подразделяются на бимодальные и унимодальные. Для первых характерно сравнительно слабое развитие пород среднего состава, в то время как для вторых именно на их долю приходится главный объем серий. Характерно, что эти типы серий развиты в разных геологических ситуациях — первые связаны главным образом с глобальными структурами растяжения — океаническими и континентальными рифтовыми областями, вторые, наоборот, с глобальными зонами сжатия вдоль деструктивных границ литосферных плит. В пределах подвижных (геосинклинальных) областей встречаются как те, так и другие типы серий, закономерно сменяя друг друга во времени и пространстве.

Имеющиеся данные позволяют считать, что решающую роль в появлении различий между трендами эволюции этих типов серий мог играть реально существующий ортопироксеновый физико-химический барьер между недосыщенными и пересыщенными SiO_2 составами. Он непреодолим для относительно сухих базальтовых расплавов, но легко преодолевается водонасыщенными расплавами известково-щелочной (андезитовой) серии. На этом основании

можно заключить, что в областях растяжения магмообразование происходит только за счет плавления относительно сухого мантийного материала, в то время как в областях сжатия в плавление вовлекаются и водонасыщенные породы, по-видимому, гидратированные образования океанического дна, попавшие в мантию по зонам Заварицкого-Беньофа. Таким образом, как бы намечается два различных пути магмообразования — за счет чисто мантийного материала и смеси мантийного и гидратированного корового. Вопрос требует дальнейшего изучения, но с обязательным учетом геодинамических условий магмообразования. Роль большинства остальных физико-химических барьеров, установленных для простейших систем, в петрогенезисе реальных магм весьма проблематична.

Однако явление бимодальности серий, по-видимому, скорее связано не с физико-химическими барьерами, а с ликвацией. Как было показано выше, в этом случае речь не может идти об обособлении крупных самостоятельных объемов разных расплавов в магматической камере, чего не в состоянии обеспечить ни один из известных физических законов. Можно ожидать лишь значительно более быстрых темпов эволюции расплавов на участках ликвации, благодаря чему промежуточные разновидности пород будут развиты слабо.

Еще один важный аспект проблемы ликвации — возможность связи с ним скачков трендов дифференциации с котектических кривых в объем кристаллизации минералов, выражающихся в появлении неожиданных минеральных ассоциаций типа пироксенитов или анортозитов, необъяснимых с позиций традиционных физико-химических представлений. Это явление связывается с появлением расплавов с разной температурой ликвидуса, что при существующем способе формирования кристаллического строения интрузивов должно привести к наблюдаемому смещению физико-химических равновесий.

Интрузивные аналоги эффузивных серий. Ведущим механизмом подъема базальтовой магмы с глубины ее генерации — 100—230 км — является плавучесть, обусловленная разницей в плотности между расплавом и суммарной плотностью вышележащих кристаллических пород земной коры и верхней мантии. Расчетные данные и результаты сейсмических исследований зон современного вулканизма свидетельствуют о том, что этот подъем осуществляется путем продвижения расплава в очень узких длинных магматических каналах, или колоннах, основания которых находятся на глубинах в десятки или сотни километров. Средний радиус таких колонн в астеносфере порядка 580 м и средняя скорость подъема магмы по ним порядка 160 см/год [31, 35].

Вязкость астеносферы, а затем и земной коры постепенно нарастает снизу вверх, что должно приводить к замедлению продвижения расплава. И если приток магмы сохраняется, то верхняя часть колонки должна расширяться при замедлении ее движения. Возникающее при этом избыточное давление должно для базаль-

товых расплавов составлять 0,03—0,2 МПа и реализовываться в нижних частях коры, на глубинах порядка 20—30 км (литостатическое давление — 0,6—0,9 МПа). Преимущественно на таких глубинах, согласно расчетным данным, базальтоидные магматические каналы должны расширяться, образуя крупные интрузии. Как видно из предыдущего изложения, большинство крупных расслоенных интрузивов базальтоидов кристаллизовалось именно в таких условиях.

Таким образом, в основании земной коры вулканической области на глубинах 20—30 км возникает зона магматических очагов. Часть магмы, содержащаяся в них, по трещинам и каналам достигает поверхности с образованием вулканов и гипабиссальных интрузивов, а остальное застывает в толще земной коры с образованием глубинных массивов. С этих позиций интрузивные образования могут рассматриваться как глубинные очаги вулканов, и изучение процессов становления и консолидации плутонов должно являться одним из методов исследования процессов эволюции магмы в очагах вулканов. Первые попытки такого анализа дали обнадеживающие результаты, позволив оценить состав исходных расплавов изученных комплексов и глубину формирования магматических очагов. Возможно, в дальнейшем удастся оценить, какие именно массивы являлись собственно магматическими очагами вулканов, т. е. сообщались с поверхностью, а какие были изолированы. В любом случае изучение интрузивных образований должно способствовать реконструкции глубинного строения древних вулканических областей и интерпретации данных по районам современного вулканизма.

Представляется интересным и важным на базе комплексного изучения синхронного по времени эффузивного и интрузивного магматизма создание карт магматических режимов мобильных поясов, где независимо от уровня эрозионного среза отдельных участков территории можно было бы оконтурить области развития того или другого типа магматических расплавов. Такие карты могли бы явиться основой для геодинамической увязки магматизма с другими эндогенными процессами (складчатых деформаций, метаморфизма), а также для металлогенического прогнозирования. Сопоставление этих данных позволило бы воссоздать картину состояния земных недр на разных уровнях — для однотипных расплавов, и смену этих режимов — для серии различных расплавов. Совершенно очевидно, что сейчас эта задача пока еще может быть только поставлена, поскольку имеющийся в наличии соответствующий геолого-петрологический материал как по магматическим образованиям, так и по деформациям и метаморфизму пород еще явно недостаточен.

Целесообразно выявление продуктов кристаллизации однотипных расплавов в разных по давлению условиях. Очевидно, что давление в первую очередь связано с нагрузкой вышележащих пород, а также со стрессовыми напряжениями, возникающими в процессе деформаций земной коры. Сейчас еще невозможно оце-

нить вклад каждого фактора, но, вероятно, ведущим является нагрузка вышележащих пород, т. е. глубина формирования массива. В этом случае, серия производных одного и того же расплава, кристаллизовавшихся в условиях разных давлений, будет характеризовать глубину эрозивного среза соответствующих участков земной коры. Такая последовательность серий может быть названа магматической фациальной серией.

Очевидно, что такую фациальную серию невозможно закартировать в пределах одной и той же геологической структуры, поскольку, если сохранились сами эффузивные серии, то их глубинные аппараты прямому наблюдению недоступны, а если, наоборот, они вскрыты, то все, что было над ними, уничтожено эрозией. Поэтому для воссоздания таких серий поневоле приходится привлекать материалы по разным регионам, используя данные по химизму зон закалок, отражающих состав исходных расплавов, и характеру парагенезисов выделявшихся из них минералов, которые в значительной мере зависели от величины давления в процессе становления интрузивов.

Такая работа была выполнена на примере расслоенных интрузивов, где реальные парагенезисы кумулятивных фаз сравнивались с теоретически ожидаемой последовательностью их выделения из соответствующих исходных расплавов на базе различных обобщенных систем при разных давлениях. Из этих данных следует, что для толентовых базальтов (базальт-риолитовая серия) такая последовательность выглядит следующим образом: базальт (дневная поверхность) → дунит-троктолит-габбровые массивы типа Скаергаардского и Довыренского (давление ниже 0,4—0,5 МПа) → дунит-троктолит-норитовые интрузивы типа Златогорского (давление 0,5—0,7 МПа) → дунит-гарцбургит-бронзитит-анортозит-норитовые массивы типа Мончетундровского, Стиллутерского, Бушвельдского (0,8—1,0 МПа). Дальнейшее продолжение ряда пока геологически не документировано; вероятно, это должны быть интрузии, образованные дунитами, шпиннелевыми лерцолитами и пироксенитами, а также габбро-норитами и гранатовыми пироксенитами типа массива Бени-Бушера в Марокко.

В случае значительного содержания в исходном расплаве нормативного клинопироксена может возникать ряд оливинит-верлит-пироксенит-габбровых интрузивов, таких, как Лысогорский и Маскокский, петрология которых в рассматриваемом плане изучена пока недостаточно.

Интрузивными аналогами субщелочных базальтов являются сиенит-габбровые массивы (верлит-клинопироксенит-троктолит-габбро-анортозит-сиенитовые) типа развитых в Алтае-Саянской области (при давлениях до 0,4—0,5 МПа) и оливинит-верлит-клинопироксенит-габбро-анортозит-нефелин-сиенитовые, такие, как Гремяха-Вырмес и Елетьозерский (при давлениях 0,6—0,8 МПа). Более глубинные аналоги таких базальтов не установлены (или еще не идентифицированы).

Интрузивными аналогами щелочных (фонолитовых) расплавов

являются массивы агпайтовых нефелиновых сиенитов типа Ловозерского и Хибинского. По ряду косвенных представлений они кристаллизовались на малых глубинах. Также с относительно небольшими глубинами связана кристаллизация массивов габбро-анортозитов—гранитов рапакви, происшедших за счет дацит-липаритовых расплавов. Огромные размеры тел, их приуроченность к заключительным стадиям орогенного этапа развития регионов позволяет думать, что эти массивы представляют собой магматические очаги крупных риолитовых плато, широко проявленных на этой стадии развития фанерозойских подвижных областей.

Докембрийские массивы анортозитов—мангеритов—интрузивные аналоги высокоглиноземистых базальтов и андезитов известково-щелочной серии, формировались в диаметрально противоположной геодинамической ситуации—в шовных зонах крупнейших региональных разломов, связанных с развитием древнейших субдукционных зон.

В настоящей книге были рассмотрены только некоторые, главным образом петрологические, аспекты криптовулканизма. Представляется, что дальнейшее развитие проблемы связано с уточнением объема магматических фациальных серий и исследованиями объемной геодинамики магматического процесса. Реальный магматический процесс настолько сложен, что в полном объеме практически не поддается экспериментальному моделированию, за исключением, как уже указывалось, задач минералогического уровня. Последние, вне сомнения, представляют собой очень важные составляющие в здании магматической петрологии, однако построить его невозможно без детальных полевых геологических исследований. Именно в тесной взаимосвязи полевой и экспериментальной петрологии видит автор будущее петрологии.

1. Анортозит-рапакивигранитная формация/Д. А. Великославинский, А. П. Биркис, О. А. Богатиков и др. Л., Наука, 1978, 293 с.
2. Бантова М. А., Левковский Р. З., Шарков Е. В. Геология, вещественный состав и возраст пород Салминского комплекса гранитов рапакиви и габбро-анортозитов. — Сов. геология, 1975, № 7, с. 74—86.
3. Баландин Г. Ф. Формирование кристаллического строения отливков. М., Машиностроение, 1973, 288 с.
4. Богатиков О. А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М., Наука, 1966, 240 с.
5. Боуэн Н. Эволюция изверженных пород. ОНТИ, 1934, 324 с.
6. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л., Недра, 1977, 247 с.
7. Дуденко Л. Н. Геохимические структуры эндогенных систем. Л., Недра, 1981, 200 с.
8. Елисеев Н. А. Основы структурной петрологии. Л., Наука, 1967, 258 с.
9. Елисеев Н. А., Федоров Э. Е. Ловозерский плутон и его месторождения. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1953, 307 с.
10. Жариков В. А. Основы физико-химической петрологии. М., Изд-во МГУ, 1976, 420 с.
11. Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химическая петрология изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961, 383 с.
12. Земная кора восточной части Балтийского щита/К. О. Кратц, В. А. Глебовицкий и др. Л., Наука, 1978, 230 с.
13. Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., Недра, 1965, 248 с.
14. Кадик А. А., Хитаров Н. И. Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла. — Геохимия, 1968, № 6, с. 651—665.
15. Когарко Л. Н. Проблемы генезиса агапитовых магм. М., Наука, 1977, 296 с.
16. Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Летучие компоненты в магматических процессах. — Геохимия, 1978, № 9, с. 1293—1321.
17. Коржинский Д. С. Зависимость степени окисления железа в магме от щелочности. — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 4, с. 948—950.
18. Куллеруд Г. Система Fe—Ni—S. — В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., Недра, 1969, с. 138—155.
19. Магматические формации раннего докембрия. Т. 1 и 2. М., Недра, 1980, с. 285 и 283.
20. Магматические рудные месторождения. М., Недра, 1974, с. 208.
21. Маракушев А. А., Иванов И. П., Римкевич В. С. Значение ликвации в генезисе магматических горных пород. — Вестн. МГУ, сер. геол., 1979, № 1, с. 3—22.
22. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита/А. А. Кухаренко, А. Г. Булах и др. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, 278 с.
23. Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Госгеолтехиздат, 1961, 339 с.
24. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М., Недра, 1976, 287 с.
25. Петрография Центрального Казахстана. Т. II. Интрузивные формации основных и ультраосновных пород/Н. П. Михайлов, М. В. Иняхин и др. М., Недра, 1971, 360 с.
26. Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968, 335 с.
27. Полканов А. А. Гравитационное фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Т. I. М.—Л., 1963, с. 27—39.

28. Полканов А. А., Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Кавардин Г. И. Массив Гремяха-Вурмес на Кольском полуострове. Л., Наука, 1967, 236 с.
29. Поляков Г. В., Кривенко А. П., Орлов Д. М. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна. Новосибирск, Наука, 1974, 131 с.
30. Синдеев А. С., Шарков Е. В. Условия глубинной дифференциации палеогеновой высокоглиноземистой кварц-толеитовой серии Северного Приохотья (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс). — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 4, с. 967—970.
31. Соболев В. С. Современные теории происхождения и эволюции магм. — В кн.: Тектоносфера Земли. М., Наука, 1978, с. 433—446.
32. Теплообмен в магматогенных процессах/А. Н. Дударев, В. А. Кудрявцев и др. Тр. ИГиГ СО-АН СССР, вып. 77. Новосибирск, Наука, 1972, 124 с.
33. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Мир, 1961, 244 с.
34. Уэйджер Л. П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970, 552 с.
35. Федотов С. А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5, с. 25—37.
36. Чалмерс Б. Теория затвердевания. М., Машиностроение, 1968, 288 с.
37. Шарков Е. В. Расслоенные интрузии шовных зон глубинных разломов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, с. 71—81.
38. Шарков Е. В. Петрология расслоенных интрузий. Л., Наука, 1980, 183 с.
39. Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., Недра, 1970, 248 с.
40. Шоу Д. М. Развитие ранней континентальной земной коры. Доархейская, протоархейская и более поздние эры. — В кн.: Ранняя история Земли. М., Мир, 1980, с. 40—63.
41. Френкель М. Я., Ярошевский А. А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава. — Геохимия, 1976, № 8, с. 1197—1203; № 11, с. 1624—1639.
42. Barker F., Peterman L. E. Bimodal tholeiitic — dacitic magmatism and the early precambrian crust. — Precambrian Res., 1974, v. 1, N 1, p. 1—12.
43. Chamberlain J. A. Sulfides in the Muskox intrusion. — Canad. Earth Sci., 1967, v. 4, N 1, p. 105—154.
44. Hess H. H. Stillwater igneous complex, Montana. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1960, 80, 230 p.
45. Hill R. R., Roeder P. The crystallisation of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. — J. Geol., 1974, N 6, p. 709.
46. Jackson E. D. Primary textures and mineral associations in the Ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. — US Geol. Surv. Prof. Paper 358, 1961, 106 p.
47. Jackson E. D., Wright T. L. Xenoliths in the Honolulu volcanic series, Hawaii. — J. Petrol., 1970, v. 11, N 2, p. 405—430.
48. Kushiro I. The system forsterite — diopside — silica with and without water at high pressure. — Amer. J. Sci., 1969, v. 207—a, p. 269.
49. Liebenberg L. The sulfides in the layred sequence of the Bushveld igneous complex. — Geol. Soc. S. Africa, Spec. Publ. 1, 1970, p. 108.
50. Spilites and spilitic rocks. Ed. by G. C. Amstutz. Intern. Union of Geol. Sci., Ser. A, N 4, 1974, 482 p.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Акумулятивный рост 26
Адиабатический градиент 18, 86
- Вулканическая серия базальтов Луны 127, 129
— — Гавайских островов 104, 105, 106, 108, 109, 110, 117, 118
— — гимольская, оленегорская 123, 125, 164, 168
— — Курило-Камчатского пояса 117, 118, 130, 162
— — Охотско-Чукотского пояса 106, 117
— — хаутоварская 123, 125, 164, 168
- Градиент температуры точки плавления 18
- Дифференциация магматическая 103, 104, 130, 161, 163, 187
— кристаллизационная 114, 169, 187
— ликвидационно-кинетическая 149
- Затвердевание 8, 9, 14
— отливков 10, 13, 15, 17
— интрузий 9, 10, 16, 17, 61
- Затвердевания (кристаллизации) фронт 13, 14, 15, 16, 18, 19
- Зона диффузионная 13, 14, 15, 17
— закалки 51, 20, 29, 30, 37
— кристаллизации 15, 16, 17, 19, 20, 94
— краевая 13, 16
— центральная 13, 16
— транскристаллизации 13, 14, 29, 30
- Иконгруэнтное плавление 14, 23, 155
Интеркумулус, интеркумулятивные фазы 26, 65
Интрузив 8, 9, 12, 16, 17, 20, 22, 23, 135, 187, 188
— Адирондакский 54, 127, 178
— Большетаскильский 48, 49
— Бени-Бушера 77, 194
— Бушвельдский 30, 37, 39, 73, 77, 86, 143, 172, 178, 179, 181, 183, 184, 186, 194
— Гремяха-Вырмесский 43, 47, 59, 81, 84, 85, 86, 114, 143, 176, 178, 194
— Джугджурский 52, 165, 177, 178
— Довыренский 31, 194
— Дубровский 40, 41, 43, 47
— Едетозерский 43, 46, 47, 59; 81, 84, 85, 86, 114, 163, 167, 170, 176, 178, 194
— Златогорский 30, 31, 33, 59, 72, 75, 76, 78, 149, 194
— Каларский 47, 52, 98, 100, 170
— Кизирский 47, 48, 81, 84, 85, 178
— Колвицкий 47, 53, 55, 98, 100
— Коростенский 56, 98, 163, 170, 178
— Корсунь-Новомиргородский 56, 98, 163
— Ловозерский 47, 49, 50, 95, 96, 176, 178, 194
— Лысогорский 30, 34, 73, 75; 194
— Масковский 30, 35, 72, 76, 175, 178, 181, 182, 183, 184, 194
— Мончегуэдровский 30, 40, 73, 143, 144, 149, 152, 163, 165, 166, 174, 178, 181, 186, 194
— Острова Рам 29, 75
— Патынский 47, 81, 84, 85
— Рижский 56, 98, 99
— Салминский 47, 56, 57, 98, 99, 170, 176, 178
— Скаергаардский 27, 28, 29, 30, 59, 72, 74, 75, 76, 87, 147, 163, 167, 170, 194
— Стиллоутерский 30, 77, 143, 173, 178, 179, 181, 186, 194
— Чкаловский 40, 42, 43, 47
— Хибинский 176, 177, 178, 194
- Компонентные диаграммы 159
— формулы 160, 161
Конвекция 9, 14, 16, 190
Конгруэнтное плавление 14, 71
Коэффициент распределения 14, 16
Краевые зоны (серии) интрузивов 20, 22, 27, 29, 30, 32, 33, 35, 36, 49, 52, 58, 61, 65
Кристаллизация 11, 12, 13, 14, 16, 18, 61, 187
— фракционная 18, 19, 74, 76, 87, 105, 107, 136
Кумулат 27, 28
Кумулулус (кумулятивные фазы) 25, 26, 27, 29, 30, 31, 32, 65, 135
Кумулятивные серии 28
— структуры 25, 26, 27
- Летучие компоненты вообще 61, 63, 113, 179, 183
— — вода 91, 92, 94, 120, 122, 158
— — CO₂ 93, 94
- Ликвация вообще 9, 13, 78, 133, 187, 188, 192
— силикатная 141, 142
— сульфидно-силикатная 37, 139
Ликвидус 11, 14, 15, 16, 18, 22, 93
- Магматические горные породы
— — акериты 43, 44, 45, 46, 82
— — анортозиты и габбро-анортозиты 28, 31, 38, 40, 44, 45, 48, 52, 54, 56, 78, 163, 165, 167, 169, 170, 171, 172, 177
— — бронзититы 31, 35, 37, 38, 39, 172, 174
— — вебстериты 35, 109
— — верлиты 28, 40, 44, 48, 109, 163
— — гарцбургиты 31, 32, 38, 39, 172
— — габбро 28, 32, 39, 44, 48, 49, 109, 163, 167, 169, 171, 175, 176
— — альбитизированное (спилитовое) 41, 42
— — — роговообманковое 41
— — — оливиновое 44, 48, 176
— — — олигоклазовое 45, 49
— — — габбро-нориты 31, 32, 35, 39, 44, 56, 71, 74, 176, 177
— — — оливиновые 32, 35, 163
— — — граниты 171
— — — щелочные 44
— — — рапакивы 52, 54, 56, 58, 163, 165, 170, 171
— — — гранофиры 29, 87, 147
— — — горнблендиты 42
— — — гортонолиты 45, 163, 176
— — — диориты, ферродiorиты 28, 35, 38, 53, 54, 74, 163
— — — дуниты 29, 31, 34, 38, 109, 163, 175
— — — ийолиты 44, 46, 51

— — — какортокиты 51
 — — — кианопироксениты 34, 35, 40,
 48
 — — — лаурвикиты 82, 86
 — — — лерцолиты 35, 109
 — — — лувяриты 50, 51
 — — — — эвдиалитовые 51
 — — — малиниты 46
 — — — мангериты 53, 54, 97, 165, 170,
 177
 — — — мельтейгиты — якупирангиты
 46
 — — — моицовиты 56, 97
 — — — нориты 31, 38, 53, 163, 172
 — — — — оливиновые 31
 — — — оливиниты 44
 — — — перидотиты 32, 34, 109, 169
 — — — пироксениты 32, 34, 176
 — — — пуласиты 43, 45, 82, 86
 — — — снениты 44, 46, 48, 49, 53, 85,
 86
 — — — — нефелиновые 43, 50, 82, 176
 — — — спилиты 42, 89, 90
 — — — троктолиты 30, 31, 35, 40, 44,
 48, 75, 78, 109, 175
 — — — уртиты 45, 50, 51
 — — — фойяиты 50, 51
 — — — хромититы 38, 39, 55, 195, 196,
 197
 — — — шприсгеймиты 41
 — — — ювиты 44, 46, 50

Магматические очаги 8, 102, 104, 117, 130, 131, 188, 190, 193, 195

Магматический расплав 3, 6, 61
 — андезитовый 54, 115, 116, 117, 159, 178, 194

— дацит-риолитовый 58, 159, 178, 194
 — спилитовый 90
 — пикритовый и пикрито-базальтовый 105, 106, 112, 130, 159, 171
 — толеитовый базальтовый 30, 35, 37, 39, 56, 87, 104, 108, 116, 178, 181, 194
 — субщелочной базальтовый 42, 43, 49, 59, 78, 94, 104, 171, 178, 194
 — щелочной базальтовый 104, 171
 — трахитовый 106, 113, 148, 158
 — фonoлитовый 52, 91, 164, 165, 168, 171, 178, 194

Магматические расплавы исходные (первичные) 30, 35, 37, 39, 40, 42, 47, 52, 53, 54, 59, 66, 106, 130, 170

Магматическая расслоенность первичная 17, 19, 22, 23, 24, 27, 150

— ритмичная 19, 31, 34, 39, 40, 41, 45, 46, 136
 — скрытая 24, 32, 35, 53

Магматические серии 194

— бимодальные 49, 104, 123, 148, 168, 192
 — известково-щелочные (андезитовые) 96, 107, 115, 122, 123, 129, 154, 156, 162, 168, 171, 185, 191

— пикрито-базальтовые 105, 168
 — спилит-кератофиновые 42, 90

— толеитовые 105, 109, 112, 114, 117, 122, 127, 153, 155, 157, 164, 165, 166, 185, 191

— субщелочные 105, 112, 113, 114, 168, 170

— щелочнобазальтовые 105, 106, 112, 113, 114, 162, 164, 165, 166

Магматические фациальные серии 194

Метод главных компонент 159

Парагенезисы минералов магматических пород 19, 30, 31, 32, 35, 48, 56, 65, 67, 68, 74, 75, 86, 90, 98, 102, 107

Парагенетический анализ 65

Пироксеновый эффект 87, 108

Платиновые руды 172, 173, 174

Пути (тренды) дифференциации 132, 160, 162, 164, 166, 169, 170, 171, 183

Разрыв Дэли 158

Расслоенные интрузивы 8, 17, 23, 25, 113, 188, 189, 191

Сиботаксисы 10, 11, 151

Солидус 14, 15, 16, 17, 20, 21

Сплитизация 90, 91, 93

Сульфидная медно-никелевая минерализация 31, 37, 39, 172, 173, 174, 178, 182, 185, 186

Текстуры и структуры пород 24, 25, 26

Типы эволюции магматических расплавов 156

Титано-магнетитовое и ильменитовое оруденение 172, 173, 176, 177, 178, 184, 185, 186

Тренды кристаллизации 77, 88, 89, 97, 103, 116, 122, 156

Физико-химический барьер 64, 87, 107, 109, 112, 114, 116, 122, 191

— — — ортопироксеновый 71, 76, 77, 89, 96, 113, 126, 131, 154, 157, 191

— — — сненитовый 85, 156, 158

Физико-химические процессы 3, 22, 61, 131, 190

Физико-химическая система 62

— — — Ab—An—Or 83
 — — — Ab—An—Or—SiO₂(H₂O) 83

— — — Ab—Di—Or 80
 — — — Di—An—SiO₂ 70

— — — Fo—Di—An 71
 — — — Fo—Di—An—SiO₂ 69, 70

— — — Fo—An—SiO₂ 70, 155
 — — — Fo—Di—SiO₂ 70, 97, 155

— — — Fo—Ne—SiO₂ 80
 — — — Fo—Ok—SiO₂ 97

— — — Ks—Ne—SiO₂ 83
 — — — Lc—Di—SiO₂ 97

— — — Lc—An—SiO₂ 83, 97
 — — — Lc—Fo—SiO₂ 97

— — — Lc—Ne—SiO₂ 83
 — — — Na₂O—Fe₂O₃—Al₂O₃—SiO₂ 95

— — — Ne—Di—SiO₂ 80
 — — — Ne—Fo—SiO₂ 80

— — — Ne—Di—Lc 80
 — — — Ne—Lc—An 80

— — — Ne—Fa—SiO₂ 80
 — — — Ne—An—SiO₂ 80

— — — MgSiO₃—FeSiO₃—CaSiO₃ 97
 — — — обобщенная 62

— — — Ol—Cpx—Pl—Q 64, 69, 72, 73, 100, 101, 104, 107, 108, 109, 110, 115, 117, 118, 125, 127, 128, 129, 146, 170

— — — Ol—Cpx—Pl—Ne 64, 78, 79, 101, 104, 107, 108, 109, 110, 170

— — — Cpx—Pl—Ne—Or 64, 78, 82, 84, 92, 101, 170

— — — Ol—Or—Pl—Q 64, 96, 98, 99, 101, 107, 115, 117, 120, 170

Хромитовое оруденение 172, 173, 174, 175, 185, 186

Центральные (расслоенные) серии интрузивов 16, 22, 27, 29, 35, 49, 52, 61, 65

Эффузивные серии 102, 162, 164, 167

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Геологические закономерности строения интрузивных тел	8
Общие закономерности формирования кристаллического строения интрузивов (9). Геологическое строение расслоенных интрузивов разного вещественного состава (23). Выводы	58
Физико-химические основы анализа магматических процессов	61
Система $Ol-CPx-Pl-Q$ (69). Системы $Ol-CPx-Pl-Ne$ и $CPx-Pl-Ne-Og$ (78). Система $Ol-Pl-Og-Q$ (96). Выводы (101).	
Петрологический анализ эффузивных серий	102
Эволюция толеитовых, субщелочных и щелочно-базальтовых серий в системах $Ol-CPx-Pl-Q$ и $Ol-CPx-Pl-Ne$ (104). Эволюция известково-щелочных серий в системах $Ol-CPx-Pl-Q$ и $Ol-Og-Pl-Q$ (115). Эволюция бимодальных серий раннего докембрия в системе $Ol-CPx-Pl-Q$ (123). Дифференциация лунных базальтов в системе $Ol-CPx-Pl-Q$ (127). Выводы (131).	
Общие вопросы петрологии магматических горных пород	133
Петрологическая роль ликвации в магматических процессах (133). Ортопироксеновый барьер как главный физико-химический регулятор эволюции толеитовых и известково-щелочных магм (154). Физико-химические закономерности и петрохимические особенности магматических пород (158). Петрологические закономерности распределения рудного вещества (171). Выводы (185).	
Закключение	187
Список литературы	196
Предметный указатель	198

ЕВГЕНИЙ ВИТАЛЬЕВИЧ ШАРКОВ

ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Редактор издательства М. Д. Мирзоева
Обложка художника М. И. Голенпуп
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Н. С. Гришанова
Корректор Е. В. Мухина
ИБ № 5016

Сдано в набор 30.03.83. Подписано в печать 05.07.83. Т-12959. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага типографская № 2. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 12,5.
Усл. кр.-отт. 12,63. Уч.-изд. л. 14,5. Тираж 790 экз. Заказ № 216/8979—1. Цена 2 р. 40 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

2р40к

4077

НЕДРА