науки о земле

МЕХАНИЗМ ИНТРУЗИЙ МАГМЫ







МЕХАНИЗМ

Mechanism of Igneous Intrusion

Geoffrey Newall Nicholas Rast General Editor Scientific Editor

Assisted by Glenys W. Flinn

GALLERY PRESS, LIVERPOOL 1970



НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии





ИНТРУЗИЙ МАГМЫ

Ko.i. . . .

Под редакцией

Дж. НЬЮОЛЛА в Н. РАСТА

RIDIT.

Издательство

«МИР»

Москва

1972

ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО

И. П. Смолина и Н. М. Сперанской

под редакцией и с предисловием

д-ра геол.-мин. наук В. П. Петрови

Впервые фундаментальная проблема геологии — происхождение и становление интрузивных тел — всестороние рассмотрена в специальной монографии. Авторы, в число которых входят наиболее известные современные петрологи, освещают эту проблему главным образом в трех аспектах: магмообразование, миграция расплавов и становление интрузивов. Большую ценность представляет необычайно многогранный подход к целеустремленному решению этих вопросов: на примере отдельных массивов, магматических комплексов и широких геолого-петрологических и тектоногеофизических обобщений, основанных на оригинальных физико-химических экспериментах и интерпретации всех существующих экспериментальных данных, с помощью лабораторного моделирования интрузий различными методами и теоретического анализа упруго-хрупких свойств пород в различных условиях глубинности. Применительно ко всем земным уровням — от нижней мантии до современных океанических вулканов — приведены новые материалы, выдвинуты оригинальные положения и гипотезы. Ценная особенность книги - ее яркая полемичность, удачно обобщенная в критическом редакционном обзоре.

Книга представляет большой интерес для геологов, петрологов и геофизиков самого различного профиля, для научных работников, преподавателей и студентов геологических вузов.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

2-9-2

«НАУКИ О ЗЕМЛЕ»

т. 48

Механизм интрузий магмы

Редактор М. ЯКОВЕНКО Переплет художника В. Новоселовой Художественный редактор Ю. Урманчесс Технический редактор Н. Новлева Сдано в набор 30/IV 1972 г. Подписано к печати 21/IX 1972 г. Бумага № 1 70×1084/16=9,88 бум. л. 27,65 печ. л. Уч.-изд. л. 29,08. Изд. № 5/6324 Цена 3 р. 26 к. Зак. 0296

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР» Москва, 1-й Рижский пер., 2

Орлина 14, а ного Красного Знамени Московского орлигофия № 7 «Искра революцию Государстве мого комитета Совета Министров СССР по делам издате њетв, конисрадии и книжной горговли – F. Москва, Трехпрудный пер., 9.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая вниманию советского читателя книга посвящена проблеме внедрения магматических сасс в верхние горизонты земной коры. Вопрос этот, рансе не привлекавший к себе внимания, в последние годы стал одним из актуальных как в общей геологии и металлогении, так и в петрографии. Разбору представлений о механизме внедрения магмы, соотношениям магматизма и тектоники были посвящены, например, блестящие обобщения Г. Штилле [19] и не менее эффектные работы Ю. А. Билибина [2], которые до сих пор не потеряли своего значения. Несколько лет назад в Москве прошло исключительно интересное совещание по связи тектоники и магматизма [10], подытожившее дискуссию по этой проблеме. Е. К. Устиев [14— 16] подпял весьма актуальный вопрос о связи вулканических и плутонических пород, относящийся к рассматриваемой проблеме и обсуждавшийся на спецпальном совещании в Алма-Ате и на Всесоюзном петрографическом совещании в 1969 г.

Об очень большом внимании, которое уделяется проблеме внедрения магмы, свидетельствует и Ливерпульское совещание 1969 г. Доклады, зачитанные на этом совещании, и составили настоящую книгу. Из них ведущим следует признать доклад Е. К. Устиева «Взаимоотношения между вулканизмом и плутонизмом на различных стадиях тектоно-магматического цикла». Именно этот доклад открывал труды совещания и являлся своеобразным введением к сборнику, перевод которого был начат по инициативе Е. К. Устиева.

Поскольку советскому читателю хорошо известны работы Е. К. Устиева, посвященные как вулкано-плутоническим формациям, так и геологии северо-востока СССР, т. е. всем тем вопросам, которые были им затронуты на Ливерпульском совещания, редакция сочла возможным в целях сокращения объема книги не публиковать его доклад. Равпым образом опущен и доклад X. Рамберга о применении центрифуги для моделирования явлений внедрения магмы под действием силы тяжести, так как издательством «Мир» в 1970 г. был выпущен перевод его книги [12].

В своем докладе Е. К. Устиев рассматривает вопросы, касающиеся развития в СССР идей о связи тектоники и магматизма и о связи между вулканизмом и плутонизмом.

По его мнению, в истории мобильных поясов в самом общем виде можно выделить следующие стадии:

Стадия 1. Образование геосинклинали с преобладанием условий осадконакопления и развитием подводной вулканической деятельности.

Стадия 2. Образование геоантиклинали и орогенез с увеличивающимся значением плутопизма; при этом вулканическая формация постепенно сменяется вулкано-плутоническими и плутоническими (батолитовыми) формациями. Это замещение происходит как во времени, так и в пространстве, что обусловливает большие различия в составе и структуре формаций.

Стадия 3. Посторогеническое развитие Складчатого пояса (или области тектонической активности) с увеличением роли вулканизма, в результате чего происходит постепенная смена плутонической формации вулкано-плутонической, или субаэральной вулканической; формацией.

По данным Е. К. Устиева, такая смена вулканизма плутонизмом, а последнего вновь вулканизмом с промежуточными вулкано-плутоническими формациями весьма важна. Она находит отражение в том тектоническом механизме, который приводит к образованию складчатой области и, наконеп. платформенной структуры.

В заключительной статье Н. Раста дана весьма объективная оценка каждой статьи сборника, однако следует отметить некоторую переоценку петрогенетического значения пропессов кристаллизационной лифференпиании, что, впрочем, характерно лля англо-американских петрографов. Некоторые авторы видят в кристаллизационной дифференциации не только причину разделения массива на месте его остывания на расслоенный комплекс, как на это справедливо указывали Л. Уэйджер и Г. Браун, но и связывают с ней процессы магмообразования, с чем трудно согласиться.

Несомненно, книга, в которой освешен исключительно актуальный и мало изученный вопрос о внедрении магмы, будет встречена совстскими геологами с большим интересом.

Ниже приведены некоторые важнейшие работы, в которых читатель может почерпнуть более детальные сведения по ряду проблем, затронутых в настоящей книге.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Белянкин Д. С., Дифференциация магмы. Избранные труды, т. II, Изд-во AH CCCP, M., 1958.
- 2. Билибин Ю. А., Металлогенические провинции и металлогенические эпохи, Госгеолтехиздат, М., 1955.
- 3. Вулканические и вулкано-плутонические формации, сб. статей, изд-во «Наука», M., 1966.
- 4. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. и др., Петрология верхней мантии, изд-во «Мир», М., 1968.
- 5. Карбонатиты, сб. статей под ред. О. Таттла и Дж. Гиттинса, изд-во «Мир», М., 1969.
- 6. Книппер А. Л., Породы мантии на поверхности Земли, «Природа», № 7, 1969. 7. К у п о Х., Латеральная вариация базальтовой магмы вкрест окраины континевтов и островных дуг, в кн. «Окраины континентов и островные дуги», изд-во «Мир», M., 1970.
- 8. Левинсон-Лессенг Ф. Ю., Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению, Изд-во АН СССР, 1934.
- 9. Природа метаморфизма, сб. статей под ред. У. С. Питчера и Г. У. Флинва, изд-во «Мир», М., 1967. 10. Проблемы связи тектоники и магматизма, сб. статей, пзд-во «Наука», М., 1969.
- 11. П эк А. А., Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании, Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1968.
- 12. Рамберг Х., Моделирование деформаций землой коры с применением центрифуги, изд-во «Мир», М., 1970. 13. Теорстические проблемы вулкано-плутонических формаций, Тр. I-й сессии Всесоюз-
- ного симпозвума, изд-во «Наука», М., 1969. Устиев Е. К., Проблемы вулканизма плутонизма. Вулкано-плутонические формации, Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1963. 14. Устиев
- 15. Устиев Е. К., Региональные пробломы вулкано-плутонических формаций и их
- рудопосность, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1967. 16. У стнев Е. К., Геологические и петрологические аспскты проблемы вулкано-плутовических формаций, в сб. «Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций», изд-во «Наука», М., 1969.
- Шейнманн Ю. М., Очерки глубпняой геологии, изд-во «Недра», 1968.
 Шипулин Ф. К., О самостоятельных малых интрузиях, в сб. «Магматические формации», изд-во «Наука», М., 1964. 19. Штилле Г., Избранные труды, пзд-во «Мпр», М., 1964.

В. Петров

ИЗ ПРЕДИСЛОВИЯ РЕДАКТОРОВ АНГЛИЙСКОГО ИЗДАНИЯ

В январе 1969 г. при Ливерпульском университете состоялся Международный симпозиум по проблеме «Механизм интрузий магмы». Мнения большинства участников симпозиума нашли отражение в заключительной статье настоящего сборника, написанной Н. Растом.

В многочисленных существующих руководствах интрузивные тела обычно рассматриваются в связи с петрографической и химической эволюцией магматических пород. Однако в настоящей работе внимание уделено главным образом интрузивным процессам. И среди них в качестве основного фактора, позволяющего интерпретировать физические условия зарождения, подъема и становления магм на различных уровнях земной коры и мантии, принят механизм интрузии магмы. Группировка статей по разделам соответствует главным аспектам рассматривавшейся на симпозиуме проблемы. Оргкомитет симпозиума и редакторы этой книги выражают признательность лицам, содействовавшим ее выходу в свет.

> Дж. Ньюолл Н. Раст

. .

ОПИСАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

третичный магматический комплекс острова рам

А. Данем

Введение

Геологическое изучение острова Рам проводится уже более 160 лет. Остров находится примерно в 32 км к юго-западу от острова Скай, в 32 км северо-ссверо-западнее Арднамёрхена и в 64 км ссверо-ссверо-западнее острова Малл и является важной составной частью Шотландской третичной вулканической провинции. Он интересен главным образом тем, что здесь наблюдаются иные по сравнению с другими третичными центрами количественные соотношения между разными типами изверженных пород. В отличие от островов Скай и Малл лавы здесь занимают лишь небольшую площадь, в то время как расслоенные ультраосновные породы слагают более половины обпаженного в настоящее время комплекса. Кроме того, кольцевые дайки пользуются незначительным развитием (ср. с островом Малл); породы гранитного состава, хотя и широко распространены, имеют небольшой объем.

Первое детальное описание геологического строения острова Рам и карта масштаба 1 миля в 1 дюйме приведены в классической работе Харкера [9], вслед за которой была опубликована интересная статья Бейли [1]. После этого на острове был осуществлен значительный объем исследований, бо́льшая часть которых проводилась под руководством Уэйджера. Результаты работ пересмотрены Стюартом [14], а затем Данемом и Эмелеусом [7]; последний обзор включает карту всего острова масштаба 1 миля в 2 дюймах. Совсем недавно Браун опубликовал подробное описание ультраосповных пород [см. 18]. В этих работах читатель найдет детальные описания и карты, а также обширные библиографические списки.

Цель настоящей статьи — описание различных механизмов, которые могли действовать при внедрении Рамского комплекса, а также апализ теплового режима в течение этого периода.

Постановка проблемы

На геологической карте Рама [7] достаточно детально и точно представлено распределение пород на поверхности. Сведения о распределении пород на глубине дают измерения силы тяжести [12]; эти данные помогают объяснить закономерности, наблюдающиеся на поверхности. Однако имеющаяся в нашем распоряжении информация все же недостаточна, чтобы с уверенностью ответить на многие вопросы. Поэтому могут быть предложены только модели строения, хотя ни одну из них нельзя считать окончательно доказанной.

Здесь будут рассмотрены три проблемы. Первая касается внедрения расслоенных ультраосновных пород. Какую форму имела магматическая камера, в которой происходило оседание кристаллов, и сколько времени магма находилась в камере? На какой глубине была расположена магматическая камера? Откуда берется магма? Ко второй проблеме относятся вопросы внедрения гранофиров и фельзитов. Откуда появляется эта кислая магма? Какова ее связь с расслоенными ультраосновными породами? Третью проблему составляет как будто бы простой вопрос: почему вообще имеется магматический комплекс на Раме?

Внедрение ультраосновных пород. Браун [4] и Уодсуорт [17] показали, что ультраосновные массивы в центральной части Рама состоят из большого количества расслоенных единиц, в каждой из которых наблюдается переход снизу вверх от полевошпатового перидотита к алливалиту.

На эту основную особенность наклалываются различные типы более тонкой расслоенности. Любопытной чертой этих пород является слабое развитие скрытой расслоенности. Браун предполагает, что расслоенные породы образовались путем накопления кристаллов, выпавших из основной магмы. Каждая крупная единица формировалась в результате аккумуляции кристаллов из свежей порции магмы. Отсутствие расслоенных пород промежуточного или основного состава даже в наиболее крупных единицах указывает, по мнению Брауна, на связь с поверхностью, вследствие чего могли происходить извержения лав. Последние, вероятно, имели состав остаточной жилкости, возникшей после удаления скоплений кристаллов. К сожалению. в настоящее время лавы здесь почти отсутствуют. Исключение составляют лавы. относящиеся к конечной стадии развития комплекса, хотя в подстилающем их конгломерате встречаются обломки различных лав. Браун [4] показал, что ультраосновные породы, обнажающиеся в настоящее время, были внедрены в виде твердого клина, окруженного тонкой оболочкой габбро. служившей своего рода смазкой. Первичные границы расслоенных ультраосновных пород нигде не наблюдались. Нет также данных, указывающих на амплитуду подъема этого клина. Полная мощность обнаженных расслоенных ультраосновных пород составляет около 2,2 км, но гравиметрические данные Мак-Куиллина и Тазона [12] позволяют считать, что полобные породы могут простираться до глубины 15,6 км или более (при построении такой схемы определяющую роль играет принятая разность в плотностях между интрузивными и вмешающими породами). Габброилные породы представлены на Раме недостаточно полно, но Данем [6] показал, что в районе Лонг-Лох — Кнейпин-Брике, на северной границе комплекса, имеется по крайней мере три генерации габбро. Они соответствуют всему этапу фор-

Таблица 1

Последовательность геологических событий на острове Рам

Четвертичные ледниковые отложения

Лавы и конгломераты

и контломераты

Значительная эрозия

Рои радиальных даек Кольцевая дайка тонкозернистого оливинового габбро Поднятие главной ультраосновной массы Апофизы ультраосновных пород Конические слои

Поднятие по главному кольцевому разлому

Гранофиры и фельзиты Эксплозивные брекчии и туффизиты Ранние габбро

Складчатость

Юра (?) Триас	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Торридо: Льюисск	нсі ие	КИ Г	е не	по йс	оро ы	Эдн	ч.	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	·	·	•	•



Фиг. 1. Развитие магматического комплекса Рама.

- внедрение основной магмы . . кальдерообразную в камеру расслоенных образованием ультраосновных пород. Размеры основаны на данных гравимет-рических исследований; б северный конец разреза; масш-таб больше, чем на фиг. 1, а. Показан блок, опускающийся в кислую магму и вытесняющий магму в эксплозивную брекчию; « — предполагаемый разрез, показывающий конечный результат. І—внешний кольцевой сорос; g— оболочка габбро. Все эти меридиональные разcopoc: пересекают BOCTOVENO резы часть комплекса и в значительной мере умозрительны. Стрелки указывают направление пвижения. Масштаб в километрах. 1 — эксплозивная брекчия; 2 кислая магма или породы; 3 — основная магма; 4 — ультраосновные породы: 5 - торридонские породы; 6 - льюисские породы.

мирования комплекса. Данные об этих габбро, несмотря на их скудость, позволяют схематично реконструяровать механизм внедрения ультраосновных пород. Последовательность геологических событий, представленных на поверхности, показана в табл. 1.

Первым эпизодом в этой истории было образование штоков и, возможно, радиальных даек габбро. Одна такая дайка расположена между Лох-Гейнмич и Лох-Билеч-Мик-Нейлл. Возможно, дайки сформировались раньше лавовых потоков. Эти интрузии секут породы ранней фазы складчатости, очевидно, соответствующей складчатости, хорошо развитой вокруг вулканического центра острова Малл. Однако нет оснований считать, что Рамский массив испытывал поднятие длительное время, как это предполагали Раст и др. [13] для Малла. Действительно, останец триасовых пород на северо-западе Рама залегает почти согласно с подстилающими торридонскими отложениями; обе пачки падают на запад-северо-запад под углом 15°. О времени между триасом и третичным периодом почти нет сведений. Исключение составляют несколько очень небольших массивов юрских (?) известняков в зоне главного кольцевого сброса и один останец меловых (?) кремнистых сланцев в конгломерате, подстилающем лавы.

Почти одновременно с образованием штоков и даек габбро была сформирована первая серия расслоенных структурных единиц. Это показано схематически на фиг. 1, а. При составлении схемы была сделана попытка сохранить приблизительно правильные соотношения, однако следует учитывать, что все эти построения в значительной степени умозрительны. На диаграмме показаны расслоенные породы, образовавшиеся в кальдерообразном понижении. В действительности камера, вероятно, имела ширину примерно от 6 до 8 км; глубина ее достигала 0,5 км. Такая камера могла дать от 100 до 200 м расслоенных пород (без учета многих разповидностей со скрытой расслоенностью). Следующий ряд расслоенных пород образовался выше первой серии после внедрения остаточной магмы первого прорыва. Через выводной канал, показанный на фиг. 1, а, происходили излияния лавы. Необходимо отметить, что почти все штоки и дайки Рама имеют габбровый и ультраосновной состав, возможно, за исключением некоторых пластовых залежей западного Килмори и ряда тел юго-западнее Дайбидил, которые характеризуются промежуточным составом. Поэтому предложенная гипотеза наталкивается на значительные трудности.

Мощность обнаженных расслоенных структурных единиц изменяется примерно от 75 до 300 м. Трудно точно оценить среднюю мошность, но если принять цифру 150 м и если правильно предположение о размещении магмы в кальдерообразной камере, то для объяснения объема ультраосновных пород, установленного по гравиметрическим данным, следует предположить, что оседание в камере происходило не менее 100 раз. Это кажется певероятным, но, по-видимому, еще более невероятно представление о внедрении 1200 км³ магмы в олин эпизол. Намеченная выше простая картина позволяет считать, что наиболее древние расслоенные породы находятся теперь примерно на 15 км ниже современной поверхности земли и что структурные единицы становятся по направлению вверх все более молодыми. Однако конгломераты, залегающие под лавами в Минишел и Фьонхра, содержат обломки ультраосновных пород. Следовательно, эти давы образовались после поднятия твердого клина ультраосновных пород. Поэтому, если существовала связь между излияниями лав и развитием расслоенных пород, ультрабазиты, сопряженные с лавами Фьонхра и Минишел, должны были образоваться на некотором расстояния книзу от кровли ультраосновной колонны. К сожалению, в обнаженных сейчас расслоенных породах не удалось обнаружить доказательств, подтворждающих такое предположение, хотя две пластовые залежи габбро к востоку от Холливела и Эскивела, связаеные с короткой маломощной кольцевой дайкой, могут рассматриваться как пример этого процесса. По мнению автора, скважина, пробуренная в центре комплекса, может не встретить простой последовательности пород, в которой по направлению вверх более древние члены последовательно сменяются болсе молодыми, а вскроет менее правильный разрез, возможно, с нерасслоенными телами габброидов. Кроме того, там могут быть обнаружены мощные структурные единицы, характеризующиеся более полной дифференциацией вследствие отсутствия связи с поверхностью.

Внедрение кислых пород. Кислые породы Рама внедрялись в относительно раннюю стадию эволюции комплекса (табл. 1; широкое обсуждение этого вопроса см. в работе Данема и Эмслеуса [7]). Данем [5, 6] показал, что гранофиры и фельзиты образовались из одной и той же магмы, но внедрявшейся в различные среды. По его мнению, имеющиеся данные позволяют предположить, что магма возникла в результате частичного плавления вмещающих льюисских пород [8]. Это подтверждается полевыми соотношениями, а также петрографическими и геохимическими данными. Однако для плавления необходим источник тепла; таким образом, мы подошли к физическому аспекту проблемы, на котором автор считает необходимым остановиться.

Фельзиты Рама встречаются в виде пластовых залежей, интрудировавших в эксплозивные (по сбросу) брекчии. Эти пластовые интрузии питались за счет коротких даек и некков, выходы которых лежат вдоль сегментов кольцевой трещины. Эксплозивная брекчия имеет такую же форму залегания, как и фельзиты. Предполагается, что эксплозивная брекчия представляет собой сбросовую брекчию, по своему геометрическому положению занимающую верхнюю часть кальдерообразной камеры (фиг. 1, 6). Детальное изучение петрографического состава брекчии показывает, что ни один из блоков внутри нее не сдвинут более чем на несколько метров [6]. К сожалению, последующее подпятие центральной массы расслоенных ультраосновных пород, по мнению автора, сместило бо́льшую часть комплекса эксплозивных брекчий — фельзитов. Тем не мепес имеющиеся данные указывают, что внешняя граница эксплозивной брекчии совпадала с кольцевым сбросом, ограничивавшим камеру. Судя по петрографическим данным, центральный блок осел не более чем на несколько десятков футов.

Почему же происходило оседание блоков? Повсеместная ассоциация фельзитов с эксплозивной брекчией на Раме позволяет считать, что центральный блок мог погружаться в кислую магму. Нерасплавленные льюисские породы имели больший удельный вес, чем магма, а верхняя часть камеры, которая находится почти на современном эрозионном уровне, располагалась на стыке между льюисскими и торридонскими породами. Это самая низкая, почти горизонтальная, ослабленная плоскость во вмещающих породах. Оседая, блок действовал как поршень, нагнетавший в эксплозивную брекчию кислую магму, которая дала фельзиты. Почти одновременно [7] в небрекчированную кору на уровне верхней части эксплозивной брекчии кальдерообразной камеры впедрялись другие порции магмы. Так как место для фельзитов могло быть получено при изменении относительного положения магмы и «поршня» коренных пород, внедрение гранофировой магмы могло быть значительным лишь вдоль ослабленных линий. Причина различий в структуре между гранофирами и фельзитами рассматривалась Данемом [5].

Как же кислая магма достигала своего положения в верхней части колонны расслоенных ультраосновных пород? Выше уже отмечалось, что кислая магма, вероятно, образовалась в результате частичного плавления коренных льюисских пород. В таком случае возникает вопрос: имелся ли достаточный для этих процессов источник тепла? На первый взгляд форма тонкого диска, предполагаемая для магматической камеры, в которой образовались расслоенные ультраосновные породы, может показаться слишком неблагоприятной для возникновения каких-либо процессов, кроме незначительного коптактного метаморфизма. Однако отмеченные выше повторные наполнения магматической камеры говорят скорее всего о существовании постоянно действовавшего устойчивого источника тепла, а не об одном относительно кратком периоде нагревания.

Возможность плавления над источником тепла такого рода может быть проверена расчетами. Солидус как лейкократовых гнейсов, так и гранофиров Рама составляет около 750 °C. Температура ликвидуса тех и других пород равна примерно 950 °C (личное сообщение Томпсона, который определил эти данные на порошках естественных пород при 1 кбар P_{H2O}). Было рассчитано с использованием метода Шмидта [см. 10] распределение температуры как функции расстояния от источника тепла и времени. Принятая модель состоит из постоянного источника тепла в 1100° С, находящегося в 3 км ниже поверхности земли, на которой поддерживается постоянная температура 0° С. Скрытая теплота кристаллизации не учитывается и магма считается достаточно сухой, чтобы не принимать во внимание теплоту, переносимую жидкостью. Коэффициент диффузии льюисских пород принимается равным 0,01 см²/с. Распределение температуры как функции расстояния от источника тепла показано на фиг. 2 для 24 000 и 46 000 лет и для бесконечного времени, т. е. предельного случая. На диаграмме фиг. 2 видно, что после 46 000 лет плавление могло начаться на расстояния 700 м от контакта, а в 300 м от контакта плавление могло быть полным. Таким образом, если не учитывать результат нагревания непосредственно у границ источника тепла, где может образоваться значительно больше расплава, то можно подсчитать, что при днаметре источника тепла 8 км могло возникнуть 25 м³ расплава, а при днаметре 6 км — 14 км³. Вычисленный же объем кислых пород Рама — 20 км³. На фиг. 3 изображена зависимость распределения температуры от времени для расстояний от источника тепла в 350, 700 м 1050 м. Таким образом, вмещающие породы в 350 м от контакта могут достичь температуры солидуса после 10 000 лет. Заметим, что близ контакта температура как функция времени возрастает очень быстро.

Интересен также вопрос о распределении температуры вокруг магматической камеры при единичном внедрении магмы. Используя метод Шмидта, удалось установить, что при неустойчивом состоянии источника тепла, если только региональный градиент до внедрения интрузии не превышал 100° на каждый километр, температура в непосредственной близости от магматической камеры не могла достичь даже температуры солидуса. Однако если над магматической камерой находилась впадина, тогда поток тепла от двух поверхностей мог генерировать подходящие температуры. Были произведсны расчеты для нескольких таких случаев для впадин с вертикальными стенками и горизонтальным дном; при этом температуры выше 1000° С достигались в короткое время. Однако объем образованной таким путем кислой магмы оказывался недостаточным, чтобы объяснить появление всех кислых пород, встречающихся на Раме. Таким образом, автор считает необходимым



350 M

700M

1050M

24

28

32

800

600

400

200

0

4

8

12

16

Время, × 10⁻³лет

20

Ф п г. 2. Распределение температуры в зависимости от расстояния для 24 000 и 46 000 лет и для окопчательного состояния (для бесконечного времени).

Фиг. 3. Распределение температуры в зависимости от времени для точек, расположенных в 350, 700 и 1050 м от источника тепла.

Предполагается, что температура постоянно действующего источнина тепла (*Ths*) равна 1100° С. подчеркнуть большую важность источника тепла, существующего в течение значительного периода времени.

Одна из загадочных особенностей геологии Рама — приуроченность кислых пород лишь к ранним стадиям развития комплекса. Автор может предложить только одно объяснение, основанное на предварительных соображениях, а именно: магма не всегда занимает одну и ту же камеру. Только на ранних стадиях развития существовал источник тепла по соседству с вмещающими породами, которые могли плавиться. После этого кровлей магматической камеры служил расслоенный ультраосновной материал с очень высокой точкой плавления; во всяком случае, он не мог в результатс плавления дать гранит. После начального цикла образования расслоенных пород дно магматической камеры также должно было быть сложено расслоенным ультраосновным материалом.

Внедрение комплекса. Рамский массив является одним из группы третичных вулканических центров северо-западной Шотландии, к которым относятся также массивы Скай, Арднамёрхен и Малл. Эти комплексы расположены приблизительно на одной линии северо-северо-западного направления. Они лежат также на главных сбросах (в случае Рама — на предполагаемом продолжении сброса Кемесанари) или очень близко к ним. Другая линия, параллельная первой, соединяет остров Ланди с Северной Ирландией и может быть продолжена до островов Сент-Килда. Это главное направление прослеживается далее вдоль хребта Уивилл — Томпсон и Фарерско-Исландского поднятия до Исландии; оно заканчивается в восточной Гренландии. Весь этот пояс характеризуется магматической активностью, датируемой от очень позднего мела до настоящего времени. В общем наиболее древняя активность проявилась на концах пояса, а наиболее молодая продолжается в настоящее время в Исландии. Позволяет ли этот пример сделать какие-либо выводы?

В начале описываемого периода Западная Европа и Гренландия располагались значительно ближе друг к другу, чем теперь (см. обзоры Ле Пишона [11] и Саттона [15], посвященные вопросу развития Атлантики). Согласно данным Ле Пишона, 60 млн. лет назад расстояние от острова Рам до южной оконечности Гренландии достигало лишь 900 км (тогда как в настоящее время оно равно 2000 км). Европа и Гренландия соединялись мостом из континентального корового материала, бо́льшая часть которого могла находиться под мелким морем. В то время этот континентальный район начал распадаться, и его части стали перемещаться в разные стороны, что сопровождалось образованием хребта Рейкьянес. Однако западная Шотландия располагалась самое большее в 350 км от центральной линии района интенсивной магматической активности. Следовательно, эта зона находилась, по-вилимому, над областью поднятия материала мантии, который при снятии нагрузки во время поднятия мог образовать магму. По мнению Ботта [2, 3], доказательством такого процесса могут служить низкие аномалии силы тяжести и низкие скорости волн P в Исландии, где магматическая активность проявляется и в настоящее время.

Вайн [16] впервые высказал предположение, что первичной движущей силой при внедрении комплекса Рама было разрушение Гренландско-Европейского моста. Об этом говорит и большое возрастное сходство между этим поясом и другими цепями, связанными с океанической магматической активностью. Вероятно также, что действительное положение центров магматизма контролировалось пересечением северо-восточных разломов с общим простиранием магматической провинции. Можно предположить, что в Исландии магма подпималась с начала периода магматической активности, однако процесс растяжения морского дна приводил к появлению комплексов либо к востоку, либо к западу в зависимости от положения восходящей магмы по отношению к линии раскола континентов. Если полностью придерживаться этих взглядов, то остров Ланди следует считать более превним, а острова Сент-Килда — более молодым комплексом в британской части третичной провинции. Возрастные соотношения изучены еще недостаточно полно, но вероятнее всего, что все потландские третичные центры почти одновозрастны. Это можно объяснить тем, что магма внедрялась в кору в любое ланное время в пределах всего широкого пояса (скажем, длиной 300 км).

Заключение

В настоящей статье автор попытался проследить развитие расслоенного комплекса. Предполагается, что расслоенные ультраосновные породы образовались путем оселания кристаллов, выпавших из основной магмы. Каждая крупная единица расслоенного комплекса формируется в результате единичного поступления магмы в кальдерообразную камеру. Таким образом, в одном и том же месте в земной коре очень длительное время находился жилкий материал, который с геологической точки зрения по своему действию может быть уподоблен постоянному источнику тепла. Было показано, что предполагаемый размер магматической камеры достаточен для того, чтобы расплавить соответствующее количество вмещающих пород и образовать кислую магму, за счет которой возникли гранофиры и фельзиты. Наконеп, на основании современных данных о растяжении морского дна было выдвинуто предположение, что комплекс внедрялся в то время, когда Гренландия отчленялась от Запалной Европы, а Срединноатлантический хребет пачал размешаться вдоль хребта Рейкьянес. Возможно, наиболее существенный вывод из всего вышеизложенного — это заключение об ограниченности наших знаний о механизме математических интрузий и о существовании множества спекулятивных гипотез. Однако автор считает, что и такие сведения способствуют правильной постановке вопросов в будущем и развитию полевых и лабораторных наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Bailey E. B., Tertiary igneous tectonics of Rhum (Inner Hebrides), Q. J. geol. Soc. Lond., 100, 195, 1945.
 Bott M. H. P., The formation of oceanic ridges, Nature, Lond., 207, 840, 1965a.
 Bott M. H. P., The Upper Mantle beneath Iceland, Geophys. J. R. astr. Soc., 9,
- 275, 1965b.
- 4. Brown G. M., The layered ultrabasic rocks of Rhum, Inner Hebrides, Phil. Trans. R. Soc., 240B, 1. 1956.
- D u n h a m A. C., The nature and origin of the groundmass textures in felsites and granophyres from Rhum, Inverness-shire, Geol. Mag., 102, 8, 1965.
 D u n h a m A. C., The felsites, granophyre, explosion breccias and tuffisites of the north-eastern margin of the Tertiary igneous complex of Rhum, Inverness-shire, Q. J. geol. Soc. Lond., 123, 327, 1968. 7. Dunham A. C., Emeleous C. H., The Tertiary geology of Rhum, Inner Heb-
- rides, Proc. Geol. Ass., 78, 391, 1967.
 8. Dunham A. C., Thompson R. N., The origin of granitic magmas: Rhum and Skye, J. geol. Soc. Austr., 14, 339, 1967.
- 9. Harker A., The geology of the small isles of Inverness-shire, Mem. geol. Surv.
- U. K. (Scotland), 1908.
 10. In gersoll L. R., Zobel O. J., In gersoll A. C., Heat conduction with engineering, geological, and other applications, The Univ. of Wisconsin Press, Madison, 1954.
- 11. Lo Pichon X., Sea-floor apreading and continental drift, J. geophys. Res., 73, 3661, 1968.
- M c Q u i l l i n R., T u s o n J., Gravity measurements over the Rhum Tertiary Plutonic Complex, Nature, Lond., 199, 1276, 1963.
 R a s t N., D i g g e n s J. N., R a s t D. E., Triassic rocks of the Isle of Mull; their sedimentation, facies, structure, and relationship to the Great Glen Fault and the Mull calderas, Proc. geol. Soc. Lond., № 1645, 299, 1968.
 S t e w a r t F. H., Tertiary igneous activity, *in* the geology of Scotland (Ed. G. Y. Craig), Oliver and Boyd, Edinb. and Lond., p. 420, 1965.

- 15. Sutton J., Development of the continental framework of the Atlantic. Proc. Geol. Ass., 79, 275, 1968.
- 16. V i n e F., Spreading of the ocean floor: New evidence, Science, N.Y., 154, 1405, 1966.
- VIII е г., Spreading of the ocean moor: New evidence, Science, N. I., 154, 1405, 1966.
 Wadsworth W. J., The layered ultrabasic rocks of South-West Rhum, Inner Hebrides, Phil. Trans. R. Soc. Ser. B, 244, 21, 1961.
 Wager L. R., Brown G. M., Layered igneous rocks, Oliver and Boyd, Edinb. and Lond., 1968. [См. русский перевод: Л. Уэйджер, Г. Браун, Расслоенные изверженные породы, изд-во «Мир», М., 1970.]

СТРУКТУРА И РАЗВИТИЕ СЕВЕРНОГО КОЛЬЦЕВОГО КОМПЛЕКСА МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ НУАНЕТСИ. ЮЖНАЯ РОЛЕЗИЯ

К. Стилмен

Ввеление

Северный кольцевой комплекс является наиболее значительным в группе позанекарруских кольцевых комплексов, относящихся к магматической провиннии Нуанетси юго-восточной Родезии (фиг. 1) [5]. В настоящей статье

Фиг. 1. Геологическая карта западной части магматической провинцип Нуанетси и местоположение Северного кольцевого комплекса [4].

 меловые осадочные породы.
 магматические породы Карру (2-5): 2-интрузивные комплексы;
 главный гранофир; 4 — риолитовые экструзивы; 5 -- базальты.
 6 — осадочные породы Карру;
 7 — гнейсы основания; 8 — направление региовального падения; 9 — сброс: 14 — осъ спридинали сброс; 10 — ось синклинали.

дается детальное описание структуры и развития Северного кольцевого комплекса и отмечаются некоторые проблемы, заслуживающие особого внимания. В дальнейшем будет опубликована статья, посвященная петрологии и петрогенезису тела расслоенного габбро, имеющего мощность по крайней мере 3 км и диаметр более 6 км и представляющего собой самый крупный в провниции интрузивный массив основного состава.

После описания комплекса рассматривается его значение как части провинции Нуанетси с точки зрения магматической активности карру в целом со ссылкой на поздне- и посткаррускую тектонику Центральной и (1)жной Афряки.

Общее описание

Массив габбро, залегающий среди базальтов Карру (Стормберг), частично окружен веполной кольцевой дайкой кварц-фаялитовых порфиров и прорван множеством конических пластовых залежей кислых пород. Южная граница Северного комплекса срезается Главным гранофиром — гранофировой пластовой залежью, имеющей большую протяженность и представляющей собой одну из наиболее крупных кислых интрузий провинции. Возраст базальтовых лав оценивается 200 млн. лет, возраст же главной гранитной

296	
	545,440TE
	NA 54 10118
	SUPERIO IN XX



2 - 0

1 ∭6 Чуанетси RH 7 0.0.0.0 я - 0 - 10 40кж





Фото 1. Сстчатые прожилки красного микрогранита в габбро. а — обнажение в 2,5 км к юго-западу от Мадзенвене; б — образец метагаббро с холма Сентинел.

интрузии района в последней работе Мантона [7] определен в 177 + 7 млн. лет. Возраст главной гранофировой пластовой залежи, прорванной гранитными интрузиями, точно не установлен: совершенно не датированы габбро Северного кольцевого комплекса. Однако наиболее вероятно, что их возраст несколько ближе к 200, чем к 177 млн. лет. и они. таким образом. относятся к ранней юре, как и интрузии позднего карру.

Последовательность событий, по-видимому, была следующей:

- 1. Нитрузии долеритовых силлов и даек в Основная нитрузивная базальты Стормберг ด้สวล์
- 2. Внедрение габбро
- 3. Частичное оселание блоков земной коры вместе с габбро; внедрение кольцевой дайки и ассоциирующих темпо-желтых микрогранитов
- 4. Метаморфизм и гибридизация габбро
- 5. Виспрение конических пластовых залежей микрогранитов, происходившее в две стадии: а) микрограниты Чанье, б) красные микрограциты. Внедрение интрузивных брекчий, ассоциирующих с микрограцитами
- 6. Формирование поздних гидротермальных жил
- 7. Региональное внедрение долеритовых даек

Цептр внедревия кольцевой дайки находился несколько западнее центра габбрового массива, в то время как центр интрузий конических пластовых залежей был слегка слвинут к северу от центра габбрового массива.

Кислая

фаза́

интрузивная

Основные интрузивы

Погаббровые долеритовые силлы и дайки. Наиболее ранняя фаза интрузии представлена долеритовым силлом, достигающим нескольких сотен метров мощности и прорывающим базальты у восточной границы габбрового массива. Этот силл был прорван габбро; в настоящее время породы силла встречаются в виде метаморфизованных и рассеянных останцов. Там, где силл не полвергся воздействию габбро, он сложен субофитовыми долеритами, содержащими лейсты лабрадора, гипидиоморфный авгит и редкий гиперстен. Порода является необычной только по высокому содержанию в ней магнетита, который часто образует линзовидные скопления, параллельные поверхности силла. Там, где порода включена в виде обломков в габбро, она перекристаллизована с образованием отчетливой гранулитовой структуры, в которой пироксены в общем более идиоморфны, чем плагиоклаз. Иногда наблюдается структура течения с ориентированными полевошпатовыми лейстами. Так как прожилки магнетитовых зерен очень напоминают линзы магнетита в неметаморфизованном силле, залегающие параллельно структуре течения, то можно предположить, что структура является унаследованной. Эта порода весьма близка к микрогаббро, описанному Коксом и др. [5] в качестве самой ранней интрузии в соседнем комплексе Масукве. По мнению Кокса, микрогаббро Масукве представляют собой относительно тонкий почти горизонтальный силл. Широкое рассеяние останцов метадолеритов в Северном кольцевом комплексе свидетельствует о значительном развитии долеритов, а силлоподобная форма их тела ясно видна там, где они прорывают базальты.

Этот силл прорван большим количеством тонкозернистых долеритовых даек, обнажающихся по реке Маликанги, примерно в 1 км восточнее контакта габбрового массива, к юго-востоку от холма Мадзенвене. Они слабо изогнуты и ориентированы почти параллельно простиранию полеритового силла, круто погружаясь в направлении массива габбро и изредка разветвляясь. Дайки могут представлять собой часть конической пластовой интрузии, достигшую главного габбро, однако в поле непосредственной связи даек с габбро не наблюдалось.

Габбро. Габбро слагают ритмически расслоенный массив, внешний контакт которого, хотя и имеет отчетливо интрузивный характер (фиг. 3), по-видимому, обычно залегает согласно с расслоенностью базальтов (определяющейся поверхностями течения, ориентировкой газовых пузырьков и изменениями структуры), что указывает на почти горизонтальное первичное





Фиг. 2.

 а' — северный контакт между габбро и базальтами на холме Сентинел (АА' и В'В — линии разрезов).
 б — габбро, инъецирующие долериты вдоль плоскости, параллельной поверхности долеритового силла.
 Обнажение на восточной границе габбро, близ реки Маликанги. Структура течения полевых шпатов в габбро указывает направление инъекции.

жается в сужении выходов на поверхность габбровых тел вдоль западной стороны массива. Это более крутое падение на западе, очевидно, обусловлено влиянием меридионального послегаббрового поперечного сброса, связанного с кольцевым сбросом, который расположен не совсем концентрически по отношению к габбровому массиву. Если действие этих сбросов скомпенсировано, то можно предположить, что современная форма расслоенности повторяет форму очень пологого канала. Увеличение углов падения усиливает несогласие, которое проявляется в характере залегания относительно редких останцов и в пересечении габбро и вулканических пород на западе под более острым углом.

положение контакта. Так как по периферии габбро контакт габбро с базальтами проходит на разных уровнях в разных точках, создается впечатление, что на некотором участке габбро должны разделяться базальтами; это подтверждается наблюдениями на холме Сентинел (фиг. 2, *a*).

При внедрении габбро влоль плоскостей напластования базальтов должны были возникать благоприятные условия для отделения согласно залегающих останцов вулканических пород, подобных описанным в Северном кольцевом комплексе: их распреледение могло в значительной степени определяться положением верхней и нижней поверхностей интрузивного тела.

Близ границ массива ритмическая расслоенность и магматическая листоватость в габбро обычно совпадают с поверхностями напластования вмещающих пород и с плоскостями размещения согласно залегающих останцов. Плоскости расслоенности по периферии массива располагаются концентрически; по направлению к центру массива углы падения становятся круче, изменяясь в среднем от 10-15 до 30-35°. Однако в западной части массива постоянно наблюдаются более крутые углы падения, чем в восточной, что выра-

На профиле, пересскающем габбровый массив, видно чередование кольпеобразных структурных елинип кварп- и оливинсодержащих габбро, слагающих пологие холмы, расположенные в виде концентрических колеп. Холмы представляют собой внешнюю часть каждой структурной единицы и отделены друг от друга изогнутой равниной с пологими склонами. параллельными падению слоев. В пределах каждой структурной единицы отмечается как ритмическая, так и скрытая расслоенность. Подразделения. первоначально выделенные на основании наличия или отсутствия оливина. соответствуют ритмической расслоенности. Это подтверждает предположение о существовании отдельных структурных единиц, кристаллизовавшихся на месте. Кажлая такая елиница начинается с оливинсодержащих кумулятивных габбро, переходящих в мезо- и адкумулятивные габбро, в которых оливин исчезает ¹. В верхних частях тел развивается конечный мезостазис, состоящий из кварца и калиевого полевого шпата. Адкумулятивные габбро в общем составляют большую часть объема структурной единицы, но все же в их пределах периодически развивается ритмическая расслоенность, обусловленная скоплениями полевых шпатов, а также сохраняется скрытая расслоенность. Нигде в обнажениях не было встречено скоплений оливина или пироксена. Обычна магматическая листоватость, связанная с грубо линейным расположением таблитчатых кристаллов плагиоклаза. В одной структурной единице полевые шпаты, имеющие пластинчатую форму, располагаются строго линейно в чередующихся плоскостях, что обусловливает очень резко выраженную магматическую листоватость, происхождение которой, очевидно, связано с ориентировкой течения. Границы этой единицы, не похожей на большинство других, ясно определяются по четким различиям как в строении, так и в минеральном составе, установленным путем минералогических подсчетов. Изучение различий в минеральном составе в препелах всего габбрового массива указывает на повторение скрытой расслоенности в различных единицах, а также позволяет предполагать, что оливин и моноклинный пироксен в отчетливо листоватой единице появляются на более поздней стадии дифференциации, чем в других единицах. Дальнейшее детальное изучение петрологии габбро подтвердило, что габбро с аномально высокой степенью листоватости почти несомненно было интрудировано спустя некоторое время после интрузии других габброидов и внедрялось в уже существовавший разрез после поднятия и частичной кристаллизации остальных частей массива. Однако оно имело настолько близкие с ним температуру и физическое состояние, что при внедрении не проявило свойств активной магматической интрузии. Еще моложе маломощные пластовые залежи роговообманкового габбро, которое, вероятно, представляет собой более позднее выделение из магмы.

Остается еще одна проблема, требующая обсуждения, а именно: внедрялось ли остаточное габбро как единое магматическое тело и все его различия обусловлены последующей дифференциацией на месте или же было несколько импульсов внедрений? Наблюдается отчетливая скрытая расслоенность, отражающая общее возрастание основности снизу вверх, хотя в пределах каждой крупвой структурной единицы отмечается скрытая расслоенность с противоположной, нормальной, тенденцией, при которой по направлению вверх происходит увеличение кислотности. Действительно, различия, отмечающиеся в пределах каждой структурной единицы, гораздо больше, чем отличия одной единицы от другой. Очень трудно согласиться с представлением об единичном акте внедрения магмы. Гораздо правдоподобнее кажется предположение о существовании первоначальной магматической камеры очень больших размеров, в которой происходила дифференциация путем фракционной кристаллизации и из которой через определенные интервалы

¹ Термянологию см. в работе Уэйджера и Брауна [18]. – Прим. ред.

внедрялась магма. При первом импульсе внедрения во вмещающие базальты поступал слой частично закристаллизованной магмы. В этой магме продолжался процесс дифференциации, который, возможно, определялся отсутствием осевшего в раннюю стадию оливина. Процесс продолжался до тех пор, пока непосредственно под этот слой магмы не внедрялась магма второго и третьего импульсов, в которой таким же образом происходила дифференциация на месте. Исходная жидкость в каждом последующем случае была немного менее основной, чем в предыдущем, что, возможно, было обусловлено длительной фракционной кристаллизацией в главной магматической камере. Во всяком случае, повторяющаяся тенденция плагиоклаза давать главную фазу вкрапленников свидетельствует об обогащении жидкости веществом кальциевого плагиоклаза. Другими словами, здесь существовала магма, богатая плагиоклазом вследствие отсутствия раннего оливина.

На основании мошности отлельных элементов расслоенных структур. наблюдаемых на поверхности, можно допустить, что минимальная мошность габбро составляет 3,2 км. В пределах этого разреза скрытая расслоенность, отражающая общую тенденцию, не может быть увязана с какими-либо значительными различиями в химическом составе. Состав оливинов изменяется от Fa₁₅ до Fa₃₅, ромбических пироксенов — от Fs₂₀ до Fs₃₆, моноклинных пироксенов (авгит) — от Wo45En49Fs, до Wo38En46Fs16, а плагиоклазов от An₈₄ до An₆₄, хотя анортозитовые кумулаты, представляющие собой наиболее обычные конечные члены ритмической расслоенности, постоянно содержат гораздо более кальциевый плагиоклаз, чем плагиоклаз нормальных адкумулатов. Закаленные породы, а также явно базальные ультрамафические кумулаты отсутствуют, что не позволяет определить первоначальный состав магмы. Вполне вероятно, что либо основание нигле не обнажено, либо становление массива связано с какой-то другой магматической камерой. а установленные здесь интрузивные породы составляют только небольщую часть общего объема магмы. Однако механизм внедрения габбрового массива, объем которого превышает 2,6 км³, представляет сложную проблему. Вдоль северной и восточной границ массив залегает согласно с базальтами и долеритами, но западная граница проходит по разлому. Ориентировка контакта иногда видна в трех измерениях; особенно хорошо она наблюдается на холме Сентинел (фиг. 2, а), где габбро внедрялось горизонтально вдоль плоскостей в базальтах. Приблизительно согласное залегание лучше всего доказывается одинаковым смещением габбро и базальтов вдоль нормальных сбросов, пересекающих границы интрузии. В большинстве случаев метадолеритовые и метабазальтовые останцы в габбро очень тонкие и располагаются параллельно листоватости габбро, но в северной части массива близ границы имеется несколько более крупных неправильных относительно слабо перекристаллизованных базальтовых плит, в которых сохранилось основание и ориентировка которых едва ли нарушена. Эти тела срезаны главными широтными сбросами и, по-видимому, представляют собой языки вулканических пород, возможно, из кровли интрузии, которые были отторгнуты от вмещающих пород. Их современное положение на выходах габбро обусловлено сбросами.

Ни в габбро, ни в базальтах не установлено структурных признаков, которые позволили Томпсону и Патрику [14] предположить, что любой останец оседал в габбровой магме и оставался в кристаллическом осадке дна. С помощью этого механизма объясняли положение подобных останцов, например, в щелочной интрузии Кангердлугссуак в Гренландии [17]. С другой стороны, имеются данные, указывающие на небольшое вертикальное движение многих останцов. Последние располагаются в пределах как кумулятивных, так и адкумулятивных габбро, и часто их границы с боков прорваны габбро с плоскостью инъекции, почти всегда параллельной расслоенности. Это свидетельствует о межпластовой инъекции, хотя сама по себе такая особенность не говорит о раскалывании или о существовании ослабленных структурных плоскостей в базальтах. Наличие описанных выше крупных базальтовых плит свилетельствует о некотором частичном обрушении кровли, но, так как на границах габбро по крайней мере частично залегает согласно с вулканическими поролами, массив должен был создать для себя гораздо большее пространство путем поднятия кровли. К сожалению, в окружающих базальтах отсутствуют признаки погружения, что не позволяет говорить о первоначальном куполообразовании. Кроме того, такое куполообразование могло быть скомпецсировано, если падение расслоенности габбро внутрь массива было обусловлено постинтрузивным оседанием его центра. Уэйджер [17] показал. что в Кангердлугссуаке аккумуляция кристаллов могла вызвать некоторый наклон лна камеры. Лействительно, гипотетический разрез этой интрузии, данный Уэйлжером, очень сходен с разрезом Северного кольцевого габбро. Однако для основных магм с относительно низкой вязкостью направление расслоенности должно быть почти горизонтальным [18], и в пределах Северного кольца углы оползания кристаллов, осевших на стенках камеры, не превышают углов падения стенок. Во всяком случае, такое сравнение может быть и неуместным, так как Северное кольцевое габбро рассматривается не как сдиное охлажденное тело, а как результат нескольких импульсов внедрения, сформировавших структурные единицы, залегание которых было параллельно слоистости вулканических пород и внешней границе интрузии (отмечено их смещение вдоль нормальных сбросов). Механизм внедрения долеритовой пластовой залежи в неорогенических районах рассмотрен Кэри [2]. По его мнению, крупные долеритовые пластовые интрузии должны развиваться в форме конических трубок, так как вертикальные углы падения, характерные для долеритового тела на глубипе, по направлению вверх, на более высоких уровнях земной коры, постепенно выполаживаются. Однако в таком случае скопления гравиметрических точек должны быть приурочены к наклонной поверхности контакта. В Северном кольцевом комплексе падение при этом должно достигать 37°, что маловероятно. С другой стороны, эти скопления могли возникнуть при угловом несогласии с границами интрузии, которое в общем не проявляется в расслоенности габбро.

Возможно и другое объяснение, а именно: создание пространства в результате погружения дна интрузии с образованием области оседания. Такой механизм мог бы объяснить последовательные импульсы внедрения как результат повторных погружений дна, а появление останцов — как следствие отделения кусков базальта. Однако для этого требуется кольцевой разлом (не существующий в действительности), который по крайней мере частично окружал бы габбро и создал бы полностью несогласные контакты с вмещающими породами.

Метаморфизм и гибридизация габбро. Габбро подверглось термальному метаморфизму пизкой ступени в двух дугах меридионального простирания, ширина которых достигает 1 км. Дуги расположены под углом к расслоенности габбро и включают все разновидности пород. Вследствие метаморфизма породы сильно уплотнились и приобрели темную окраску; полевые шпаты подверглись процессу замутнения. Породы пронизаны многочисленными сетчатыми прожилками гранофиров и микрогранитов. Кокс с сотрудниками [5] показали, что породы не являются продуктом автометаморфизма. Полевые данные, особенно резкое окончание кислых сетчатых прожилков на краю зоны метаморфизма, позволяют предполагать, что породы связаны с кислым иптрузивом, который образовал ограниченную зону инъекции и метаморфизма, но сам но достиг уровня современной поверхности.

Дальнейшее доказательство активности кислой магмы, сильно влиявшей на основные породы, — наличие дуги гибридных габбро-гранодиоритовых пород, которая грубо параллельна концентрической восточной дугообразной зоне метаморфизма, но сечет ее па юге. Гибридные породы чрезвычайно разнообразны и изменяются от слабо уралитизированных габбро до однородных



Ф и г. 3. Геологическая карта Северного кольцевого комплекса (поздние образования — кремнисто-карбонатные жилы и дайки долеритов — не показаны, а дайки микрогранитов для ясности обобщены).

І — аллювий; 2 — осыпи. Каслые витрузявы (3-10): 3 — гранты Матеке; 4 — Главный гранофир: 5 — дайки микрогранитов; 6 порфировая и микрогранитая кольцевая дайка; 7 — полевошпатовые порфиры; 9 — гибридные гранодиориты; 10 — зова термального метаморфизма. Основные илтрузавы (11—18): 11 — роговообманковые габбро; 12 — габбро 1; 13 габбро 2а; 14 — габбро 26; 15 — габбро 4а; 17 габбро 46; 18 — долериты. Вулканческие породы Карру (19—21): 19 — базальты V2; 21 нолевошпатовые порфировые базальты V2; 22 метабальтов; 23 метабальтов; 23 метабальтов; 23 метаболе 23 — метабор 23 метаболе 23 — метаболе 3 — метабальтов; 24 — метабальты V2; 24 метабальтов; 23 метабальтов; 23 метаболей; 23 — метаболе 3 — метаболеритов. роговообманковых гранодиоритов с содержанием кварца свыше 20%. На всех стадиях гибридные породы очень сходны с породами ксенолитов и включают как габбро, так и метадолериты; последние часто сравнительно мало изменены, тогда как габбро почти полностью ассимилированы. Установлены следующие стадии ассимиляции [5]:

 Замутнение плагиоклаза с возникновением зональности; при этом по направлению к границам зерен плагиоклаз приобретает более натровый состав¹. Баститизация авгита, замещение гиперстена бурой роговой обманкой, образование жил кварца и ортоклаза.

2. Дробление габбро с привнесением большого количества гранитного материала, дальнейшее образование зональности в плагиоклазе и замещение гиперстена; коррозия авгита и его частичное замещение роговой обманкой.

3. Дальпейшее местное перераспределение обломков основного материала, дробление в отдельных ксенокристах вместе с продолжающимся развитием зональности в плагиоклазе, замещение пироксена и начало замещения натрового плагиоклаза ортоклазом.

Что касается характера и происхождения гранодиоритов, то здесь следует указать, что гибридные породы не представляют собой смеси габброидных пород и кислой магмы, а скорее могут рассматриваться как результат селективного метасоматоза, вызванного дополнительным привносом щелочей и, возможно, железа и удалением извести, магнезии и некоторого количества глинозема. Никаких доказательств интрузии не обнаружено, однако существуют данные, указывающие на нагревание (вероятно, раннее), а именно: замутнение плагиоклаза и возникновение местной частичной подвижности вещества, в результате которой образовалась сеть прожилков кварца и ортоклаза. Эта стадия очень сходна с эффектами, наблюдаемыми в метагаббровых пугах.

Кислые интрузивы

Кольцевая дайка. Наиболее ярко выраженная топографическая особенность комплекса — наличие слегка полигональной кольцевой дайки; диаметр кольца, образуемого дайкой, превышает 12 км. Северная и западная дуги с тремя пиками — Зауве, Гурутангу и Мадзенвене — поднимаются на высоту от 150 до 300 м над базальтовой равниной, образуя почти непрерывную стену, которая прослеживается более чем на 25 км. Она включает площадь, занимаемую габбро (вместе с 40 км² базальтов на западе). Однако ни дайка, ни кольцевая трещина не продолжаются на восток, где наблюдаются только изолированные сегменты дайки без сбросовых смещений. На юго-западной дуге установлено оседание почти на 1200 м, и ббльшая часть этого вертикального смещения сопровождалась, очевидно, дроблением блока внутри кольцевой дайки. Основной контроль осуществлялся дуговыми сбросами северного простирания, а самый восточный сброс сопровождался дополнительной интрузией, образовавшей перегородку в кольцевой дайке, которая теперь составляет большую часть западной границы габбровой интрузии (фиг. 4). Направления многих сбросов, которые разбивают осевший блок внутри кольцевого разлома, совпадают с простиранием региональных трещин; наиболее часто отмечается восток-юго-восточное простирание, параллельное оси синклинали Нуанетси и имеющее очень важное значение в развитии интрузивной провиннии в пелом [5, стр. 119]. Однако возможно, что еще большее. хотя и местное, значение имеет меридиональное простирание, которое слабо выражено за пределами Северного кольцевого комплекса. Исключение составляет зона дробления Маозе в самом Северном кольце и дайка Бези к северу от него.

¹ Это явление непонятно. Зопальность может образоваться только в результате роста кристаллов из расплава. При замещении возникает пятнистость, не связанная с зонами кристалла. секущая их. – Прим. ред.



Фиг. 4. Широтный разрез (несколько упрощенный) Северного кольцевого комплекса через холм Саддлбек (вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы).

Вулканические породы Карру (1—2): 1 — базальты; 2 — останцы метавулканических пород. Интрузивы (3—12): 3 — габбро 1; 4 — габбро 2а; 5 — габбро 2б; 6 — габбро 3; 7 — габбро 4а; 8 — габбро 4б; 9 — порфировая кольцевая дайка; 10 — зона термального метаморфизма; 11 — гибридные гранодиориты; 12 — микрогранитная дайка.

На юге между перегородкой и внешней дайкой наблюдается зона кровли шириной 3 км, перекрывающая базальты; другой небольшой сегмент кровли сохранился вдоль внутренней стороны северной дуги, также к западу от перегородки.

Контакты кольпевой дайки почти повсеместно закалены, а в северной на контакте присутствуют многочисленные угловатые дуге ксенолиты базальтов. На северной стороне холма Мадзенвене выполнение миндалин в базальтах и вкрапленники плагиоклаза перекристаллизованы на протяжении 15 м от контакта, а базальт обожжен на расстоянии 60 м. Почти вертикальное положение контакта выявляется в сечениях потока; такое же соотношение установлено на юго-западе, где кольцевая дайка находится в контакте с гранитами Матеке и Главным гранофиром. Именно здесь могут быть определены возрастные соотношения этих кислых интрузивов. Западная граница кольцевой дайки закалена, хотя здесь описано несколько базальтовых ксенолитов. Там, где порфиры находятся в контакте с гранитом Матеке и с Главным гранофиром, также встречаются только ксенолиты базальта, а не кислого материала. На контакте гранитов Матеке наблюдается пятнистое развитие тонкозернистых микрогранитов и небольшие кварцевые и полевошпатовые жилы, пронизывающие кольцевую дайку. Главный гранофир также закален рядом с кольцевой дайкой с образованием кремнистой скрытокристаллической каймы. Кольцевая дайка, таким образом, предшествует во времени как граниту, так и гранофиру, в то время как гранит интрудирует гранофир, что подтверждается как местными, так и региональными наблюдениями. К тому же контакт кольцевой дайки с другими кислыми породами должен представлять собой первичную внешнюю границу дайки, так как ее собственная закаленная зона не изменена.

Породы кольцевой дайки представлены фаялитсодержащими порфировыми адамеллитами с вкрапленниками плагиоклаза, менее обильным пироксеном, фаялитом и магнетитом, часто с гломеропорфировой структурой; они кристаллизовались как на глубине, так и в близповерхностных условиях. С глубинной стадией кристаллизации связано образование относительно слабо зональных ядер андезина, фаялита и ферроавгита, с гипабиссальной оболочки резко зонального олигоклаза вокруг андезина, имеющей одинаковую оптическую ориентировку с олигоклазом основной массы, каемок роговой обманки вокруг кристаллов авгита и появление в основной массе кварца и ортоклаза, часто в гранофировых срастаниях. Породы кровли кольцевой дайки более грубозернисты, обладают менее четкой порфировой структурой; для них характерна длительная близповерхностная кристаллизация с преобладанием олигоклаза, роговой обманки, ортоклаза и кварца при полном отсутствии фаялита. Темно-желтые микрограниты, которые слагают группу массивных даек, концентричных с персгородкой кольцевой дайки, не смещены сбросом, но по петрографическому составу близки к породам кольцевой дайки. Они содержат вкрапленники андезина с краевой зональностью, окруженные натровой каймой, а также корродированные кристаллы ферроавгита, окаймленные бурой роговой обманкой, иногда полностью замещающей кристаллы ферроавгита. Все они рассеяны в гранитной основной массе, в которой часто наблюдается взаимопрорастание кварца и ортоклаза и местами встречается бурая роговая обманка.

Присутствием модального фаялита и железистого авгита породы кольцевой дайки напоминают геденбергитовые гранофиры Скергаарда [см. 19] или геденбергит-фаялитовые и амфибол-фаялитовые граниты кольцевых даек нигерийских молодых гранитов [6]. Однако еще большее сходство они обнаруживают с пекоторыми другими членами риолит-риодацитовой серии в синклинали Нуанетси. Неравновесный характер ранних основных вкрапленников и более кислой основной массы указывает на необычную обстановку, когда быстрое охлаждение частично закристаллизованной магмы предотвращает полную резорбцию ранних членов реакционной серии с последующим обрашением поздних членов и местами дает основную массу более кислого состава, чем средний валовой состав магмы. Породы кольцевой дайки и микрограниты и гранофиры поздних малых интрузий Северного кольцевого комплекса и других комплексов различаются главным образом лишь по минералогическому составу. На вариационной диаграмме риодацит-риолитовой серии для всей провинции [5, фиг. 29] видно, что порода кольцевой дайки точно попадает на общую вариационную модель, располагаясь в риодацитовом конце серии. Таким образом, можно утверждать, что кольцевая дайка представляет собой одну из ранних фаз кислой интрузии, вероятно, синхронную с некоторыми экструзиями риолитов, теперь встречающихся только близ оси синклинали.

Микрогранитные дайки представлены сложной дугообразной системой разветвляющихся, сетчатых и пересекающихся даек с крутым, направленным внутрь падением, которые очепь напоминают конические слои интрузивного центра Арднамёрхен и в деталях (фиг. 5) обладают такими особенностями, которые, по мнению Нобла [8], говорят об интенсивности внедрения. Менее часто дайки образуют многочисленные сетчатые прожилки в габбро, и нередко угловатые блоки габбро могут быть мысленно легко «пригнаны» один к другому. Однако иногда развивается интрузивная брекчия, в которой встречаются обломки как местного, так и экзотического материала, обычно габбро и базальтов соответственно. Они обнаруживают различную степень истирания и растворения, что может служить доказательством внедрения в виде пасыщенной флюндами системы. В ряде случаов обломки габбро еще более переработаны и превращены в гибридизированные микрограниты.

Установлены две главные фазы микрогранитных интрузий — более ранняя фаза Чапье, представленная контаминированными серыми породами, и более иоздняя фаза красных микрогранитов, к которой относятся более чистые, по все же несколько загрязненные основным материалом породы. Колебания внутри фаз незпачительны и ограничены различиями в составе минералов, связанных с основными породами. Сетчатые прожилки обычно проявляют признаки гибридизации, вызванной скорее контаминацией на месте, чем ассимиляцией основного материала до внедрения интрузии.



Фиг. 5.

 Ф н г. 5.
 а — формы залегания микрогранитов и даек интрузивной брекчии к западу от Макудства. Интрузивная брекчия сечется ранними микрогранитами Чанье (частый крап) и более поздними красными микрогранитами Чанье (частый крап) и более поздними красными микрогранитами тами (редкий крап). Все дайки падают на запад (влево) под углом 75-80°.
 б — д. Различные небольшие инъекции микрогранита и гранофира в габбро. б — сетчатые прожилив гранофира (селый), произывающие габбро (крап). Активная инъекция с чекоторым расширением стевок и переработкой отделенных ксенолитов габбро; в — инъекция с сильной переработкой отделенных ксенолитов габбро, гибридизированных интрузивным микрогранитом; г — инъекция с обрушением габбро без видимого расширения, слабая переработанными ксенолитов: д — интрузивная обрушения, контиктами, угловатыми, местами переработанными ксенолитани габбро (редкий крап) и округлыми ксенолитами базальтов (частый крап), перенесенными на большое расстояние. Связующая масса гранофираниза появиная. нофировая, негибридизированная.

Микрограниты Чанье содержат крупные зональные кристаллы плагиоклаза. состав которых колеблется от лабрадора — андезина в центре до олигоклаза в краях. Кристаллы корродированы и окружены оболочкой ортоклаза, который имеет одинаковую оптическую ориентировку с ортоклазом основной массы. Присутствует также корродированный пироксен, в значительной степени замещенный роговой обманкой. По-видимому, ксенокристаллы, происхождение которых связано с габбро, рассеяны в основной массе моваичной структуры, состоящей из кварца, ортоклаза, микропертита и магнетита. Важной особенностью является наличие в основной массе закаленных фаз — игольчатых кристаллов богатого альбитом санидина, который, очевидно, присутствует здесь вместо микропертита крупнозернистых пород. Существование этих полевых шпатов указывает на очень высокую температуру кислого расплава, возможно, на субвулканические условия. 🐗

Красные микрограниты содержат включения вссх других микрогранитов, а также габбро и базальтов. Часто они имеют гранофировую структуру и включают сильно резорбированные ксенокристы, поступившие из габбро. Основную массу составляют преимущественно кварц и щелочной полевой цпат, часто микропертитовый; мелкие кристаллы олигоклаза окружены каемками замещения, представленными ортоклазом. К остаточным первичным минералам относятся зеленая роговая обманка, редкие обломки биотита и многочисленные зерна магнетита.

Интрузивные брекчии образуют дайки, подобно микрогранитам. Они содержат почти угловатые до округлых обломки базальтов и габбро, рассеянные в связующей массе как гранофировых, так и гибридных серых микрогра-

нитов. Длина ксенолитов обычно не превышает 2,5 см, хотя иногда достигает 15 см. Важно отметить, что они часто замещены и при этом наблюлаются все переходы от неизмененных базальтов до полностью замешенных пород. Количественные соотношения габбровых и базальтовых ксенолитов в общем не зависят от того, что прорывают дайки: габбро или базальты. Таким образом, обломки должны представлять материал, поднявшийся со значительной глубины. Базальтовые обломки в общем более округлы, чем габбровые (фиг. 5), которые в некоторых случаях могут соответствовать боковым поролам. Это позволяет предполагать, что базальтовые обломки переносились на большее расстояние. Заслуживает внимания тот факт, что полностью замещенные участки имеют состав, близкий к составу описанных ранее гранодиоритовых гибридных пород. Возможно, что первоначальное брекчирование, как и в случае других интрузивных брекчий подобного рода [9, 10, 3], могло быть связано с интенсивным действием газов, следующих за внедрением жилкой фазы, которая привела к гибридизации включений или способствовала кристаллизации гранофировой связующей массы.

Механизм внедрения. В Северном кольцевом комплексе. вероятно, происходили как цассивное внедрение жидкости в результате оседания блоков в больших масштабах (фиг. 4) или обрушения и дробления в небольшом масштабе (фиг. 5), так и интенсивная интрузия газовой и жидкой фаз. Ранее [15, 5] было высказано предположение, что внедрение многих кислых интрузий провинции происходило путем оседания дна камеры, связанного с оседанием угловатых блоков земной коры. Однако едва ли образование неполной кольцевой дайки Северного кольца может быть результатом такого пассивного оседания. Действительно, имеется мало данных (кроме почти горизонтального залегания зон кровли), говорящих о интрузии в прямом смысле. В пределах провинции, однако, были выявлены активно внедренные интрузии. Их формирование приписывается большому давлению в магматической камере, возможно связанному с перегревом магмы, что привело к образованию куполов в комплексах Масукве и Дембе. Но действительное физическое состояние магмы при интрузивном процессе еще неизвестно. Кокс и его сотрудники высказали предположение о существовании обильной газовой фазы, так как в пределах всей магматической провинции Нуанетси наблюдается ассоциация кислых интрузивных пород с игнимбритами, которые, по существу, представляют собой флюидизированную экструзивную систему. Выше уже отмечалось, что зона гранодиоритовых гибридных пород Северного кольца может рассматриваться скорее всего как результат селективного метаморфизма или «гранитизации» и что дуги метагаббро провизаны многочисленными сетчатыми прожилками гранофиров. Конечно, не случайно восточные дуги гранодиоритов и метагаббро концентричны с главной пугой микрогранитных конических интрузий. Вероятнее всего, они сформировались при внедрении вещества, находившегося под высоким давлением летучих. независимо от того, что представляло собой это вещество: жидкий расплав или «гранитизирующие» компоненты.

Тип внедрения — кольцевая дайка или коническая интрузия, пассивное внедрение или активное — должен быть связан со стрессом, возникающим в коренных породах вокруг магматической камеры. Попытка оценить такой стресс была предприпята Андерсоном [1], который предложил динамическую концепцию формирования кольцевых даек и конических интрузий. В дальнейшем эта гипотеза была пересмотрена Робсоном и Барром [11]. Полученные ими количественные данные могут быть отнесены только к изотропным коренным породам и к двумерным условиям расчета. В случае анизотропных пород проблема стаповится гораздо сложнее, а величина стресса, нормального к рассматриваемой двумерной плоскости, может сильно видоизменить дедуктивную модель сбросообразования и интрузии. Тем не менее анализы Робсона и Барра являются наиболее удобными для качественной оценки.

В Нуанетси максимальная мошность относительно ненарушенных лав Карру и осалочных порол, вероятно, не превышает 7600 м. Камера с кислой магмой, по-видимому, была первоначально расположена в подстилающем анизотропном комплексе основания. Что не позволяет количественно оценить величину стресса. Однако возможно, что кольцевая дайка Северного кольца внедрялась в условиях растяжения (связанного с блоковым оседанием) магматической камеры с относительно низким магматическим давлением и региональным стрессом. В таких условиях растяжение нал магматической камерой могло облегчаться дугообразной трешиной, которая не обязательно должна была образовать полный круг. Именно так обстоит лело с кольцевой лайкой. формирующей только сегмент круга. В случае дугообразных зон микрогранитных даек, интрузивных брекчий и зон гибридизации и гранитизации подевые данные указывают на более высокое магматическое давление и крутое. направленное внутрь падение изогнутых плоских тел. Согласно Робсону и Барру, оседание при таком высоком магматическом давлении и при прочих равных условиях могло быть вызвано сдвигом, сопровождавшимся интрузней, которая дала конические залежи. Это опять-таки согласуется с полевыми данными. Если лело обстоит именно так, то магматическая камера в это время должна была находиться на глубине 4700 м, и, таким образом, магматическая камера могла располагаться в нижней части разреза Карру.

Дайки красных микрогранитов секут Главный гранофир, и хотя их контакт с гранитом Матеке не наблюдался, они имеют сходный минеральпый состав и могут быть очень тесно с ним связаны. Форма микрогранитной интрузии, как показано выше, подразумевает высокое положение магматической камеры с высокой температурой и давлением. Снятис давления при внедрении конических залежей и интрузивных брекчий (и, вероятно, также экструзий игнимбритов и риолитов) могло сопровождаться кристаллизацией гранитной магмы на глубине. Гранит Матеке, возможно, представляет собой купол такой магматической камеры. Современный эрозионный срез не позволяет определить, влиял ли он на размещение конических залежей.

Поздние интрузивы

Вслед за гранитными интрузивами в затухающую фазу кислой интрузии были сформированы многочисленные кремнисто-карбонатные жилы, которые пересекают комплекс с востока-юго-востока на запад-северо-запад. Они представляют собой трещины, заполненные материалом, осевшим из гидротермальных растворов, которые оказывали сильное влияние на боковые породы. Обычно имеются признаки неоднократного поступления растворов с изменением их состава от кремнистого до известковистого.

Следующий этап — региональные интрузии долеритовых даек — наступил после всех кислых фаз внедрений.

Вулкано-тектоническая обстановка

Настоящее краткое описание одного интрузивного комплекса выдвигает много проблем, касающихся природы магматической активности карру. В частности, возникает вопрос о времени внедрения основных и кислых интрузивов и о механизме внедрения в связи с региональной тектонической обстановкой в послекарруское время. Поскольку происхождение магм связано с тектоникой, здесь уместно обсудить также и эту проблему.

Происхождение магм. В то время как основные магмы в провинции Карру представлены повсеместно, распространение кислых магм, по-видимому, ограничено областями тектонических оседаний, а именно каррускими и послекаррускими депрессией и разломами, особенно вдоль моноклинали Лебомбо и в провинции Нуанетси. Громадный объем и характерный химический состав

кислых интрузий исключают представление о них, как о кислой фракции основной магмы (даже если окружающая обстановка способствовала значительному отклонению от нормального хода дифференциации базальтов). Большое количество кислых порол, особенно риолитов, и отсутствие промежуточных типов позволяют предположить, что они могут представлять собой результат переплавления обломков сиалической коры опять-таки в благоприятной тектонической обстановке. Однако геохимические данные, особенно данные Мантопа [7], который изучал отношение изотопов стронция в основных и в кислых карруских породах. Лебомбо и Нуанетси, указывают скорее на мантийное происхождение кислой магмы. Тем не менее Мантон отмечает, что полученные им результаты не полтверждают такой простой модели генерации магмы. Начальные отношения изотопов стронция в кислой и в основной магмах Нуанстся различны, и Мантон объясняет это либо отделением от гетерогенной верхней мантии, либо глубинной контаминапией большого тела кислой магмы, либо, наконеп, существованием кислой магмы на глубине в течение некоторого времени церед се интрузией.

Каков бы ни был механизм внедрения кислой магмы, ее дериваты, несомненно, имеют ограниченное распространение. Вейл [16], рассматривая структурную обстановку центральной Африки в поздне-и послекарруское время, указывал на связь вулканизма с рифтообразованием. Он высказал предположение, что система разломов Карру может рассматриваться как южное продолжение Восточно-Африканской рифтовой системы с зонами разломов, в общем совпадающими по простиранию, но не пересекающими кратонные районы, которые оставались стабильными с позднедокембрийского времени. В южной части рифтовой системы существовали, по-видимому, условия, подходящие для образования глубоко залегающего очага кислой магмы.

Определение возраста интрузий. Определить различия в возрасте между экструзиями основных и кислых вулканических пород, которые переслаиваются в южном Лебомбо, очень трудно, хотя установлено, что в синклинали Нуанетси риолитовые и игнимбритовые извержения следуют за базальтами. Мантон [7] пришел к выводу, что риолиты южного Лебомбо извергались 202 ± 14 млн. лет назад, а риолиты Нуанетси 206 ± 13 млн. лет. Хуже изучен возраст основных интрузий. Известно, что они прорывают основные вулканические породы. Однако гранитные интрузивы Нуанетси являются самой поздней фазой, внедривпейся 177 ± 7 млн. лет назад. Сопоставить эти значения с началом послекарруских движений очень трудно из-за отсутствия данных. Вейл [15] грубо определил только послекарруский и послемеловой периоды движений. Однако на основании геологических данных можно считать, что экструзии базальтов Нуанетси и игнимбритов происходили в уже погрузившуюся впадину.

Механизм внедрения. Как основные, так и кислые эффузивы извергались из трещин, хотя и очень различными способами. Базальтовая магма отличалась, очевидно, низким содержанием летучих и давала при извержении потоки; последующие интрузии по форме представляли собой пластовые залежи, дайки или силлы. Кислая магма была, вероятно, богата летучими; в результате возникали насыщенные флюидами системы, которые формировали игнимбритовые потоки, распространявшиеся на огромных площадях [5]. В то же время в Нуанетси не описаны извержения центрального типа, что, однако, может быть связано с последующим действием эрозии, как это предполагал Сайднер [12]. По его данным, в Парезис риолиты извергались из вулкана центрального типа, корни которого образуют комплекс Парезис. В районе распространения этого более молодого комплекса эрозионный уровень, по-видимому, выше, чем в Нуанетси. Однако во время образования кислых интрузивов в Нуанетси, почти на 20 млн. лет позже, центральные кольцевые комплексы, внедрявшиеся на более высокие уровни, имели нормальную форму. На фиг. 6 показано размещение центров извержений по отношению к главным карруским и послекарруским депрессиям и к ограничивающим их разломам. Предполагается, что наибольшее количество извержений приурочено к пересечениям направлений главных разломов. Такая связь может быть



Ф п г. 6. Размещение вулканических пород Карру и центров извержений в Центральной и Южной Африке, отражающее их отношение к главным разломам, ограничивающим поздне-послекарруские депрессии (видоизменено, по Вейлу [16]).

1 — вулканические породы Карру; 2 — главные поздне- и послекарруские разломы; 3 — центры извержений (обобщены). функцией относительной напряженности региональных стрессов и стрессов, связанных с внелрением магмы. Ланные Робсона и Барра [11] позволяют предположить, что в слуесли региональный чае. стресс, 'действующий нормально к плоскости, к которой приложены одновременно максимум и минимум давления магмы, значительно превышает минимальное магматическое павление, возникает сбросовый грабен. В результате могут произойти трешинные извержения. Когда региональный стресс меньше и приблизительно равен минимальному магматическому давлению, сбрасывание происходит блока и могут развиваться центральные извержения и области проседания. Возможно, что на пересечении простираний разломов существовали региональразличных ные стрессы направлений с последующим уменьшением напряженности каждого из них. Таким образом, если ни один стресс не превышает минимального магматического давления, создаются благоприятные условия для магматичесобразования ких центров.

В заключение необходимо отметить, что развитие Северного кольцевого комплекса, а также других комплексов в Нуанетси, видимо, обусловлено

наличием теплового потока, позволяющего магме распространяться далеко в тектонически погруженную зону разломов с многочисленными трещинами, пересекающимися под большими углами. Эти трещины ослабляют региональные напряжения, возникшие в результате прогибания, связанного с продолжением главной моноклинали Лебомбо.

ЛИТЕРАТУРА

- Anderson E. M., The dynamics of the formation of cone sheets ring dykes, and cauldron subsidences, Proc. R. Soc. Edinb., 56, 128, 1936.
 Carey S. W., Relation of basic intrudions to thickness of sediments, *in* Dolerite ---
- a symposium, Geol. Dept., Univ. of Tasmania, p. 165, 1958. 3. Cloos H., Bau and Tätigkeit von Tuffschloten, Untersuchungen an dem Swäbischen
- Vulcan, Geol. Rdsch., 32, 709, 1941.
- 4. Cox K. G., Structural evolution of the Masukwe Complex, Nuanetsi Igneous Com-
- Cox K. G., Structural evolution of the Masukwe complex, Numbers Igneous Complex, Southern Rhodesia, Trans. Geol. Soc. S. Afr., 67, 119, 1964.
 Cox K. G., Johnson R. L., Monkman L. J., Stillman C. J., Vail J. R., Wood D. N., The geology of the Numetsi Ingeous Province, Phil. Trans. R. Soc. Lond., 257A, 71, 1965.
 Jacobson R. R. E., McLeod W. N., Black R., Ring Complexes in the Younger Granite province of Northern Nigeria, Mem. geol. Soc. Lond., 1, 1, 1958.
 Machael M. M. Start, S. M. Chengin of complexity basis and raid works in the Longhow Numer Start of Numer Start and Start and
- 7. Manton W. I., The origin of associated basic and acid rocks in the Lebombo-Nuanetsi Igneous Province, Southern Africa, as implied by strontium isotopes, J. Petrology. 9, 23, 1968.
- 8. No ble J. A., Evaluation of criteria for the forcible intrusion of magma, J. Geol., 60. 34, 1952.
- 9. Pitcher W. S., Read H. H., The appinitic intrusion breccia at Kilkenny, Mass, Co. Donegal, Geol. Ma., 84, 328, 1952.
 10. Reynolds D. L., Fluidisation as a geological process, and its bearing on the pro-
- blem of intrusive granites, Am. J. Sci., 252, 577, 1954.
- R o b s o n G. R., B a r r K. G., The effect of stress on faulting and minor intrusions in the vicinity of a magma body, Bull. volcan. Ser. 2, 27, 314, 1964.
 S i e d n e r F., Structure and Evolution of the Paresis Igneous Complex, South West
- Africa. Trans. geol. Soc. S. Afr., 68, 178. 1965.
 13. Stillman C. J., The geology of the Northern Ring Complex of the Mateke Hills, Southern Rhodesia, Ph. D. Thesis, Univ. of Leeds, 1959.
 14. Thom p s on R. N., P a trick D. J., Folding and slumping in a layered gabbro, Carl J. C. 1000.
- Geol. J., 6, 139, 1968. 15. Vail J. R., Late Karroo intrusion breccias from the Nuanetse District of Southern
- Rhodesia, with special reference to the granite complex of Dembe-Divula, Trans. gcol. Soc. S. Afr., 65, 139, 1964.
 16. V a i l J. R., The southern extension of the East African Rift System and related igneous
- activity, Geol. Rdsch., 57, 601, 1967.
- 17. Wager L. R., The form and internal structure of the alkaline Kangerdlugssuag in-
- trusion, East Greenland, Miner. Mag., 34, 487, 1965.
 Wager L. R., Brown G. M., Layered igneous rocks, Oliver and Boyd, Edinb. and Lond., 1968. [См. русский перевол: Л. Уэйджер, Г. Брауи, Расслоенные
- паверженные породы, пад-во «Мир», М., 1970.]
 19. W ager L. R., Deer W. A., Geological investigations in East Greenland. Pt. III, The Petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssuaq, E. Greenland, Meddr Gronland, 105, № 4, 1939.

тектоника гранита голуэй

Лж. Окотт

Введение

Гранит Голуэй представляет собой линзообразный батолит, вытянутый с востока на запад и имеющий длину около 55 км и максимальную ширину 20 км (фиг. 1). На севере интрузия контактирует с далредскими мигматитами и метаосадочными породами, а южная граница наблюдается только на островах в заливе Голуэй, где граниты контактируют с ороговикованными подушечными лавами предположительно аренигского возраста [10]. Изотопным методом возраст гранита определен в 384 млн. лет (нижнедевонский).

На площади примерно 20 км² были детально изучены структурные и геохимические особенности, гамма-активность и текстура гранита. В более ранней работе автора [3] рассмотрена связь между гамма-активностью, магматической фазой гранита и ранней структурной историей. В настоящей статье сделана попытка сопоставить магматическую фазу и раннюю структурную историю с поздней постконсолидационной фазой и тектонической историей.



Ф и г. 1. Положение района Крук-Мойтан и соотношения между гранитом Голуэй и окружающими породами.

1 — мытмататы и основные породы; 2 — палеозойские породы; 3 — граныт Голуэй; 4 — метаморфические и изверженные породы.

Изученная площадь была подразделена на шесть секторов от A до Cи от D до F (фиг. 11), расположенных вдоль двух меридиональных сечений. Вся структурная информация наносилась на стереографическую сетку Вульфа в виде полюсов плоскостей ориентировки в проекции на нижнюю полусферу. Были замерены элементы залегания приблизительно 825 аплитовых жил, 730 трещин, 240 кварцевых жил, 145 биотитовых и внутренних прослоёков и 40 ксенолитов.

Типы пород

Гранит Голуэй может быть подразделен на три зоны (фиг. 2), в которых по петрографическим и геохимическим признакам можно выделить два цикла дифференциации. На основании исследования гамма-активности [3] и данных, полученных при изучении биотитовых прослойков, установлено, что эти зоны погружаются на север по направлению к контакту с мигматитами под углами от 35 до 45°, хотя местами их падение может достигать 85°. По составу граниты колеблются от гранодиоритов до кислых адамеллитов [7].

Нижняя дифференцированная серия (зопы I и II) имеет мощность около 1480 м. Зона I представлена порфировыми адамеллитами, содержащими идиоморфные вкрапленники калиевого полевого шпата, биотита и роговой обманки. По направлению вверх она переходит в зону II, в которой обычно встречается меньше роговой обманки, а вкрапленники калиевого полевого шпата менее идиоморфны. В нижней дифференцированной серии вкрапленники плагиоклаза присутствуют повсеместно, но в зоне I они пользуются наибольпим распространением. Содержание кремнезема колеблется от 68,31% на юге



Фиг. 2. Структура гранита Голуэй.

Фиг. 2. Структура гранита Голузй. Зоны I и II слагают никлюю дифференцированную серию, а зона III — верхнюю дифференцированную серию. Зона III (1-7): 1 — биотитовые граниты (только на контакте); 2 — биотитовые краевые граниты: 3 — краевые граниты, бедные биотитом; 4 — граниты с редкими вкрапленниками калиевого полево-го шпата; 5 — порфировые граниты с ксеноморфными вкрапленниками калиевого полево-полевого шпата; 5 — порфировые граниты с ксеноморфными вкрапленниками калиевого полево-полевого шпата и плагиоклаза. Зона II (8-9): 8 — порфировые граниты с вкрапленниками вкрапленниками калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Зона II (8-9): 6 — порфировые граниты с ксеноморфными вкрапленниками калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Зона II (8-9): 7 — порфировые граниты с ксеноморфными вкрапленниками калиевого полевого шпата; 9 — порфировые граниты с идиоморфными вкрапленниками ка-лиевого полевого шпата; 10 — порфировые граниты с идиоморфными вкрапленниками калиевого полевого шпата; 11 — грубозернистые порфировые граниты; 12 — порфировые граниты с ксеноморфными вкрапленниками полевого полета: между отдельными разновидностями гранитов; 16 — предполагаемые контакты; 17 — контакт между гранитами и мигматитами. Вмещающие породы обозначены редким крапое.
до 74,81% на севере. Зона расслоения (фиг. 2) находится приблизительно на пересечении зон I и II, но расположена несогласно по отношению к ним.

Верхняя дифференцированная серия (зона III). Зона III сложена порфпровыми адамеллитами с неясной порфировой структурой. Близ основания, почти на стыке с зоной II, наблюдается концентрация роговой обманки. Здесь адамеллиты лишены вкрапленников. По мере приближения к контакту с вмещающими породами адамеллиты приобретают порфировую структуру; в них увеличивается содержапие биотита и вкрапленников калиевого полевого шпата. Краевой гранит представляет собой лишенный вкрапленников биотитовый адамеллит; пекоторые разновидности бедны биотитом. Содержание кремнсзема колеблется от 66,66% в основании зоны III до 77,74% в бедном биотитом красвом граните. Эта серия образует зону мощностью около 750 м. По сравнению с нижней дифференцированной серпей пределы фракционирования здесь значительно шире, но верхняя серия имеет меньшую мощность и характеризуется отсутствием вкрапленников плагиоклаза.

Зона расслоения ассоциирует с нижней дифференцированной серией и состоит из средне- до тонкозернистых гранитов с биотитом и полос аплитов. Размер зерен в каждой полосе увеличивается книзу, и порода переходит в нормальный порфировый гранит. В верхних частях каждая полоса образует резкий контакт с перекрывающим ее более грубозернистым порфировым гранитом. Иногда в пределах вертикального интервала в 183 м наблюдается до трех полос, расположенных одна над другой. Мощность полос колеблется от 6 до 21 м, а в боковом направлении они переходят в тонкие. мощностью не более 10 см, гранитные жилы, светлые или темные прослойки п флюндио-полосчатые ряды вкраиленников, разделенные более грубозернистым адамеллитом. Некоторые полосы дифференцированы [2]. В пределах расслоенной зоны встречаются линзы пегматита мощностью до 1 м; они состоят из калиевого полевого шпата, кварца и эпидота.

Биотитовые зонки присутствуют в граните повсеместно, но концептрируются преимущественно в зоне расслоения. Для большинства из них предполагается магматическое происхождение, о чем свидетельствуют беспорядочная ориентировка пластинок биотита и наблюдаемые в ряде зонок опрокинутые складки. В то же время существуют определенно постмагматические зонки, которые секут аплиты. Образование некоторых биотитовых и ассоциирующих с ними светлых прослойков обусловлено сдвигом, за которым следовала ремобилизация с возникновением узких зон, материал которых был способен к движепию и дальнейшей инъекции в другие части гранита. В этих зонах биотит также имеет беспорядочную ориентировку. По времени образования зоны занимают промежуточное положение между магматическими и постаплитовыми зонками.

Границы между различными структурными зонами гранита обычно постепенные; исключение составляют контакты расслоенной зоны. Переход от зоны I к зоне II характеризуется уменьшением количества идноморфных вкрапленников калиевого полевого шпата. Граница между зопами II и III отмечается полосой грубозернистого порфирового гранита мощностью от 5 до 76 м, падающей на север под средним углом 45°. Для этой полосы характерно присутствие крупных идиоморфных вкрапленников плагиоклаза и калпевого полевого шпата.

Внедрение и ранияя структурная история

Гранит внедрялся в виде очень вязкой магмы, которая, однако, сохранила способность к течению, о чем свидетельствуют магматические потоки, биотитовые зонки и материал ксенолитов.

Магматические потоки, обпаруживающие сложную картину распределевия (фиг. 3), были образованы очень вязкой (жидкость с большим количе-



Фиг. З. Структуры течения в гранитах. Составлено на основании полевых измерений гамма-активности. 1-грубозернистые порфировые граниты; 2 — зона рас-слоения; 3 — предполагаемые магматические течения; 4-ориентировка ксенолитов; 5 — ори-ентировка биотитовых прослойков. Вмещающие породы показаны крапом.



Фиг. 4. Ранняя структурцая (магматпческая и сколовая) история гранита. На фигуре показан контакт зоны расслоения (внизу, редкий крап) и зоны II (вверху, час-тый крап). Вертикальный разрез имеет мощ-ность около 25 м. 1 — образование магмати-ческих биотитовых зонок; 2 — образование чесних оногановых зоной, 2 — образованые сколовых биотитовых зонов (может происхо-дить после событий, обозначенных цифрами 3 или 5); 3 — частичная ремобилизация и интру-зия зоны расслоения с внедрением некоторых аплитов; 4 — развитие сколов после форми-рования зоны расслоения; 5 — главная апли-товая фяза; 6 — поздние биотитовые зонки, возникновение которых связано со сдвигом; А — пегматитовые липзы; В — линзы биоти-

товых гранитов.

ством кристаллов) гранитной магмой, которая во время внедрения непосредственно соприкасалась с твердыми вмещающими породами. Представление о суммарной картине течения составлено на основании геохимических данных и изучения гамма-активности в поле [3].

Два цикла дифференциации можно, по-видимому, связать с двумя отдельными периодами внедрения магмы, в каждый из которых происходило самостоятельное фракционирование. Это подтверждается тем, что вкрапленники плагиоклаза присутствуют только в нижней дифференцированной серии.

дж. окотт

После внедрения и частичной консолидации батолит начал подниматься. С этим процессом связано образование расслоенной зоны и ассоциирующих биотитовых прослойков, обусловленное местной ремобилизацией. Материал из областей ремобилизации перемещался вдоль зон, параллельных направлению первоначального внедрения, и периодически инъецировал в еще не консолидированный гранит.

В зоне расслоения наблюдаются три перерыва, расположенных один над другим. Здесь снизу вверх постепенно возрастает гамма-активность; однако у контакта с перекрывающими адамеллитами она резко падает.



Зоны ремобилизация характерязуются наличием биотитовых прослойков, аплитовых гранятов и лияз пегматита, образование которых, вероятно, связано с выделением летучих компонентов в процессе ремобилизации. Кроме того, здесь происходило также местное фракционирование. В боковом направлении контакты переходят в узкие зоны тонкозернистого гранита иногда с ориентированными вкрапленниками щелочного полевого шпата и биотитовыми прослойками, в которых проявляются структуры «растворения» и отмечаются пебольшие опрокинутые складки.

В областях ремобилизации в перекрывающий гранит были интрудированы ранние фазы аплитов (фиг. 4). Эти аплиты были позже срезаны сдвигамп, которые не привели к ремобилизации гранита, а только рассекли аплиты по горизонтали. Аплиты пересечены также биотитовыми прослойками определенно постмагматического происхождения.

Соотношения между зоной расслоения, биотитовыми зонками и материалом ксенолитов в направлении с севера на юг приведены на фиг. 5. Сравнение этой фигуры со стереограммами аплитов (фиг. 6) показывает, что аплиты обычно не внедрялись параллельно зонам ремобилизации вследствие поднятия батолита после его внедрения, создавшего это отчетливое направление.

При подъеме гранита центральные части батолита, вероятно, поднимались с большей скоростью, чем краевые зоны, в результате чего образовался купол или тело, вытянутое в широтном направлении. В то же время напряжение, ориентированное параллельно направлению движения магмы, создавало особые зоны ремобилизации. Более крутое падение биотитовых зонок (которые на юге встречаются ближе к контакту) в центре батолита подтверждает гипотезу куполообразования, обусловленного поднятием. Вытянутая в широтном направлении форма гранита Голуэй является, вероятно, только кажущейся вследствие отсутствия данных о южном контакте, который скрыт под водами залива Голуэй и, возможно, под отложениями карбона, несогласно залегающими на граните Голуэй в графстве Клэр.

На основании данных о природе гранита близ зоны расслоения можно воспроизвести сложную историю внедрения, ремобилизации и постконсолидационного сдвига. Она включает по крайней мере четыре различных эпизода, связывающих магматическую фазу с постмагматической. Отсутствие главной аплитовой фазы, копланарной с этой зоной, объясняют ранними восходящими движепиями батолита, предшествовавшими развитию постконсолидационных аплитов.

Главная аплитовая фаза

Происхождение большинства аплитов связывают с расширением, так как они внедрялись в первичные трещины, которые образовались при консолидации гранита во время его остывания. Автор не обсуждает вопроса о происхождении аплитов. Однако он считает необходимым отметить, что некоторые аплиты образовались очень рано в общей последовательности событий, что подтверждается пластическим характером разрывов, в то время как другие были более поздними и определенно формировались в условиях расширения. Изучение аплитов позволило определить напряжение в течение этой фазы и реакцию на него гранитного тела во время консолидации и поднятия.

Аплиты делятся на две достаточно четкие группы. Нормальные тонкозернистые аплиты состоят из светлых минералов; мощность аплитовых тел колеблется от 1 до 15 см, хотя иногда может достигать 1 м. Тонко- и среднезернистые пегматит-аплиты сложены светлыми минералами с грубозернистыми прожилками кварца и щелочного полевого шпата, расположенными параллельно контакту аплита. Некоторые пегматит-аплиты по простиранию переходят в нормальный гранит. Пегматит-аплитовые тела более многочисленны близ контакта, в южной части гранитного массива они встречаются реже



Фиг. 6. Распределение аплитов в двух меридиональных сечениях секторов A - C и D - F. 1 — мощность > 0,3 м; 2 — мощность < 0,3 м.



Фиг. 7. Распределение пегматитов и волосяных трещин. 3 — пегматит-алляты мощностью > 0,3 м; 2 — пегматит-аплиты мощностью < 0,3 м.



(фиг. 7). Это, вероятно, не связано с наклоном, а скорее всего обусловлено большей концентрацией летучих компонентов в аплитовых жилах, расположенных ближе к кровле и стенкам интрузии.

Распределение нормальных аплитов в двух меридиональных сечениях A — C и D — F показано на фиг. 6. Схематично это распределение представлено на фиг. 8, А. На севере района аплитовый пояс протягивается с ЮЗ210° до CB 30°, но поскольку в южном направлении прослеживаются различные секторы, простирание пояса смещается к первичному, т. е. к юго-восточному. На диаграмме фиг. 6 секторы от A до C и от D до F нанесены рядом, чтобы показать, что характер распространения аплитов на востоке и западе района в общих чертах одинаков. С помощью блок-диаграммы (фиг. 8, А) можно предструктурное положение аплитового пояса: это неполный круг. ставить у которого срезана северо-северо-западная часть. На юге района (секторы С и F) этот круг полого погружается на север. По направлению к контакту гранита с мигматитом половина круга падает под углом приблизительно 50° в отличие от южной части, где падение равно 10°; следовательно, он был повернут вокруг вертикальной оси на угол около 40°. На фиг. 6 большие круги построены с использованием данных по соответствующим секторам для каждого меридионального сечения. Полюсы, нормальные к этим большим кругам, изображены крестиками. При прослеживании от сектора А к сектору С видно, что полюсы смещаются в центр стереограммы. Это соответствует изменению положения горизонтальной оси от 60° до 73° на юге. Следовательно, гранит испытал вращение не только по вертикальной оси на 40°, но также и по горизонтальной оси на 13°.

Вертикальное вращение аплитов могло быть обусловлено либо поднятием центральной части гранитного массива, что вызвало наклон его краев, либо изменением пространственного положения аплитов близ крутых стенок интрузни [5]. Горизонтальное вращение аплитов на контакте, по-видимому, связано с более поздними тектоническими деформациями гранита.

Аплитовые жилы в своем расположении не образуют правильной сетки, соответствующей поперечным и продольным трещинам (фиг. 8, *B*). Между этими двумя типами трещин наблюдаются все переходы, что отвечает диагональной сетке [5]. На отсутствие полого залегающих аплитов в южной части района уже указывалось выше. Вероятно, это связано с вертикальным направлением главного усилия, что было обусловлено длительным поднятием центральной части гранитного массива. Существование всех переходов от продольных до поперечных трещин позволяет предполагать, что боковое давление в граните во время внедрения аплитов было почти постоянным.

Распределение трещин и их связь с тектоническими напряжениями

В поле было изучено несколько типов трещин, которые могут быть подразделены на две главные группы: нормальные и волосяные трещины. Нормальные трещины представляют собой отчетливо выраженные разрывы



Фиг. 9. Распределение ранних трещин и кварцевых жил.

дж. окотт

в граните с неровной, сглаженной и отполированной поверхностью, а иногда с зеркалами скольжения. Волосяные трещины являются очень тонкими разрывами в граните и обычно не подвергаются выветриванию, но часто заполняются кварцевыми, эпидотовыми или хлоритовыми жилами. При выветривании окружающих гранитов они могут выделяться в виде небольших хребтиков, вдоль гребня которых прослеживается волосяная трещина.

В пределах изученного района трещиноватость развита очень хорошо. Главные трещины хорошо видны и могут быть подразделены на две группы, одна из которых накладывается на другую и отделена от нее фазой внедрения даек. Описанные ниже трещины являются постаплитовыми; сравнение фиг. 6 с фиг. 9 показывает, что между распределением аплитовых жил и распределением трещин имеется только слабая связь.

Кратко структурную историю можно представить в следующем виде (см. фиг. 10, где $\sigma_1 \gg \sigma_2 \gg \sigma_3$ — главные напряжения).

- I. Внедрение аплитов.
- II. Ранние трещины. σ₁ вертикальное, а σ₂ и σ₃ имеют примерно одянаковую величину. Вследствие этого развиваются три группы трещин, расположенных приблизительно под прямым углом: а) простирание от меридионального до северо-восточного с крутым падением на восток; б) простирание, как у трещии предыдущей группы, но с пологим падением на запад; в) простирание приблизительно широтное, падение вертикальное; однако встречаются трещины с крутым падением к северу и югу.
- III. Виедрение даек. Снижение сжимающего напряжения вследствие поднятия всдет к разгрузке давления в широтном направлении и, следовательно, к висдрению даек с простиранием, меняющимся от меридионального до северовосточного. Это ранняя стадия тектонической фазы. σ₁ направлено вертикально, σ₂ имеет меридиональное, а σ₃ — широтное направление. Эти условия применимы только к изученной площади, так как в искоторых участках батолита встречаются широтные дайки, которые могут быть более ранними, чем описанные выше.
- IV. Тектоническая фаза. а) о₁ имеет меридиональное, о₂ вертикальное, а о₃ широтное направление; б) изменение орнентировки поля главного сжимающего напряжения. о₁ отклопяется па 23° к западу от меридионального направления.

Оппсалные поля напряженый состоят из двух компонент, создающих две группы сколовых трещин со средними плоскостными углами 36 п 40°. Трещины меридионального до северо-восточного простирания образуют главные зоны трещиноватости в граннтном массиве и обычно характеризуются исзначительным левосторонним смещением. Сколовые трещины развиваются вдоль существующих разрывов, которые возникли в раинюю фазу и с которыми связаны дайки. Эта группа сколовых трещян является более ранней, чем трещины северо-западного простирания, которые представлены преимущественно волосяными трещинами и кварцевыми жилами. Преобладает обычно правостороннее смещение.

V. Поздняя тектоническая фаза. а) широтное скалывание в граните; б) виедрение долеритов; в) актявизация широтных и меридиональных сбросов.

Трещины ранней фазы, или ранние трещины, распределение которых показано на фиг. 9 и 10, составляют три группы трещин, расположенных приблизительно под прямым углом друг к другу (о направления этих трещин см. выше). Главное сжимающее напряжение было направлено вертикально, а боковые компоненты были почти равны. Во время подъема гранита гидростатические условия, вероятно, отсутствовали; следовательно, боковые напряжения были представлены σ_2 и σ_3 . Это было доказано экспериментально [12]. В результате длительного поднятия были получены трещины, располагавшиеся под прямым углом. В изученном случае при длительном поднятии гранитного массива должны были в копце концов сформироваться полого падающие трещины, параллельные жилам аплита. Они возникли вследствие ослабления избыточного давления, вероятно, в начале тектонической фазы. Дайковая фаза. Дайки сложены главным образом гранит-порфирами; реже встречаются кварцевые и плагиоклазовые порфиры. В районе Крук-Мойтан дайки редки, но когда они присутствуют, то имеют преимущественно северо-восточное и реже северо-западное простирание. Контакты даек очень часто пересекаются сколовыми трещинами северо-западного направления, а также волосяными трещинами. Дайки занимают промежуточное положение межту ранними трещинами и тек-

между ранними трещинами и тен тонической фазой (фиг. 10).

направление Вертикальное главного сжимающего напряжения обусловлено давлением вышележащих пород. Небольшое уменьшение давления в широтном направлении по сравнению с мерилиональным напряжением должно было проявиться в образовании трещин, в которые могла внедряться лайковая магма. При этом напряженное поле было подобно полю напряжений болес поздней тектонической фазы. С нижних уровней магма должна была внедряться под давлением, открывая по мере внедрения трещины [1]. Так как на более высоких уровнях магматическое давление уменьшалось. дайки должны были сужаться, вследствие того что боковое сжимающее напряжение и магматическое давление уравнивались. Это справедливо для района Крук-Мойтан, где размер даек по направлению вверх обычно уменьша-Крук-Мойтан описана ется. В крупная дайка (фиг. 11), мощность



Фиг. 10. Соотношение между главным сжимающим напряжением, развитием трещин и интрузней даек.

а — ранняя фаза; б — дайковая фаза; в — тектоническая фаза.

которой на вершине главпого хребта измеряется несколькими сантиметрами (затем дайка выклинивается), в то время как в основании хребта мощность се достигает 90 м.

Тектоническая фаза. Была сделана попытка оценить систему напряжений. которая привела к образованию сколовых трещин поздней стадии, кварцевых жил и зон дробления в граните. Согласно Прайсу [11], развитие сколовых трещин обусловлено поднятием и высвобождением остаточного напряжения; боковое смещение при этом незначительно. Изучение структурных зон (фиг. 2) и контакта гранита с вмещающими породами [2] показывает, что в описываемом районе амплитуда смещений колеблется от одного дюйма до нескольких футов.

Распределение трещин, волосяных трещин и кварцевых жил показано на фиг. 7 и 9; различия между волосяными трещинами и кварцевыми жилами видны на фиг. 12.

Наиболее рапиие сколовые трещины, направление которых изменяется от меридионального до северо-восточного, образуют главные сбросовые зоны (фиг. 11). Падение колеблется от вертикального до ЮВ 50°, простирание такое же, как у даек. Следовательно, по некоторым ранним трещинам впоследствии произошел сдвиг. Это подтверждается наличием кварцевых жпл сколового происхождения. Вертикальные меридиональные трещины под влиянием северо-восточных сбросов часто претерпевают изгиб.



Фиг. 11. Соотношение между дайками и сбросами в районе Крук-Мойтан.

Секторы A — F те же, которые использованы при построении стереограмм. 1 — дайки гранят-порфяров; 2 — гранятные или сложные гранят-аилитовые дайки; 3 — дайки кислых тонкозернистых пород: 4 — долерятовые дайки; 5 — сбросы; 6 — предполагаемые сбросы; 7 — направление движеняя; 8 зона расслоения; 9 — грубозернистые порфировые граниты. Вмещающие породы обозначены крапом.

Вслед за вышеописанными событиями произошли движения, создавшие волосяные трещины и кварцевые жилы меридионального до северо-западного простирания, которые имеют в основном вертикальное падение. Кварцевые жилы и некоторые волосяные трещины ассоциируют с более ранними сдвигами северо-восточного простирания, но волосяные трещины и кварцевые жилы северо-западного простирания всегда имеют более поздний возраст и смещают их. Другая важная особенность трещин северо-западного направления и, в частности, кварцевых жил — их подразделение на две сопряженные группы трещин, расположенных под острым углом, который колеблется от 26 до 43°. Биссектрисы сопряженных групп указывают, что максимальное сжимающее напряжение в среднем имело направление 337°, но изменялось.



Ф и г. 12. Соотношение между волосяными трещинами, кварцевыми жилами и сколовыми хребтиками в районе Крук-Мойтан.

1 — волосяные трещины и сколовые хребтики; 2 — грубозернистые порфировые граниты; 3 — зона расслоения; 4 — кварцевые жилы. Вмещающие породы обозначены крапом.

в пределах района, приближаясь к 350° на контакте с вмещающими породами и к 329° в центре батолита. Широтные волосяные трещины, хотя и встречаются, но не характерны.

Кварцевые жилы имеют, вероятно, сколовое происхождение и связаны с волосяными трещинами. За редким исключением мощность жил не превышает 2 см. Тщательное изучение показало, что многие волосяные трещины выполнены очень тонкими неправильными кварцевыми прожилками, которые пересекают кристаллы полевых шпатов, но обычно не смещают их. Эти прожилки имеют мощность менее 1 мм.



Ф п г. 13. Соотношение между плоскостным углом между трещинами, отношение σ_1/σ_3 , коэффициент трешия и расстояние от границ до центра интрузии. 1 — секторы A, B, C; 2 — секторы D, E, F.

Кварцевые жилы могут быть подразделены на три группы в зависимости от их возраста и взаимоотношения с трещинами. Большинство кварцевых жил залегает вертикально, простираясь от C3 330° до CB 40°. Они связаны с волосяными трещинами. Другая большая группа кварцевых жил имеет меридиональное до северо-восточного простирание и падает на восток под различными углами. Эти жилы ориентированы так же, как дайки и ранние трещины, что подтверждается наличием сдвигов вдоль контактов даек. Следовательно, жилы связаны с ранними трещинами, по которым произошли более поздние подвижки. Третья группа кварцевых жил имеет широтное простирание и вертикальное падение; вероятно, она связана с поздней тектонпческой фазой, сформировавшей широтные сбросы.

С тектонической фазой связано образование двух основных групп сопряженных сколовых трещип, расположенных под средними или малыми углами. Главное сжимающее напряжение о, имеет приблизительно меридиональное направление и может состоять из двух компонент; σ_2 — вертпкальное, а σ_3 — широтное. Измерения угла 20 между сопряженными трещинами позволяют определить отношение δ_1/δ_2 и μ — коэффициент трения. Величина и вычисляется из уравнения $\theta = \pm 45 W/2$, где θ — угол между сопряженными трещинами, а W — tg µ [1]. Зависимость между величиной угла, отношением σ_1/σ_3 , коэффициентом трения и расстоянием в граните от контакта с вмещающими породами показана на фиг. 13. Так как существует две группы углов, то довольно трудно прийти к однозначному выводу. Уже было отмечено, что волосяные трещины и кварцевые жилы северо-западного простирания составляют одну сопряженную группу и пересекают трещины п кварцевые жилы северо-восточного направления. Эти трещины, вероятно, представляют собой косые сбросы второго порядка. В табл. 1 приведены отношение σ_1/σ_2 , $2\theta_1$, и направление главного сжимающего напряжения для кварцевых жил северо-западного простирания, а также для углов между кварцевыми жилами северо-восточного направления, сбросами и их пересечением с жилами северо-западного простирания (здесь развита только одна жила). Нужно принять во внимание, что данные, приведенные в табл. 1, 6, могут быть до некоторой степени ошибочными, поскольку трещины северо-восточного простирания очень похожи на более поздние трещины северо-западного

Таблипа 1

Сектор	20	σ_1/σ_3	μ	Биссек- триса	Число наблюде- ний
$ \begin{array}{c} A+D\\B+E\\C+F\end{array} $	32 35 41	12,0 10,0 7,5	1,55 1,40 1,15	350° 332° 229°	6 9 4
Срөднее	36	9,8	1,37	337°	

а. Кварцевые жилы-плоскостные углы

б. Трещины и кварцевые жилы-плоскостные углы

Сектор	20	$\sigma_1^{\prime}/\sigma_3^{\prime}$	μ	Биссек- триса	Число наблю- дений
$ \begin{array}{c} A + D \\ B + E \\ C + F \end{array} $	27 47 45	17,0 5,0 6,0	1,90 0,90 1,00	000° 359° 004°	6 11 5
Среднее	40	9,3	1,27	001°	

простирания, которые сами подразделяются на две группы. Этим, вероятно, объясняется некоторое рассеяние точек на фиг. 13.

Главное сжимающее напряжение обусловлено сочетанием двух сходных полей напряжений. За первым из них, имеющим направление CB 1°, следует второе, повернутое до азимута CЗ 337°. Примечательно, что обе группы на контакте имеют более низкие значения плоскостных углов, а следовательно, более высокую величину отношений δ_1/δ_3 и коэффициента трения (табл. 1). Напряжение, вероятно, должно быть бо́льшим на границах батолита, чем в его центре, где различия в величинах напряжений должны компенсироваться объемом батолита и его неспособностью к деформации во время подъема либо вследствие изостатичности воздымания, либо под влиянием региональных тектонических сил, направленных меридионально. Предполагается, что изменение положения веерообразных жил аплитов близ контакта может быть связано с изменением ориентировки напряжений.

На всей изученной площади значения коэффициента трения изменяются от 0,62 до 2,28 и в среднем составляют 1,30. Экспериментально доказано, что µ почти не зависит от давления. Для компетентных пород µ колеблется от 0,84 до 1,38. Сходные значения были получены для нормальных сбросов на Британских островах [1]. Результаты расчетов, основанных на данных Фермана для гранита Эскдейл [6], соответствуют значениям, полученным для Крук-Мойтан. Плоскостные углы колеблются от 34 до 70°. Биссектриса этого угла указывает, что направление максимального сжимающего напряжения изменялось от меридионального до северо-западного. Величина µ колеблется от 0,37 до 1,43.

Поздняя тектоническая фаза. Более поздние интенсивные движения создали широтные сбросы и сдвиги, наиболее крупный из которых сечет гранит-мигматитовый контакт западнее Лох-Алиган (фиг. 11). Сброс протягивается на 10 км к западу до залива Бертрагбой. В восточном направлении сброс прослеживается на 15 км; здесь он вновь пересекает контакт гранита с мигматитом. Таким образом, общая протяженность сброса достигает 30 км. Меридиональные дайки долеритов и гранит-порфиров смещаются или исчезают совсем. Имеющиеся данные указывают на неоднократные движения по сбросу; к такому же заключению пришел Харви (личное сообщение), который рассчитал, что величина опускания западной части изученного района составляет около 600 м.

Система разломов, ассоципрующая со сколовыми зонами в граните

В зонах разломов северо-восточного простирания не обнаружено заметных признаков смещений. Однако картина расположения трещин близ разломов указывает на движения по разломам. Главный тип трещиноватости представлен вертикальными кулисообразными трещинами, образующими небольшие углы при пересечении с плоскостями сбросов. Эти трещины аналогичны сколам Ридла [13], а их угол с плоскостью скола может достигать 25°.

Эксперименты Ридла были повторены Ли и др. [8]. При этом, кроме сколов Ридла, возникла комплементарная система сколов, расположенных под углом 70° по отношению к сколам Ридла. Эти комплементарные сколы отмечаются в гранитах Голуэй, Эскдейл [6] и близ контактов гранита Кейнсмореоф-Флит [4]. Блит [4] описал четыре типа трещин, ассоциирующих с западсеверо-западным и более поздним северо-западным полем сжимающих напряжений. Два типа этих трещин соответствуют сколам Ридла и комплементарным трещинам, а трещины третьего типа параллельны направлению скола.



Фиг. 14. Структуры дробления, ассоцпирующие со сколовыми зонами в граните, и раниле трещины (гидростатические!).

 А — взаимоотношение между неэшепонированными трещивама в параллельными трещивами и сбросами. а, b, c — гидростатические трещины; s, r — тектонические трещины; r , с сколы Ридла.
 Б -- сколы Ридла (по полевым зарисовкам). х — аплиты; с — гидростатические трещины; r — сколы Ридла; s — параллельные трещины скола; d — трещины, комплементарные трещинам s; е — трещины, комплементарные трещиныя r.
 В — экспериментальные трещины (по Ридлу, Ли и др.).

Приведенные выше данные нельзя безоговорочно отнести к району Крук-Мойтан, однако все трещины, описанные Блитом, могут быть обнаружены близ сбросовых зон. Сколы Ридла рассматриваются лишь как местное явление в развитии сколовых зон. Ферман [6] пришел к такому же выводу и нанес на диаграмму гипотетические сбросовые зоны в граните. основываясь на данных измерений сколов Ридла.

Заключение

После внедрения отдельные участки в граните подверглись ремобилизации в зонах, копланарных с этой интрузией. Это произошло в начальную фазу поднятия батолита сквозь покрышку далредских пород. В граните проявляются по крайней мере четыре фазы движений, во время которых внепрялись аплиты, биотитовые прослойки испытали смешение, а также образовались новые биотитовые прослойки сколового происхожления. Присутствие аплитов, внедрявшихся в условиях растяжения, указывает, что краевые зоны гранита испытывали вращение вокруг вертикальной и горизонтальной осей. Это предположительно связано с изменением направления главного сжимающего напряжения от меридионального до северо-западного. Такое изменение произошло во время полнятия батолита на более высокий структурный уровень в земной коре.

ЛИТЕРАТУРА

- Anderson E. M., Dynamics of faulting, 2nd ed., Oliver and Boyd, Edinburgh, 1951.
 Aucott J. W., The petrology, structure and geochemistry of the Galway Granite in the Crook Moithan area, Connemara, Co. Galway, Eire. Ph. D. thesis, Univ. of Bristol. 1966.
- 3. Aucott J. W., Relationship between gamma activity, geochemical variation and layering in the Galway Granite, Republic of Ireland, Int. Geol. Congr. 23, Prague, Proc. Section B. 1968.
- 4. Blyth F. G. H., The southern margin of the Cairnsmore of Fleet granite at the Clints of Dromore, Galloway, Proc. Geol. Ass., 65, 224, 1954.

- Cloos H., Der Gebirgsbau Schlesiens, Borntraeger, Berlin, 1922.
 Firm an R. J., The relationship between joints in the Eskdale Granite (Cumberland) and the adjacent Borrowdale Volcanic Series, Q.J. geol. Soc. Lond., 116, 317, 1960.
 Hatch F. H., Wells A. K., Wells N. K., The petrology of the igneous rocks, Murby, London, 1952.
- 8. Lee J. S., Chen C. H., Lee M. T., Experiments with clay on shear fractures,
- Bull. geol. Soc. China. 27, 25, 1948.
 9. L c g g o P. J., C o m p s t o n W., L e a k e B. E., The geochronology of the Connemara granites and its bearing on the antiquity of the Dalradian Series, Q.J. geol. Soc. Lond., 122, 91, 1966.
- 10. M c K i e D., B u r k e K. C., Geology of the islands of South Connemara, Geol. Mag., 92, 487, 1955.
- Price N. J., Mechanics of jointing in rocks, Geol. Mag., 96, 149, 1959.
 Price N. J., Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock, Pergamon, Oxford. 1966.
- 13. Riedel W., Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen, Zentbl. Min. Geol. Palaeont. Abt. B., 354, 1929.

РОЛЬ МАГМАТИЧЕСКОГО ОБРУШЕНИЯ ПРИ ВНЕДРЕНИИ ГИГАНТСКИХ ДАЕК ИСОРТОКА, ЮЖНАЯ ГРЕНЛАНДИЯ

Д. Бриджуотер, К. Ко

Введение

Внелрение крупных тел известково-шелочных порол происхолило в конечные фазы сложной плутонической истории южной Гренландии [13] примерно между 1300 и 1500 млн. лет назал. Вслед за этими событиями в гардарское время (1275-1020 млн. лет назад) была отложена серия осадочных и вулканических пород, прорванных шелочными магматическими комплексами и многочисленными дайками. Это типичная посторогенная свита, а район, где она формировалась, сходен с многими другими кратонами. в которых происходило рифтообразование. Во многих работах, посвященных гардарскому времени [19, 1], значительное внимание уделяется главным сбросам кручения, которые были активны в ранне- и среднегардарское время. Сбросы имеют примерно широтное простирание и в большинстве случаэв характеризуются левосторонним смещением; однако по ним происходило и вертикальное смешение. Было высказано предположение [18] о связи межлу сбросообразованием и распределением и ориентировкой интрузий. Более детальное описание гардарской и постгардарской истории дано в работах Вегмана [19], а также Бертельсена и Нуэ-Нюгора [1]. Современный синтез развития Гардарской магматической провинции дан Аптоном [16].

В районе Исортока гардарские породы представлены несколькими генерациями даек габбро и пород промежуточного состава, мощность которых колеблется от немногих сантиметров до нескольких сотен метров. Наиболее крупные из них показаны на фиг. 1. Самая ранняя генерация гардарских даек представлена региональной серией ранних оливиновых долеритов, которые прослеживаются в южной Гренландии более чем на 200 км. В районе Исортока они простираются приблизительно на ЮВ 110° и, как правило. имеют мощность 50 м или более. Вдоль многих ранних даек прослеживается сдвиг, что указывает, по-видимому, на периодическое местное приспособление к широтным поперечным сбросам, описанным севернее и южнее фьорда Исорток. Затем произошло внедрение нескольких даек меридионального простирания, которые представляют самые северные члены дайковой серии, хорошо развитой близ южного суженного конца Гренландии. Третья и последняя генерация интрузий, имеющая раннегардарский возраст, представлена троктолитовыми дайками и штоками восток-северо-восточного простирания. Для них характерна большая мощность, которая в ряде случаев превытает 100 м, грубозернистость и свежий внешний вид. Эта группа даек и штоков занимает несколько неопределенное место в гардарской истории и отделяется от других даек восток-северо-восточного простирания периодом интенсивного сбросообразования.

Главная среднегардарская серия даек, занимающая ведущее положение в магматической истории района Исортока, представляет собой часть главной региональной серии, прослеживающейся от интрузии Нунарссуит до кромки материкового льда. В эту серию входит несколько генераций долеритовых даек, дайки щелочных габбро и микросиенитов, а также дайки сложного состава. Последние характеризуются гранитной или ларвикитовой центральной частью, окаймленной более основными краевыми фациями. Многие породы этой серии содержат крупные участки анортозита или мегакристы плагиоклаза [3].



Фиг. 1. Гардарские дайки близ Исортока, южная Гренландия.

1 — сиениты; 2 — габбро или промежуточные породы; 3 — ларвикитовая дайка; 4 — сбросы или зоны дробления; 5 — номера даек (см. текст). TD — посткембрийские дайки; BFD — полевошпатовые дайки; OG — оливиновые габбро; BDo — раннегардарские долериты.

Наиболее поздними по сравнению со всеми другими членами дайковой серии района Исортока, имеющей северо-восточное простирание, являются дайки сиено-габбро. Их возрастные соотношения с позднегардарским комилексом Нунарссуит [9], который в 30 км восточнее сечет среднегардарским серию даек, неясны. Предполагается, что сиено-габбро Исортока имеют либо поздний среднегардарский, либо позднегардарский возраст. Здесь они предположительно обозначены как среднегардарские, поскольку они почти параллельны главным среднегардарским дайкам. Кроме того, дайки сиеногаббро по своему генезису рассматриваются как переходные между среднегардарскими дайками, которые характеризовались активным внедрением, и позднегардарским комплексом Нупарссуит, активное внедрение которого вызывает сомнение. Догардарские структуры района имеют северо-восточное до восток-северо-восточного простирание и, возможно, в основном контролируют простирание даек Исортока.

Четыре гигантские дайки, описанные в пастоящей статье, обнажаются по обеим сторонам Исортока в виде серий удлипенных прерывистых тел. Наиболее крупная интрузия имеет длину приблизительно 25 км, а ее максимальная мощность достигает 500 м. Другие дайки обнажаются в виде серии штоков, диаметр которых в ряде случаев не превышает 20 м. Для облегчения текстовых ссылок структурные единицы каждой дайки с запада на восток обозначены буквами a, b, c и т. д. Дайки сложены габбро, сиепитами и породами, промежуточными между ними. Различия проявляются как в составе пород, так и в сложных соотношениях между ними. Так, более основные породы слагают обычно краевые зоны и прорываются более поздними сиенитами.

Породы даек имеют грубозернистую, отчасти даже иегматитовую структуру, хотя краевые зоны местами закалены. Тела частично расслоены и подверглись глубокому выветриванию, которое проявляется в развитии типичных морфологических особенностей.

Условия залегания

Форма интрузий. Хотя массивы сиено-габбро рассматриваются как дайки, следует отметить, что в типичных случаях они имеют скорее чечевицеобразную форму с удлиненно-эллиптическим сечением. Вероятно, их вертикальное сечение близко к полуэллиптическому. Части тел, сложенные основными породами, как правило, характеризуются дайкоподобной формой, в то время как сиенитовые тела обычно неправильные. Дайка 1 (фиг. 1) является наиболее простой и не обнаруживает признаков, указывающих на механизм внедрения. Характерно, что опа расположена не совсем параллельно другим трем дайкам. Следует также отметить, что на западном конце сиенит прорывает перекрывающее габбро и граничит с вмещающими гнейсами.

Пять самых западных выступов дайки 2 состоят из центрального сиенитового ядра и краевой зоны различной мощности, сложенной основными сиенитами и сиенитовыми породами промежуточного состава. Местами между породами промежуточного состава и вмещающими гранодиоритовыми гнейсами наблюдаются закаленные коптакты, а иногда в центральном сиените присутствуют ксенолиты краевых фаций даек. В отличие от этого в дайке 2e (фиг. 2) центральный сиенит местами прорывает южный контакт с образованием во вмещающих породах зоны фенитизации, в которой в разгнейсованном граните встречаются темноцветные минералы сиенитов. Дайка 2f, которая располагается на обеих сторонах Исортока, представляет собой более сложное тело. Вдоль западного берега Исортока дайка состоит из основных и промежуточных пород, в которых по северному контакту с вмещающими породами проходит зона закалки. В то же время близ южного контакта отмечаются признаки смешивания материала дайки с расплавленными вмещающими породами. Центральные основные породы и породы промежуточного состава включают участки более щелочного материала и секутся сиенит-пегматитами. В отличие от разреза, обнажающегося вдоль западной стороны Исортока, породы на двух концах удлиненного штока, погружающиеся под гнейсовидные вмещающие породы, представлены сиенитами от контакта до контакта. У контактов породы обычно более тонкозернистые и более темные, чем в центральной части тела.

Дайка За представляет собой довольно правильное тело, особенно на востоке, где она сложена габбро. На западном конце мощность се достигает 490 м; по-видимому, она здесь резко заканчивается, хотя и уходит под



Фиг. 2. Геологические карты гардарских даек.

Горизонтали проведены через 25 м. Все карты имеют одинаковые масштаб и орнентировку. 1 — гардарские долеритовые дайки; 2 — полевошпатовая микросненит-трахидолеритовая дайка *BFD*; 3 — габбровые и основные промежуточные породы из гигантских даек; 4 — сиениты из гигантских даек; 5 — зоны дробления.

уровень моря. На западном конце дайка характеризуется сложной структурой; соотношения между слагающими ее породами показаны на фиг. З. Мощность дайки уменьшается до 140 м на вершине небольшого хребта (высотой 250 м), возвышающегося над устьем Исортока, и снова возрастает на берегу фьорда. Это позволяет предполагать, что дайка резко сужается кверху и в разрезе имеет такую же форму, как и дайка 2. Здесь, так же как и в других дайках, отсутствует прямая связь между мощностью дайки и ее составом. На вершине хребта дайка сложена сиенитами с тонкими краевыми зонами промежуточного состава, в то время как на восточных склонах хребта, где она снова расширяется, породы представлены гибридными щелочными габбро.

Дайка 3b состоит из трех тел (фиг. 2): 1) западного купола щелочных габбро диаметром около 50 м, предположительно представляющего собой кровлю крупного массива, залегающего ниже современного эрозионного уровня; 2) удлиненной линзы с острыми концами размером примерно 400×60 м, сложенной габбро и гибридными породами, и 3) неправильного тела длиной 1,5 км и максимальной мощностью 325 м. Контакты последнего обнажены только в разрезах, расположенных в долинах двух небольших ручьев, а также на склонах U-образной долины, совпадающей с восточным концом тела. В отличие от других даек этой группы интрузия имеет хорошо выраженную зону закалки у северного контакта, сложенную тонкозернистым основным оливиновым долеритом; кроме того, во вмещающих гнейсах наблюдаются небольшие апофизы таких же пород. Вдоль северного контакта дайки зона закалки сохранилась только местами; на южном контакте она отсутствует. Здесь ее место занимает грубозернистая порода основного и промежуточного состава с офитовой структурой. Эта приконтактовая основная фация переходит постепенно в центральный сиенит, причем полная смена пород осуществляется в пределах зоны шириной 25 м. Краевые грубозернистые основные породы местами содержат чечевицеобразные пегматитовые



Ф н г. 3. Соотношения между отдельными компонентами дайки 3а.

1 — вмещающие породы с ранней амфиболитовой дайкой; 2 — выщелоченные, частично мобилизованные вмещающие породы с эгирином; 3 — закаленные основные и промежуточные породы; 4 — пегматиты основных и промежуточных пород; 5 — темпые сиениты; 6 лейнократовые сиениты; 7 — жила щелочных гранитов.

выделения щелочного полевого шпата, щелочного амфибола и железистого моноклинного пироксена, напоминающие составные части центрального сиенита дайки. Сужение дайки близ края материкового ледяного покрова свидетельствует о том, что она имеет такую же форму, как и другие дайки. В деталях некоторые контакты выглядят неправильными, местами с направленным внутрь падением, что характерно также для дайки 4.

Дайка 4 состоит из трех крупных тел (фиг. 2). Форма дайки 4a неизвестна, так как бо́льшая ее часть лежит ниже уровня моря, но другие ее части легко доступны для наблюдения и прослеживаются на большом расстоянии. Западный конец дайки 4b лежит ниже уровня моря; там, где она впервые становится видна, ее мощность составляет 50 м. По мере удаления от суженного конца и расширения дайки мощность габбровой оторочки уменьшается. Там, где дайка имеет мощность 50 м, габбро заполняет около 75% трещины, но затем ширина краевой зоны сокращается до 1—2 м, а местами она отсутствует совсем, как, например, на побережье залива Исортуп.

В пределах большей части этого тела сиениты обнажены слабо, но, по-видимому, достигают полной мощности на берегах большого озера. Промежуточные и габбровые краевые фации вновь появляются примерно в 1,5 км восточнее залива Исортуп. Однако дайка приобретает исключительно габбровый состав только на расстоянии 3 км от фьорда. Переход от сложной дайки с сиенитовой центральной частью и узкими габбровыми краевыми зонами к однородной габбровой дайке не виден, но он должен быть резким, поскольку уже на расстоянии 100 м от габбро обнажаются сиениты. Изменения мощности дайки не связаны с изменением типа пород. На восточном конце в верховьях долины дайка сужается как в боковом, так и в вертикальном направлениях и переходит в серию тонких даек, залегающих в окружающем граните. Восточный разрез дайки, который начинается приблизительно в 200 м к востоку, резко заканчивается. Здесь отмечается серия основных даечек с закаленной каймой, ответвляющихся от главного тела и проникающих во вмещающие породы. В восточном направлении дайка постепенно расширяется, достигая мощности 100 м на западном берегу Катсиака. Восточнее Катсиака обнажается очень небольшой участок дайки. Однако хорошо видно, что по мере увеличения мощности дайки и сужения зоны краевого габбро габбровые породы и породы промежуточного состава, слагающие центральную часть дайки на западе, переходят в сиениты.

Доказательства внедрения даёк без раздвигания трещин. В двух километрах восточнее Исортупа дайка За сечет под острым углом тонкую, но очень характерную полевошпатовую дайку. Наблюдающиеся соотношения указывают, что внедрение гигантской дайки не сопровождалось раздвиганием трещины. Однако этот вывод нельзя считать окончательным, так как дальше к западу полевошпатовая дайка залегает кулисообразно.

Менее убедительные данные о внедрении без раздвигания трещин можно получить в тех участках, где имеются перемычки между отдельными частями дайковых тел. Обычно перемычки образуют повышения в рельефе, в то время как на месте дайки вследствие ее интенсивной эрозии возникают глубокие долины. Ныряние поверхности контакта указывает, что на первоначальной поверхности интрузии существовали возвышенности и депрессии; следовательно, современные выходы пород на поверхности контролируются отчасти очертаниями, а отчасти формой интрузии. Современный уровень эрозии немного ниже верхней поверхности возвышенностей. Наличие перемычек само по себе указывает на отсутствие расширения при внедрении дайки. Вмещающие породы не деформированы; кроме того, не обнаружено никаких местных структурных особенностей или признаков, свидетельствующих о внедрении магматического материала.

Особое значение имеют соотношения между гигантскими дайками и перемычками, сложенными раннегардарскими дайками. На восточном берегу Исортока дайка 2f разделена раннегардарской дайкой, имеющей простирание ЮВ 110°. Вдоль контактов древней интрузии почти на всем их протяжении обнажаются сиениты, так что создается впечатление, что они секутся долеритами. Однако детальные наблюдения показали, что сиениты внедряются в долериты вдоль плоскости древнего сброса, а перемычка основных пород частично разрушена. В сиенитах развита тонкая краевая фация более основных пород, чем породы перемычки, для которой характерно присутствие многочисленных червеобразных трубочек диаметром 10 мм, падающих под небольшим углом в сторону от контакта. Трубки заполнены эпидотом; жилы эпидота секут древние долериты.

Дайка 4b обнаруживает сходные соотношения с такими же долеритами, простирающимися на ЮВ 110°. На контакте она сужается до 120 м, почти точно следуя вдоль стенок более древней дайки на юго-западной стороне. В этой части дайки краевое габбро отсутствует, однако несомненно, что тело сиено-габбро является более молодым, так как от него отходят жилы, внедряющиеся в измененный долерит. Расстояние между двумя расчлененными концами дайки с простиранием ЮВ 110°, куда вдается сиено-габбро (фиг. 3; фото 1), дает максимальную величину, на которую могла раздвинуться дайковая трещина; это расстояние составляет около ¹/₃ общей мощности дайки. В действительности, вероятно, возможная роль расширения земной коры в данной точке значительно переоценивается, так как долерит не отделялся от дайки с первоначальным простиранием ЮВ 110°.

Дайка 4a также разделяется перемычкой, образованной более ранней дайкой; их контактовые соотношения хорошо видны в обнажении на северном берегу южного острова. Тело резко оканчивается у дайки среднегардарского возраста на северном побережье второго острова. В обоих случаях сиенит и связанные с ним габбровые промежуточные породы моложе даек, которые, казалось бы, их секут. Развиты типичные краевые фации, а жилы сиенитов и щелочных гранитов секут древние измененные долериты. Габбровые и промежуточные краевые фации развиваются вдоль большинства обнаженных в настоящее время контактов; обычно мощность их не превышает 5 м. На южной стороне южного острова, где тело частично перекрыто гранитами, краевое габбро почти полностью отсутствует; сходная картина наблю-



Фото 1. Аэрьфотоснимов, на котором зидны взаимоотношения пород в дайке 4а.

вуют породы с нормативным кварцем и разности с нормативным нефелином. В большинстве случаев основные породы сохраняются в виде небольших апофиз или зон закалки либо по краям, либо на одной стороне интрузивных тел. Северо-восточный конец дайки За сложен основным габбро; именно здесь отмечается наибольший объем основного материала, слагающего описываемые дайки на современном эрозионном уровне. Промежуточные породы внешне похожи на грубозернистые субофитовые габбро, но по химическому и минеральному составам занимают промежуточное положение между нормальными габбро и сиенитами. Они характеризуются широким распространением и составляют более 50% обнаженных в настоящее время пород. Сие-

дается в (оль зоны кровли на материке. Предполагается, что основные породы могли сохраниться вдоль вертикальных стенок тела; в то же время в кровле они либо не были развиты вообще, либо были удалены оттуда впоследствии.

Соотношения между породами. Породы, слагающие дайки, отличаются большим разнообразнем; отсутствие места не позволяет рассмотреть их здесь детально, и остается лишь надеяться, что в дальнейшем будет опубликовано их полное петрографическое описание. Основные выводы булут сделаны ниже, поскольку механизм внедрения может обсуждаться с достаточной полнотой только в том случае, если известна связь между составляющими типами пород. B дайках наблюдается непрерывная серия пород от оливиновых долеритов, которые, как полагают, относятся к наименее дифференцированным разностям гардарских основных пород [17, анализы 99, 100], через ряд разновидностей промежуточных пород до сиенитов, среди которых присутст-

ниты слагают пентральные части даек и могут окаймляться промежуточным материалом: однако местами они слагают всю дайку. Некоторые части даек. особенно дайки 3 к востоку от Исортока, по-видимому, связаны с одним пиклом внедрения основной магмы и затвердевали на месте. В них наблюдаются расслоенные кумулаты по всей мошности дайки. В других частях даек отмечаются признаки нескольких фаз инъекции магмы. При этом центральные сиенитовые магмы внедрялись в уже затвердевший или частично затвердевший основной материал часто с разрушением более ранних кумулятивных структур. Так, родственные ксенолиты всегда сложены более основным материалом, включенным в более кислые вмещающие породы. Более молопые фазы интрузии магмы ис сопровожлались вилимым увеличением молности дайки. Хотя и существуют доказательства по крайней мере местных многократных интрузий, ни полевые наблюдения, ни данные лабораторных исследований не позволяют предположить, что дайки образовались за счет двух самостоятельных магм. Обнажающиеся в настоящее время породы рассматриваются как производные единой щелочной базальтовой магмы, которая испытывала дифференциацию во время подъема через земную кору. Относительно широкое распространение сиенитов и промежуточных пород, по-видимому, связано с современным эрозионным срезом, так как более легкий сненитовый материал накапливался в верхней части даек. Сложные соотношения между различными породами частично обусловлены дифференциацией магмы во время ее подъема, а частично ее дифференциацией на месте.

Содержание летучих в магме. Имеются многочисленные указания на высокое содержание летучих в породах краевых фаций. В сиенитах, подстилающих перемычки, сложенные вмещающими породами, встречаются эпидот, кварц, кальцит и хлорит, нередко в пустотах. Это позволяет предполагать, что опи действовали как ловушки для летучего материала, концентрирующегося при кристаллизации интрузии. В общем концентрация летучих рассматривается как указание на близость первичной кровли.

Две небольшие диатремы, сложенные главным образом контаминированными щелочными породами, лежат на одной линии с дайкой 4 к западуюго-западу от нее. По-видимому, они представляют собой трубки прорыва летучих из глубинного интрузивного тела, вытянутого в западном направлении. Значение высокого содержания летучих в интрудирующем материале рассматривается циже.

Магматическое обрушение

Сравнение с другими телами. Дайки такого размера, как исортокские, встречаются редко, и механизм их внедрения подробно не обсуждался. Исключением является дайка Хвиддал на острове Туттуток, южная Гренландия, описанная Аптоном [15]. Эта интрузия имеет сходный габбро-сиенитовый состав; мощность ее достигает 0,7 км при видимой длине более 20 км. На современном эрозионном уровне стенки ее располагаются более или менее вертикально и параллельно. Описаны соотношения между габбро и боковыми породами и между сиснитами и габбро. Механизм внедрения рассматривается отчасти как активная инъекция (габбро), а отчасти как впедрение, обусловленное приоткрыванием трещины (для сиенита). Об этом свидетельствует постоянная мощность габбро, залегающих между сиенитами и вмещающими породами. Подобные соотношения полностью отличаются от паблюдающихся в исортокских дайках, где сиениты местами прорывают габбро и граничат с вмещающими породами. С другой стороны, Аптон [15, табл. 2] отчетливо показал, что в районе непосредственно к западу от Бла-Манесо вследствие выступа основания мощность интрузии уменьшается и создается впечатление неполной перемычки. Это кажется несовместимым с механизмом внедрения магмы в приоткрывающуюся трещину. Такие же размеры, как сложная дайка, имеют две более поздние габбровые интрузии.

Южная интрузия разветвляется в западном направлении; каждая ветвь резко обрывается на западе «близ древних линий дробления в граните основания» [15]. Такой характер окончания дайки, а также соотношения между более северной дайкой и более ранней основной дайкой [15] сходны с наблюдающимися в районе Исортока, что позволяет говорить о внедрении без приоткрывания трещины. Первоначально Аптон считал, что гигантские дайки Тугтутока внедрялись в условиях расширения вмещающих пород. Однако недавно он пришел к заключению [16], что определенную роль при внедрении главных гардарских даек играл процесс магматического обрушения. Его современный взгляд, следовательно, совпадает с точкой зрения автора настоящей статьи.

Двумя другими интрузиями, сопоставимыми по размеру, являются дайки Бревен и Халлефорс, описанные Крокстромом [10, 11]. Они очень похожи одна на другую и представляют собой сложные тела, состоящие из долеритов и гранофиров. Контактовые взаимоотношения с вмещающими породами нигде не видны, так же как не зарегистрированы пересечения с более древними интрузиями. Крокстром пришел к заключению, что внедрение было обусловлено раздвиганием стенок трещины. В обеих дайках, однако, он установил отдельные импульсы инъекции магмы различного состава. По мнению Крокстрома, в дайке Бревен более ранние основные породы, примыкавшие к стенкам трещины, были раздроблены более поздними кислыми разностями. Таким образом, можно считать магматическое обрушение по крайней мере частью процесса внедрения. В дайке Халлефорс в крупнозернистом центральном долерите присутствует брекчированный краевой долерит, что позволило Крокстрому определить их относительный возраст. Однако имеющиеся данные указывают на частичную роль обрушения в процессе внедрения.

Возможно, наиболее наглядным примером процесса магматического обрушения может служить большая дайка Медфорд в восточном Массачусетсе [2]. Хотя мощность ее не превышает 120 м, дайка прослеживается на 17 км; стенки ее прямые и параллельные. Особенно убедительным кажется обрушение крупных блоков, хотя магма была долеритовой, а вмещающие породы представлены отчасти каменноугольными риолитовыми лавами, отчасти гранитами и более ранними базальтовыми дайками.

Наконец, следует упомянуть о небольшой дайке в Хартли. Новый Южный Уэльс [6], которая также может служить убедительным примером процесса магматического обрушения. Границы дайки строго следуют очертаниям трещины во вмещающих породах. Здесь описано очень немного ксенолитов, однако имеются прожилки, ответвляющиеся от дайки во вмещающие породы, а в одном месте описан частично смещенный блок боковых пород. Отсутствие четких ксенолитов указывает на относительно быстрое опускание, хотя породы и представлены долеритами (дайка), а также гранитами и диоритами (вмещающие породы).

Физические условия. По мнению Дели [7], магматическое обрушение является механизмом внедрения различных интрузивных тел. Клоос [5], Ричардсон [14] и другие исследователи отрицали возможность внедрения путем постепенного обрушения применительно к дайкам, хотя их выводы, со временем став традиционными, принимались многими геологами на веру. Главные аргументы против гипотезы магматического обрушения: 1) правильная пластообразная форма даек и 2) обычное отсутствие ксенолитов.

1. Форма даек. Очень часто, особенно в тех случаях, когда дайки встречаются в виде серий, хорошо заметно выполнение трещин, что нередко связано с воздействием растяжения на жесткие вмещающие породы. Плоскопараллельные стенки дайки могут указывать на заполнение трещины, но во всех подобных случаях, а также при активной инъекции должно было происходить растяжение вмещающих пород. При растяжении на расстояние, равное настоящей мощности дайки, обрушение не могло быть главным фактором при внедрении магмы. Однако тела Исортока, как было показано выше, не могли образоваться в результате растяжения, а заключение об их пластообразной форме нельзя считать доказанным. На мелкомасштабной карте дайки кажутся ограниченными параллельными стенками, а их простирание в большинстве случаев параллельно главной структуре вмещающих их пород. Однако детальное изучение показывает, что они не пластообразные, а имеют линзовидную форму. В более крупном масштабе контакты характеризуются зигзагообразной формой, которая контролируется додайковыми трещинами и другими структурами вмещающих пород.

2. Отсутствие ксенолитов. Ксенолиты вмещающих пород в интрузивных породах встречаются сравнительно редко; этот факт служит аргументом против гипотезы внедрения даек в результате магматического обрушения. Иногда различается плохо выраженная стадия обрушения. Однако в тех случаях, когда она отсутствует, с полным основанием может быть поднят вопрос о судьбе обрушенного материала. Может быть предложено три ответа: погружение этого материала, всплывание и ассимиляция. В случае исортокских тел мы располагаем данными, говорящими о невозможности ассимиляции в больших масштабах, и тот факт, что область близ кровли даек бедна включениями, исключает всплывание в качестве главного механизма уцаления вмещающих пород.

Необходимо уделить должное внимание вопросу об относительной плотности ксенолитов и магмы. Этот фактор вместе с размером ксенолитов и вязкостью расплава должен определять скорость оседания. Плотность кристаллических пород при температуре плавления или близ нее (особенно важно рассмотреть это свойство при повышенной температуре) должна, как правило, превышать 2,65 [4]. Природные магмы редко лишены летучих, которые понижают плотность и увеличивают вероятность погружения. С другой стороны, всестороннее давление увеличивает плотность жидкости. Хотя по этому воцросу мы не располагаем точными данными, по-видимому, можно предположить, что летучие сильнее понижают плотность магмы, чем ее повышает давление.

Дели [8] пишет: «...почти все ксенолиты тонут в расплавленном граните или сиените; большинство ксенолитов тонет в расплавленном кварцевом диорите, топалите или кварцевом габбро; многие ксенолиты могут плавать в основном габбро, но более плотные кристаллические сланцы и гнейсы должны тонуть даже в более плотных габброидных магмах».

Плотность гардарских магм установить очень трудно. Однако кажется несомненным, что большинство местных магм имело удельный вес ниже 2,65 г/см³. Это значение приводилось Пулвертафтом [12] для габбро, питавшего дайку Эквалокварфия. Магмы Исортока были богаты летучими; следовательно, погружение должно было происходить во всех магмах, кроме наиболее основных.

Скорость погружения рассматривается как менее важный фактор, так как дайки Исортока, видимо, кристаллизовались медленно. Этот фактор может обсуждаться только в свете наших знаний о вязкости магмы. Приводимые величины вязкости [4] относятся к лавам. В доэруптивной магме вязкость должна быть более низкой. Это объясняется влиянием летучих, которые будут оставаться в магме, пока она испытывает всестороннее давление. Как и в случае плотности, давление нагрузки будет увеличивать вязкость, но не в такой степени, в какой растворенные летучие будут ее уменьшать. Соответствующие экспериментальные данные пока отсутствуют. Вязкость также изменяется с изменением температуры, и поскольку приводимые значения относятся к эруптивным породам, можно считать, что вязкость магм Исортока была значительно ниже, чем вязкость их излившихся эквивалентов.

Используя приведенные значения, Дели [8] вычислил, что скорость погружения гнейсового шара диаметром 2 м в гранитную магму равна 0,1 м

в день. Скорость погружения является функцией размера блока, а также относительной плотности и вязкости. Очевилно, она была достаточно высокой по сравнению со скоростью охлаждения исортокских тел. что не позволяло ксенолитам удерживаться близ кровли.

Магматическое обрушение должно было проявляться на довольно ранней стадии интрузивной истории даек, так как при внедрении центральных сиенитов это явление не отмечалось. Участки основных и промежуточных пород. сохранившиеся вдоль контактов, должны представлять собой остатки in situ более широко распространенных габбровых пород, которые были внепрены в дайковые трещины без заметного их раздвигания. Возможно. опнако, что первая инъекция слабо дифференцированного материала могла сопровождаться некоторым раздвиганием вмещающих пород, составляющим иногла от 10 ло 20% конечной мошности даек. Так как главная масса магмы поднималась в трещину сквозь земную кору, преобладающий механизм интрузии изменялся от чистого приоткрывания трещин до замешения вмешающих пород. Такому изменению способствовала дифференциация магмы. Первичный недифференцированный оливиновый долерит должен был иметь относительно высокую плотность, в него могли погружаться вмешающие поролы. облалавшие меньшей плотностью. Но поскольку магма в верхней части полнимавшейся колонны становилась все более шелочной и обогашалась летучими. магматическое обрушение должно было стать более эффективным пропессом.

По-вилимому, нет причин, не позволяющих рассматривать обрушение как механизм образования интрузивных тел дайкообразной формы. Полевые данные, указывающие на внедрение магмы без расширения трещин, следует считать достоверными. Общепринято представление о большом масштабе погружения материала в кальдерообразных прогибах при внедрении кольпевых даек. Хорошим примером могут служить некоторые третичные британские комплексы, хотя обрушенный материал может быть относительно легким.

Заключение

1. Интрузивные тела Исортока были интрудированы в кратогенных условиях.

2. Линейное развитие тел в значительной степени контролировалось доинтрузивной структурой.

3. Условия залегания свидстельствуют об отсутствии расширения трешин при внепрении магмы и о том, что главным фактором в процессе внепрения магмы на современный эрозионный уровень было обрушение.

4. Внедрявшаяся магма испытывала дифференциацию в дайковых трещинах; в некоторых случаях происходило дальнейшее движение магмы.

5. Обрушенный материал погружался в магму относительно низкой плотности и вязкости.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Berthelsen A., Noe-Nygaard A., The Precambrian of Greenland, in The Geologic systems, The Precambrian (Ed. K. Rankama), 2, 113, Interscience, Lond.
- The Geologic systems, The Precambrian (Ed. K. Rankama), 2, 113, Interscience, Lond. and New York, 1965.
 B illings M. P., On the mechanics of dyke emplacement, J. Geol., 33, 140, 1925.
 B ridgwater D., Harry W. T., Anorthosite xenoliths and Plagioclase megacrysts in Precambrian intrusions of South Greenland, Bull. Grønlands geol. Unders. № 77 (Meddr Grønland, 185, № 2), 1968.
 Clark S. P., Handbook of physical constants, Mem. Geol. Soc. Am., 97, 1966.
 Cloos H., Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Braunsshweig, 1921.
 Culey A. G., Joplin G. A., Evidence of magmatic stoping in a dyke at Hartley, N.S.W., J. Proc. R. Soc. N.S.W., 70, 327, 1937.
 Daly R., The mechanics of igneous intrusion, Am. J. Sci., 15, 269, 1903.
 Daly R., Igneous rocks and the depths of the earth, McGraw Hill, New York, 1933.

- Harry W. T., Pulvertaft T. C. R., The Nunarssuit intrusive complex. Bull. Grønlands geol. Unders. № 36 (Meddr Grønland, 169, № 1), 1963.
 Krokstrom T., The Breven dolerite dyke. Bull. geol. Instn Univ. Upsala, 23,
- 243. 1932.
- 11. Krokstrom T., The Hallefors dolerite dyke and some problems of basaltic rocks.
- R F O K S t F O M 1., The Fratefors collectic dyke and some problems of basaftic rocks, Bull. geol. Instn Univ. Upsala, 26, 415, 1936.
 P u I v e r t a f t T. C. R., The Eqalogarfia layered dyke, Nunarssuit South Greenland, Bull. Grønlands geol. Unders. № 55 (Meddr Grønland, 169, № 10), 1965.
 P u I v e r t a f t T. C. R., The Precambrian stratigraphy of western Greenland. Rep. Int. geol. Congr. 23 (4), 89, 1968.
 R i c h a r d s o n W. A., The problem of batholithic Intrusion. Geol. Mag., 60, 121, 1022
- 1923.
- Up ton B. G. J., Geology of Tugtutôq and neighbouring islands, South Greenland, Part 1. Bull. Grønlands geol. Unders. № 34 (Meddr Grønland, 169, № 8), 1962.
 Up ton B. G. J., The alkaline province of South West Greenland, *in* The alkali rocks (Ed. H. Sorensen). Interscience, Lond. and New York, 1969.
 W at t W. S., Chemical analyses from the Gardar igneous province. South Greenland, Part Combando, Gool Window, N. 6, 4066.
- Rapp. Grønlands geol. Unders. № 6, 1966.
- 18. W a t t W. S., Petrology and geology of the Precambrian Gardar dykes on Qaersuarssuk,
- South Greenland, Rapp. Grønlands geol. Unders. № 14, 1968.
 19. W e g m a n n C. E., Geological investigations in Southern Greenland. Part 1, On the structural divisions of Southern Greenland, Meddr Grønland 113, № 2, 1938.

ПЕРВИЧНЫЙ КВАРЦ ФЕРРО-ДОЛЕРИТОВЫХ — ГРАНАТ-АМФИБОЛИТОВЫХ ДАЕК В РАЙОНЕ СУККЕРТОППЕН, ЗАПАДНАЯ ГРЕНЛАНДИЯ

Б. Уиндли

Введение

По мнению ряда исследователей, базальтовая магма может внедряться при высоком давлении воды, давая начало первичным амфиболитам. Уоттерсон [12], детально описавший полевые соотношения пород южной Гренландии, убедительно показал, что дайки амфиболитов были интрудированы в позднюю кинематическую фазу в условиях прерывистых напряжений, когда температура вмешающих гнейсов была достаточно высока. В настоящей статье впервые рассмотрены взаимоотношения между долеритами и первичвыми амфиболитами.

Геологическая обстановка

Опосываемые дайки относятся к серии Кангамиут [5], которая простирается на северо-северо-восток и прослеживается от города Суккертоппен до Кангамиута у входа в Сенрё-Стрём-фьорд, западная Гренландия. По-видимому, это наиболее крупная серия основных даек во всей западной Гренландип, состоящая из нескольких сотен параллельных почти вертикальных даек, расположенных очень близко одна от другой.

Дайки были интрудированы в гнейсы высокой ступени метаморфизма (роговообманковая гранулитовая фация), относящиеся к наиболее северной части центрального комплекса основания западной Гренландии [6]. Рамберг [7] показал, что в северной части серии к северо-востоку от Кангамиута наблюдается увеличение степени деформации и метаморфизма даек, что отчетливо видно в обнажениях высоких крутых стенок Сенрё-Стрём-фьорда. Это является главным доказательством существования переходной зоны между донагссугтокским основанием и нагссугтокским складчатым поясом к северу [5], сформировавшимся около 1750 млн. лет назад [6, 3].

Описываемые дайки относятся к самой южной части серии и расположены близ Суккертоппена, южнее зоны влияния нагссуттокских движений. Мы располагаем очень ограниченными сведениями о составе даек (не являют-



Фиг. 1. Распределение даек Кангамиута в районе Суккертоппепа, западная Греиландия.

мощность которых достигает почти 1 км. Серия моложе двух генераций долеритовых даек и сечется серией пористых даек, сходных с дайками, описанными Бертельсеном и Бриджуотером [1]. Порядок внедрения был следующим:

iere seere mes apoerapaane
Северо-северо-восточное про-
стярание
Северо-восточное простирание
Юго-восточное простирание

Юго-востоянов простярание

Краспо-бурые пористые дайки, самые молодые Долерит-амфиболитовые дайки Кангамиута Черпые офитовые долериты Голубые порфировые долериты, самые древние

Важно отметить, что две древние генорации даек совсем не метаморфизованы.

Отдельные дайки Кангамиута, несомненно, срезают полосчатые и складчатые структуры вмещающих гнейсов; как правило, от них отходит ряд крупных, в свою очередь разветвляющихся апофиз. Только в двух случаях гнейсы вдоль контакта с дайкой смещены по сдвигу и подверглись регрессивному

ся ли они нормальными долеритами?), за исключением краткого описания [8] одной дайки близ Суккертоппена, которая сложена долеритом близ контактов и гранатовым амфиболитом¹ в центральной части. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что все главные дайки этой части серии имеют сходное строение и состав.

Строение даек

Дайковая серия, показанная на фиг. 1. состоит из большого числа параллельных, почти вертикальных даек с общим северо-северо-восточным простиранием. Мошность даек обычно колеблется от 20 по 50 м, но иногда достигает 65 м. Это очень крупная серия, занимающая площадь по крайней мере 60 км в ширину и 120 км в длину. В одном 30-километровом поперечном сечении наблюдается около 100 даек, суммарная

¹ В Советском Союзе амфиболовые магматические породы принято называть гориблендитами. Термии «амфиболит» используется для обозпачения метаморфических пород такого же состава. Описываемые породы было бы точнее называть амфиболовыми габбро. — Прим. ред.

метаморфизму с образованием зоны слабо милонитизированных гнейсов шириной 30 см.

По условиям залегания видно, что апофизы, наименьшие из которых не превышают нескольких сантиметров в поперечнике, не деформированы, а контакты не нарушены сколами. Только наиболее крупная дайка мощностью 64 м имеет рассланцованные контакты; это уникальный пример образования дайки в условиях, не характерных для остальных членов серии. В дайках не наблюдается складок, сбросов или каких-либо других нарушений, свидетельствующих о региональной деформации после внедрения даек. Апофизы и краевые части всех даек сложены роговообманковыми долеритами с ясной офитовой структурой, различимой невооруженным глазом. Таким образом, характер контактов, краевых зон и апофиз позволяет считать, что все дайки сложены нормальными роговообманковыми долеритами.

Детальное изучение внутренних частей даек показывает, что они образовались в результате ряда внедрений. Узкие дайки сложены только долеритом, но в мощных дайках долерит по направлению к центру интрузии переходит в деформированный долерит и амфиболит, которые слагают параллельные симметричные полосы. Контакты между ними могут быть резкими или постепенными. Однородный долерит по направлению к центральным частям дайки переходит либо в сильно расслоенный долерит, либо в сильно расслоенный амфиболит. При этом может быть выделено семь типов зон, или полос:

- А. Закаленный микропорфировый роговообманковый кварцевый долерит
- В. Субофитовый роговообманковый кварцевый долерит
- С. Гомогенный амфиболит
- D. Слобо расслоенный гранатовый амфиболит
- Е. Сильно расслоенный гранатовый амфиболит
- F. Слабо расслоенный богатый роговой обманкой кварцевый долерит
- G. Сильно расслоенный богатый роговой обманкой кварцевый долерит

Идеальпая последовательность зон в дайках характеризуется двумя рядами:

$$A, B, C, D, E, D, C, B, A$$

 A, B, F, G, F, B, A

Отсутствие или наличие расслоенных полос, а также их относительное положение зависят обычно от мощности дайки. Местами отмечается многократная перемежаемость полос обоих вышеупомянутых рядов. Для иллюстрации этих соотношений были построены поперечные профили многочисленных даек от наиболее узких до наиболее мощных; они показаны схематически на фиг. 2 с выделением всех полос в их истинной мощности, кроме закаленных краевых зон (A), мощность которых преувеличена. Может быть сделано следующее общее заключение о расположении полос в дайках:

- 1) дайки мощностью менее 20 м сложены в центральной части только субофитовым роговообманковым кварцевым долеритом (тип A);
- 2) центральные части даек мощностью 20-40 м сложены полосами *F* и *G*;
- 3) полосы состава C, D и E встречаются только в центральных частях даек мощностью более 40 м. Эти дайки могут также включать несколько центральных полос состава F и G.

Гомогенный долерит слагает закаленные границы и краевые зоны всех даек (за исключснисм дайки 1, фиг. 2), а деформированные полосы долерита



Ф и г. 2. Диаграмма, иллюстрирующая многократную природу даек Кангамиута.

и амфиболита приурочены только к центральным частям мощных даек; их полностью симметричное расположение служит доказательством многократного внедрения.



Фиг. 3. Перссечение двух даек Кангамиута. 1 — расслоенность: 2 — не обнаружено.

Однако паблюдается несколько небольших отклонений от идеальной последовательности зон:

- 1) некоторые полосы могут отсутствовать на одной стороне дайки;
- 2) может наблюдаться телескопирование последовательности, в результате чего некоторые полосы могут полностью отсутствовать (например, дайки 2 и 3, фиг. 2);

 некоторые полосы могут повторяться дважды или даже несколько раз п занимать симметричное положение внутри даек.

Несмотря на эти незначительные отклонения, для большинства даек характерна четкая закономерность в расположении семи типов полос.

Расслоенные зоны протягиваются вдоль даек на несколько сотен метров, и расслоенность в них располагается параллельно границам зоны и стенкам дайки. Описаны два случая пересечения параллельных даек; при этом расслоенность в болсе молодой секущей дайке следует направлению ее изгиба (фиг. 3).

Дайка мощностью 64 м (фиг. 2) имеет неправильную восточную границу, поскольку зона закалепного долерита замещается здесь расслоенным амфиболнтом. В этой дайке полосы *D* и *E* повторяются несколько раз.

Описание пород

Тип .4. Закаленный долерит краевой зоны. Закаленная краевая зона, мощность которой колеблется от нескольких сантиметров до 20 см в зависимости от мощности дайки, сложена темной афанитовой гомогенной породой микропорфировым роговообманковым кварцевым долеритом. Порода состоит из вкрапленников плагиоклаза, пижонита (2V 25—30°) и роговой обманки длиной до 0,4 мм, погруженных в основную массу, сложенную теми же минералами, а также акцессорными апатитом и аллотриоморфными непрозрачными минералами. Порода имеет субофитовую структуру с гипидиоморфными лейстами плагиоклаза, либо рассеянными в основной массе, либо образующими взаимные прорастания с пижонитом и роговой обманкой в агрегатах вкрапленников.

Вкрапленники плагиоклаза явно замутнены; извилистая форма их границ обусловлена врастанием роговой обманки основной массы; иногда отмечается резко выраженная зональность. Некоторые вкрапленники цижонита зональны, другие деформированы, изогнуты и частично перекристаллизованы в зернистый агрегат: при этом в зернах не наблюдается вростков роговой обманки основной массы. Важно отметить, что роговая обманка основной массы (темно-зеленая до зеленовато-бурой) образует сетчатые срастания с лейстами плагиоклаза основной массы, в то время как вкрапленники роговой обманки в агрегатах находятся в субофитовых срастаниях как с вкраплепниками плагиоклаза, так и с вкрапленниками пижонита. Эти структуры показывают, что роговая обманка росла на ранней магматической стадии кристаллизации. Некоторые кристаллы пижонита окаймлены тонкой каемкой зеленой роговой обманки, которая также, цо-видимому, образовалась на ранней магматической стадии, поскольку она значительно моложе уралитизации пироксенов в главном долерите (тип В). В породе встречается небольшое количество свежего кварца. Гранат (не более 0,1% общего объема) наблюдается в породах, относительно богатых роговой обманкой (около 50%), в виде мелких зерен, концентрирующихся на границах плагиоклаза с рудным минералом. Его присутствие только в породах с высоким содержанием магматической роговой обманки позволяет предполагать, что он является первичной фазой и кристаллизовался из базальтовой жидкости, образовавшейся при относительно высоком давлении воды. Рудный минерал представлен ильменитом и магнетитом. Порода местами пересечена микроскопическими зонами сколов, обогащенными роговой обманкой.

Тип В. Роговообманковый кварцевый долерит. Порода состоит из беспорядочно расположенных замутненных лейст плагиоклаза в субофитовых срастаниях, большого количества пижонита и редких зерен роговой обманки. Моноклинные пироксены замещаются по краям зеленой роговой обманкой; кроме того, большинство зерен подверглось уралитизации с образованием (в позднемагматических условиях) бесцветной или светло-зеленой волокнистой роговой обманки. Некоторые рудные зерна имеют скелетную форму; биотит (максимум 1%) в большинстве случаев образует срастания с рудным минералом; плагиоклаз и кварц проявляют явные признаки деформации и частично перекристаллизованы в зернистый агрегат; аллотриоморфный гранат, присутствующий в заметных количествах (до 2%), образует каемки шириной 0,1—0,2 мм чаще всего между плагиоклазом и рудным минералом, но местами между пироксеном и рудным минералом.

Тип С. Гомогснный гранатовый амфиболит. В поле эта порода была названа роговообманковым габбро, так как она имеет заметную офитовую структуру. В таком смысле термин был использован Йодером и Тилли [13] для обозначения амфиболитовой изверженной породы, образовавшейся непосредственно из водусодержащей магмы с сохранением се магматической структуры.

Описываемая порода развивается за счет пород типа *В* при увеличении количества роговой обманки за счет пироксена. Лейсты плагиоклаза находятся в офитовых срастаниях с участками, обогащенными темными минералами. Центральные зоны таких участков сложены бесцветной или светлозеленой волокнистой роговой обманкой (местами с кварцевыми зернами). окруженной каймой более темной зеленой роговой обманки; реликты пироксена в этих участках не встречаются. Рудный минерал, ассоциирующий с биотитом, обычно образует скелетные формы, а ядра лейст замутненного плагиоклаза обогащены эпидотом. Гранат образует каймы главным образом между плагиоклазом и рудным минералом; некоторые его зерна более идиоморфны, чем зерна плагиоклаза.

Во внутренних частях некоторых полос типа *C* роговая обманка перекристаллизована и переходит в агрегаты зерен роговой обманки однородного зеленого цвета. В центральных частях очковых скоплений плагиоклаза иногда присутствует гранат.

Тип D. Слабо расслоенный гранатовый амфиболит. Порода характеризуется слабой расслоенностью и линейной структурой, обусловленной вытянутыми плагиоклазовыми очками длиной до 1 см; внутри очков даже невооруженным глазом различаются гранаты. Полосы, обогащенные цветными минералами, состоят из неориентированных зерен зеленой роговой обманки, в то время как очковые скопления сложены многочисленными недеформированными плагиоклазовыми и кварцевыми зернами с плоскими границами. Гранат встречается в виде почти идиоморфных зерен диаметром до 0,25 мм либо между плагиоклазом и рудным минералом, либо внутри плагиоклазовых очков. Могут присутствовать эпидот или кальцит.

Тип E. Сильно расслоенный гранатовый амфиболит. Резко выраженные расслоенность и линейность амфиболита обусловлены наличием кварц-плагиоклазовых и роговообманково-биотитовых полос. Отдельные зерпа роговой обманки обычно располагаются параллельно зернам биотита. Гранат образует почти идиоморфные порфиробласты, часто приуроченные к центральной части лейкократовых участков. Сфен может давать каемки вокруг рудного минерала, который встречается в виде удлиненных обломков, рассеянных в существенно роговообманковой породе.

Одна из главных особенностей, на которую следует обратить внимание при петрографическом описании, — близкое к офитовому расположение магматического плагиоклаза не только в долеритах, но и в гомогенном амфиболите типа C; только в деформированных амфиболитах (типы D и E) плагиоклаз имеет однородный «метаморфический» габитус зерен. Форма зерен роговой обманки в амфиболите типа C также сходна с формой зерен этого минерала в краевом долерите, хотя в деформированных типах D и E встречаются зернистые агрегаты. Таким образом, амфиболит типа B структурно ближе к краевому долериту, чем к деформированному амфиболиту. Тин *F*. Слабо расслоенный кварцевый долерит, богатый роговой обманкой. Эта порода по минеральному составу сходна с породами типа *B*, но отличается от них слабой расслоенностью, обусловленной линзовидными плагиоклазовыми и роговообманково-пироксеновыми очками. Плагиоклаз представлен беспорядочно ориентированными изогнутыми и деформированными лейстами (офитовая структура), которые секутся микросколами.

В ядрах кристаллов присутствуют зерна эпидота, которые росли, вероятно, за счет кальция, высвобождавшегося из плагиоклаза. Полосчатые темпые участки сложены зональной светло- до темно-зеленой роговой обманкой (ее болыпе, чем в породах типа В) с рассеянными в ней реликтами пироксена. Рудный минерал образует удлиненные обломки в темноцветной массе, а грацат окаймляет зерна плагиоклаза и рудного минерала.

Тип G. Сильно расслоенный кварцевый долерит, богатый роговой обманкой. Эта порода сильнее деформирована и расслоена по сравнению с породами типа F. Веретенообразные очки плагиоклаза состоят из беспорядочно расположенных сильно деформированных лейст, разделенных мозаичными зернами плагиоклаза. Реликтов пироксена в роговой обманке здесь меньше, чем в породах типа F. Гранат образует такие же каемки вокруг зерен рудного минерала, однако встречаются идиоморфные кристаллы граната в центральной части плагиоклазовых очков.

Различия в минеральном составе

Для иллюстрации изменений в минеральном составе при переходе от долерита к расслоенному долериту и амфиболиту были выполнены многочисленные определения минерального состава; при этом были произведены подсчеты более чем в 3500 точках (табл. 1). В некоторых полосах, имеющих различный состав в разных дайках, было сделано несколько определений.

Таблида 1

Минералы	447301	<u>1</u> 87764	87781	87766	44738	44722	87777 A	87768 A	44747	87769
Плагноклаз	22,5	21,4	$\frac{36,2}{26,4}$	36,0 34 6	20,4	33,3	24,6	27,0	26,44	20,4
Амфибол	29.6	49.6	20,4 24.2	17.4	55.4	36.2	60,6	47,4	49,0	53,4
Кварц	0.2	3,6	6,6	4,4	9,8	7,6	8,6	14,1	10,7	10,2
Бпотит		-	0,7	0,3	2,7	3,1	0,1	1,1	6,5	0,1
Гранат		0,1	0,1	1,6	4,2	4,0	1,3	5,3	2,1	8,2
Эпидот	-	-] —	0,4		1,0	-	-	3,9
Сфен		-	-	—		<u> </u>	-	-	3,1	<u> </u>
Кальцит			—	0,3		0,2	<u> </u>	1,6		0,1
Апатит		0,2	0,2	0,2	0,2	[0,2]	0,3	0,5	0,8	0,2
Непрозрач- ные мине- ралы	2,3	2,3	6,9	5,0	4,5	5,6	3,6	3,0	1,4	3,5
Тип слоя	A	Α	B	B	F	G	C	D	E	

Количественный минеральный состав некоторых пород Кангамиута (в об.%)

1 Номера Геологической службы Гренландии.

В закаленных краевых зонах содоржание плагиоклаза равно примерно 20%. Содержание роговой обманки колеблется от 30 до 50%, и это отражается соответственно на содержании пижонита, которое может достигать 45% (по объему). В породах с наименьшим содержанием роговой обманки гранат отсутствует, а когда количество ее приближается к 50%, появляется 0,1% граната. Встречается небольшое количество кварца.

При переходе к внутрепней части дайки через различные полосы роговая обманка становится самым главным и постоянным компонентом; содержание

плагиоклаза при этом изменяется от 20 до 35%. Содержание пикопита, встречающегося в виде многочисленных реликтов в породах типа B, достигает 25—35%; в породах типов F и G оно не превышает 2—10%, а в амфиболитах типа C пижонит отсутствует. Содержание пижонита в полосах 3 и 4 зависит от количества присутствующей роговой обманки, однако в самых внутренних полосах такая зависимость может и не проявляться. Количество кварца увеличивается от долей процента в некоторых краевых закаленных зонах до 14% в центральных амфиболитовых полосах. Содержание граната и биотита также возрастает по направлению внутрь дайки, достигая максимумов в 8 и 6% соответственно в наиболее деформированных амфиболитах.

В качестве акцессорного минерала всегда присутствует апатит; содержание непрозрачных минералов, в большинстве случаев магнетита и ильменита, колеблется от 1,5 до 7%, не проявляя какой-либо отчетливой тенденции. Эпидот, кальцит и сфен в краевых закаленных зонах отсутствуют, но встречаются в небольших количествах в других типах пород.

Химический состав

Химический состав описываемых пород так же необычен, как и внутренняя структура даек. В табл. 2 приведено семь анализов пород с восточной

Таблица 2

Номер	877821	87781	87780	87778	87779	87777 B	87777 A
Тип слоя	A	В	С	с	с	с	С
SiO_2 TiO_2 Al_2O_3 Fe_2O_3 Fe_0 MnO MgO CaO Na_2O K_2O P_2O_5 H_2O^+	49,90 1,77 12,76 1,26 14,10 0,24 5,27 10,61 2,20 0,34 0,19 0,78 99,42	$\begin{array}{c} 47,12\\2.74\\12,44\\4.03\\14,06\\0.24\\4.53\\10,25\\2.33\\0.34\\0.20\\1.12\\\hline99,40\end{array}$	$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	$\begin{array}{r} 48,53\\3,38\\8,89\\4,65\\16,88\\0,26\\3,56\\7,96\\1,26\\1,10\\0,38\\2,01\\\hline 98,86\end{array}$	$52,952,1211,932,8913,290,232,927,743,140,771,10\overline{99,45}$	$50,31 \\ 2,80 \\ 10,35 \\ 4,32 \\ 14,44 \\ 0,26 \\ 3,52 \\ 8,31 \\ 2,33 \\ 0,77 \\ 0,33 \\ 1,94 \\ \overline{99,68}$	$\begin{array}{r} 49,57\\ 2,27\\ 11,98\\ 3,50\\ 13,08\\ 0,16\\ 4,22\\ 9,46\\ 2,46\\ 0,49\\ 0,21\\ 1,11\\ \hline 98,51\end{array}$
		Норма	гивный со	став			
II Ap Mt Q An Ab Or Di { Wo Fn Fs Hy } Fn Fs Hopмативный пла- гноклаз	$\begin{array}{c} 3,36\\ 0,44\\ 1,83\\ 1,49\\ 23,94\\ 18,62\\ 2,01\\ 11,57\\ 5,03\\ 6,53\\ 10,37\\ 13,46\\ \mathrm{An}_{54} \end{array}$	$\begin{array}{c} 5,20\\ 0,46\\ 5,84\\ 1,57\\ 22,48\\ 19,72\\ 2,01\\ 11,38\\ 5,08\\ 6,31\\ 8,13\\ 10,10\\ An_{51}\end{array}$	$\begin{array}{c} 3,67\\ 0,51\\ 3,55\\ 3,89\\ 20,25\\ 25,30\\ 3,55\\ 10,03\\ 4,04\\ 5,99\\ 6,79\\ 10,06\\ \mathrm{An}_{41} \end{array}$	$\begin{array}{c} 6,42\\ 0,88\\ 6,74\\ 10,33\\ 15,35\\ 10,66\\ 6,50\\ 9,23\\ 3,19\\ 6,04\\ 7,43\\ 14,07\\ \mathrm{An}_{47}\end{array}$	4,03 0,86 4,19 7,49 16,18 26,57 4,55 8,45 2,83 5,62 5,89 11,69 An ₃₄	5,32 0,76 6,26 8,21 15,51 19,72 4,55 10,00 3,80 6,20 6,61 10,80 An ₃₉	4,31 0,49 5,07 4,84 20,20 20,82 2,90 10,68 4,68 5,99 7,64 9,78 An ₄₆

Химические анализы и пормативный состав пород из дайки мощностью 48 м. Кангамиут

1 Номера Геологической службы Гренландии.

Аналитик Сёренсен (Геологическая служба Гренландии).

стороны дайки мощностью 48 м, показанной на фиг. 2 (расположение анализов — от закаленной границы к центру). Пять пород типа С взяты из характерных полос различного состава в центральной части дайки.

Для сравнения состава описываемых пород с составом пород некоторых хорошо известных интрузий [10, 4] была построена диаграмма (K₂O + + Na₂O) — (FeO + Fe₂O₃) — MgO (фиг. 4). Так как в ряде полос содержание Fe₂O₃ довольно велико, приводится количество

суммарного железа в пересчете на FeO.

Наиболее интересная особенность пород — их обогашение железом, особенно закисным. что обусловливает концентрацию анализов в углу Г диаграммы. По составу породы близки к некоторым богатым железом поролам интрузия Скергаард [10]. Уэйлжер и Браун [11] считают, что обогашение железом пород Скергаарда обусловлено сильной дифференциацией основной магмы при низком окислительном потенциале.

Породы насыщены кремнеземом; высокое значение нормативного Ог



Ф п г. 4. Диаграмма (K₂O + Na₂O) — (FeO + Fe₂O₃) — Мдо для анализов долеритов и амфиболитов Кангамиута.

в амфиболитовых полосах отражает присутствие биотита. Нормативный плагиоклаз колеблется от An₅₄ в закаленных краевых зонах до An₃₄ в центральной амфиболитовой полосе.

Гранат из полосы типа D, проанализированный с помощью электронного зонда P. K. Хердом, имеет следующий состав:

	Bec . %	Конечные члены	Мол.%
SiO ₂ TiO ₂ Al ₂ O ₃ FcO MnO MgO CaO	$ \begin{array}{r} 37,61 \\ 0,05 \\ 20,61 \\ 28,24 \\ 2,97 \\ 1,11 \\ \underline{9,92} \\ \overline{100,51} \end{array} $	Альмандин Андрадит Гроссуляр Пироп Спессартин	$\begin{array}{c} 60,07\ 5,51\ 23,17\ 4,47\ 6,79 \end{array}$

Конечные члены (в мол.%) были рассчитаны по методу Риквуда [9].

Механизм и условия внедрения

Условия залегания амфиболитов говорят об их образования путем крпсталлизации в позднемагматический перпод, вскоре после формирования долеритовых полос. Имеющиеся данные позволяют сделать вывод, что амфиболиты образовались лишь немного позже внедрения даек в последующий
орогенический период в условиях амфиболитовой фации. Такое заключение подтверждается следующими данными:

1. Различные типы расслоснного долерита и амфиболита располагаются симметрично по отношению к центральной части только в наиболее мощных дайках; следовательно, положение пород является в значительной степени функцией мощности дайки.

2. Внутренняя расслоенность, наблюдаемая в поперечном разрезе дайки, следует за ее изгибами при пересечении более ранней дайки.

3. Апофизы, маломощные дайки и контакты даек не деформированы и не метаморфизованы, следовательно, здесь не проявился последующий период деформации и метаморфизма.

4. Две самые ранние генерации пород долеритовых даек совершенно не метаморфизованы.

Что касается механизма внедрения, то можно, по-видимому, говорить об интрузии первичной основной магмы с относительно высоким содержанием воды, которая дала начало роговообманковому кварцевому долериту. Во время внедрения последних порций магмы существовало сильное ориентированное напряжение и высокое давление воды, достаточное для кристаллизации в центральных частях даек расслоенного гранатового амфиболита. Слабое сжатие даек во время последних стадий интрузии было достаточным для того, чтобы в процессе кристаллизации центральных долеритовых и амфиболитовых полос развивалась ориентированная текстура (расслоенность). Чередование условий сжатия и растяжения обусловило симметричное расположение в центральных частях наиболее мощных даек расслоенных и однородных полос.

Закаленные краевые зоны и главные долеритовые полосы должны были консолидироваться ко времени окончания образования расслоенных амфиболитовых полос. В противном случае в них также возникла бы ориентированная текстура. Обильная роговая обманка в закаленных краевых зонах образует почти офитовые срастания с окружающим пижонитом и лейстами плагиоклаза и может рассматриваться как первичная составная часть породы. Кроме того, роговая обманка в закаленных краевых зонах образует каемки вокруг зерен пироксена; наиболее широко этот процесс проявился в долерптовых полосах. Отмечается также уралитизация пироксена с развитием волокнистой роговой обманки; количество последней увеличивается от границ по направлению к внутренней части дайки. При этом почти офитовый долерпт постепенно переходит в гомогенный почти офитовый амфиболит (роговообманковое габбро).

Характер залегания, детально описанный Уоттерсоном [12], показывает, что дайки расслоенного амфиболита образовалясь при кристаллизации водусодержащей базальтовой магмы при давлении воды около 4000 бар и температуре от 800 до 850 °С. Современные экспериментальные данные подтверждают возможность образования амфиболитов при кристаллизации водусодержащей базальтовой жидкости. Йодер и Тилли [13] превратили природный оливиновый толент и высокоглиноземистый базальт в амфиболит при различных температурах и давлении воды и нашлп, что оливиновый толент не может существовать при давлении воды более 1400 бар. Данные их экспериментальной работы позволили Гамильтопу и Андерсону [2] сделать вывод. что влияние воды на кристаллизацию базальтовой магмы проявляется не только в образовании водных минералов, главным образом амфибола, но также в появлении плотной фазы, такой, как гранат. Образование граната при высоком давлении воды хорошо видно на примере даек Кангамиута.

Установить температуру и давление воды при формировании амфиболитов Кангамиута путем сопоставления с имеющимися экспериментальнымиданными очень трудно главным образом из-за отсутствия сведений по железистым базальтовым породам.

На пиаграмме AFM (фиг. 4) поролы Кангамиута конпентрируются близ железистых членов Скергаардской интрузии, первичная магма которой, по мнению Уэйджера и Браупа [11], была относительно сухой. Если бы вода в магме Кангамиута представляла собой первичную составную часть, она должна была бы вызвать заметное окисление магмы. пифференциания которой вследствие этого шла бы по иному пути, чем дифференциация скергаардской магмы. Следовательно, вода в данном случае должна была быть чужеродной, что соответствует синкинематической природе интрузий.

Обычно считают, что амфиболитизация основных даек происходит гораздо позже их впедрения, во время поздних фаз плутонизма. Однако данные по дайкам Кангамиута показывают, что образование амфиболита тесно связано с интрузией даек.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Berthelsen A., Bridgwater D., On the field occurrence and petrography of some basic dykes of supposed Precambrian age from the southern Sukkertoppen district, western Greenland, Meddr Grønland, 123. № 3, 1. 445, 1960.
- H a m i l t o n D. L., A n d e r s o n G. M., Effects of water and oxygen pressures on the crystallisation of basaltic magmas, in Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition (Ed. H. II. Hess and Poldervaart), Interscience, New York, 1967.
 L a r s e n O., Møller J., K/Ar age determinations from western Greenland, I, Reconnaisance programme, in Report of activities for 1967, Rapp. Grønlands geol.

- Reconnaisance programme, in Report of activities for 1967, Rapp. Grønlands geol. Unders., 15, 82, 1968.
 M c D o u g a l l I., Differentiation of the Tasmanian dolerites: Red Hill dolerite-granophyre association, Bull. geol. Soc., Am., 73, 279, 1962.
 N o e N y g a ar d A., R a m b e r g H., Geological reconnaisance map of the country between latitudes 69° 45N, west Greenland, Meddr Grønland, 123, № 5, 1961.
 P u l v e r t a f t T. C. R., The Precambrian stratigraphy of Greenland, Rep. Int. geol. Congr. 23 (4), 89, 1968.
 R a m b e r g H., On the petrogenesis of the gneiss complexes between Sukkertoppen and Christianshaab, west Greenland, Meddr dansk geol. Foren. 11 (3), 312, 1948.
 B a m b e r g H. On the samphirine from west Greenland, Meddr Grønland, 137, № 1.
- 8. R a m b e r g H., On the sapphirine from west Greenland, Meddr Grønland, 137, Nº 1. 1955.
- 9. Rickwood P. C., On recasting analyses of garnet into end-member molecules,
- Contr. Miner. Petrology, 18, 175, 1968.
 Wager L. R., Deer W. A., Geological investigations in east Greenland, Pt. III, The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, E. Greenland, Meddr
- Grønland, 105, № 4, 1939. 11. Wager L. R., Brown G. M., Layered igneous rocks, Oliver and Boyd, Edinburgh and London, 1967. [См. русский перевод: Л. Уэйджер, Г. Браун, Расслоенные
- and London, 1967. 1см. русский перевод. Л. э э и джер, 1. Б р и у н, Расслоенные изверженные породы, изд-во «Мпр», М., 1970.]
 12. W a t t e r s on J., Plutonic development of the Ilordleq area, south Greenland, Pt. II, Late kinematic basic dykes, Meddr Grønland, 185. № 3, 1968.
 13. Y o d e r H. S., j u n., T i l e y C. E., Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems, J. Petrology, 3, 342, 1962. |См. русский комперет. перевод: Г. С. Йодер мл., К. Э. Тилли, Происхождение базальтовых магм, изд-во «Мир», М., 1965.]

ФОРМА И СТАНОВЛЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ИНТРУЗИП

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОД ГРАНИТНЫМИ МАССИВАМИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ АНГЛИИ

М. Ботт, А. Холдер, Р. Лонг, А. Лукас

Введение

В ноябре 1966 г. были проведены специальные исследования структуры земной коры под гранитным батолитом юго-западной Англии. Работы были организованы геологическим факультетом Даремского университета в сотрудничестве с рядом организаций Великобритании и Ирландии. Для такого рода исследований юго-западная Англия представляет собой особенно благоприятный регион, поскольку протяженность взаимосвязанных гранитных тел здесь настолько велика, что сквозь батолит проходит бо́лыпая часть волн, отражающихся в земной коре. Кроме того, подземные формы батолита хорошо изучены гравиметрическими методами.

На крайнем юго-западном полуострове Англии обнажается пять крупных гранитных тел (фиг. 1). Граниты имеют армориканский возраст и секут смятые в складки каменноугольные и девонские толщи. Армориканскими гранитами сложены также острова Силли. На фиг. 1 видно, что пояс гранитов сопровождают отрицательные гравитационные аномалии величиной до —50 мгл [3, 4]. Отрицательная аномалия обусловлена главным образом сравнительно небольшой плотностью гранитов, которая примерно на 0,15 г/см³ меньше плотности вмещающих пород.

На фиг. 2 приведен меридиональный разрез гранитного массива Бодмин-Мур. Предложенная интерпретация гравитационной аномалии характеризуст типичный поперечный разрез батолита. Если принять различия плотности, указанные на фигуре, то для объяснения наблюдающейся гравитационной аномалии необходимо считать, что граниты распространяются на глубину около 12 км. На гравитационном профиле видно также, что контакты гранита должны быть наклонены во внешнюю сторону. Имеются некоторые указания на незначительное увеличение плотности гранитов в северной части батолита.

В результате изучения пояса отрицательных аномалий силы тяжести можно сделать и другой важный вывод: отдельные выходы гранитов на полуострове представляют единый батолит с относительно маломощной кровлей вмещающих пород, развитой между выходящими на поверхность массивами. Предварительные гравитационные данные позволяют предполагать, что граниты полуострова и островов Силли связаны друг с другом, хотя эта связь установлена не столь достоверно, как связь между отдельными гранитными телами на полуострове. Судя по гравиметрическому профилю, пройденному примерно в 60 км к западу от островов Силли, здесь также наблюдается отрицательная аномалия силы тяжести вкрест предполагаемой линии продолжения гранитного пояса.

Гравитационные аномалии свидетельствуют о том, что граниты распространены до глубины порядка ¹/₃ или более мощности типичной континентальной коры. Однако гравитационные данные не позволяют судить о структуре коры ниже рассматриваемого батолита. Одна из главных проблем заключается в определении характера подошвы батолита. Имеет ли он резкую



Фиг. 1. Карта аномалий Буге для юго-западной Англии [4].



Фиг. 2. Двумерная интерпретация аномалий силы тяжести по профилю АА' на фиг. 1 [4]. 1 — наблюденные; 2 — вычисленные.

м. ботт и др.

границу на глубине около 12 км или граниты здесь постепенно переходят в породы с повышенной плотностью и соответственно с высокой скоростью прохождения волн, которые слагают земную кору под батолитом? На решение этой проблемы и было частично направлено настоящее исследование структуры земной коры юго-западной Англии.

Данные сейсмических исследований

Сейсмические исследования проводились в период с 4 по 8 ноября 1966 г. На фиг. З показано расположение сейсмического профиля, полученного



Ф п г. З. Расположение точек взрывов. 1 — точки расположения сейсмических зарядов; 2 — сейсмические станция поперечной сетя; 3 — линейные сейсмические станции; 4 — трехкомпонентные установки; 5 — прочие станции.

76

от зарядов весом 136 кг каждый, взорванных с военного корабля «Гекла». Точки взрывов фиксировались с помощью аппаратуры Декка. Все 45 зарядов были последовательно взорваны на морском дне или вблизи него. Регистрационные станции располагались в пределах гранитных массивов мыса Лендс-Энд, Карнменеллис, Хенсберроу, Бодмин-Мур и Дартмур. Кроме того, сейсмические станции находились на островах Силли (фиг. 3), а также в Ирландии и Франции. Полная геофизическая интерпретация полученных данных



Ф п г. 4. График регистрации взрывов в точках 6-20, выявленный сейсмометром на станции Бодмин-Мур.

будет опубликована в другой работе. Здесь мы ограничимся общим обсуждением результатов, полученных только по профилю 1.

В настоящей статье структура земной коры рассматривается как совокупность однородных слоев, разделенных плоскими поверхностями, для фиксации которых использовались как первые вступления, так и крупноамплитудные вторые вступления (фиг. 4). Данные станции Хенсберроу в этом анализе не учитывались в связи с тем, что оценка времени вступления волн оказалась ненадежной вследствие неисправности часов. По данным других станций для первых вступлений волн методом наименьших квадратов были получены прямолинейные графики, а на графиках время — расстояние были выведены моменты перехвата.

На фиг. 4 в качестве примера показаны данные регистрации взрывов зарядов 6-20, зафиксированные на станции Бодмин-Мур. Первые вступления волн на каждой станции хорошо фиксируются двумя прямыми линиями. Прямое вступление P_g интерпретируется как отражающее вступление сейсмической волны от поверхности, глубина которой по вычислениям крайне незначительна. Эта волна P следовала через верхнюю часть земной коры по линии, проходящей преимущественно в самом батолите. Вступления P_n фиксируют передовую волну, отраженную от поверхности прерывности Мохоровичича. До определения положения прямой линии для вступлений P_n корректировалось время прохождения волн зарядов 1—4 с учетом увеличения мощности клина осадков в западном направлении, установленного по данным ранее проведенных малоглубинных сейсмических исследований [5, 7]. В табл. 1 для каждой из 5 станций приведены оценки кажущихся скоростей волн P_g и P_n и время перехвата сегмента P_n на оси времен.

Таблица 1

Параметры	Станции паблюдения					
	острова Силли	мыс Лендс-Энд '	Карнменеллис	Бодмин-Мур	Дартмур	
Скорость Р _д , км/с	$5,79\pm0,03$	$5,88 \pm 0.03$	$5,92{\pm}0,15$	5,77±0,10	5,85 (принято)	
Скорость P_n , км/с	$7,72\pm0,16$	$7,99 \pm 0,08$	$7,98 \pm 0,06$	$7,93{\pm}0.04$	$8.00{\pm}0.07$	
Время перехвата Рл, с	4,97±0,43	$5,57{\pm}0,25$	$5,85 \pm 0,20$	$5,46{\pm}0,13$	5,55±0,23	
Минимальная мощ- ность земной коры, км	21,8±4,0	$23,4{\pm}2,3$	24,11±1,1	23,0±2,0	21,5±1,7	
	Наблюдаеми литуды ши Критическо ванием кри Максималы щении кри Наиболее в Коры Наиболее в дения волн	80 ± 5 км 65 ± 5 км 30 ± 2 км 27 ± 2 км $6,15\pm0,13$ км/с				

Данные по сейсмическому профилю 1

Все результаты приводятся со стандартными ошибками, вычисленными для настоящих данных. Величина P_g для Дартмурской станции предполагаемая, поскольку эта точка расположена слишком далско от места взрывов. Величина P_n , полученная для островов Силли, основана лишь на данных взрывов в четырех точках и, следовательно, недостаточно надежна.

Оценки P_n в табл. 1 даны в необращенном виде. Однако сейсмический профиль 1 можно использовать по методике установки сейсмоприемников по прямой линии симметрично по отношению к пункту взрыва и таким образом получить оценку истинного значения P_n и соответственно величину наклона поверхности Мохо. Наблюдавшиеся времена пробега волн от нескольких зарядов до одной регистрационной станции позволяют оценить кажущуюся скорость P_n в направлении между местом взрыва и регистрационной станцией. С другой стороны, наблюдавшиеся времена пробега волн от одного места взрыва до различных регистрационных станций дают кажущуюся скорость в противоположном направлении. Используя эти две кажущиеся скорости, можно оценить величину P_n при условни, если поверхность Мохо считать плоской. С помощью этой методики, а также данных по всем временам пробега волн между четырьмя точками взрывов и четырьмя станциями удалось установить, что величина P_n между точкой взрыва 15 и Карнменеллисом составляет 7,98 ± 0,07 км/с. Эта цифра позволяет предположить, что падение поверхности Мохо по линии сейсмического профиля 1 не превышает 15', т. е. что поверхность Мохо залегает почти горизонтально. Это подтверждается также сходством времени перехвата P_n на всех пяти станциях.

Возможную минимальную мощность земной коры можно оцепить, исходя из предпосылки, что земная кора представляет собой единый слой с однородной скоростью прохождения волн, равной P_g . Поскольку, однако, эта скорость обычно увеличивается с глубиной (см. ниже), истинная мощность земной коры должна быть больше, чем вычисленная при такой предпосылке. Подобные оценки основываются на допущении, что земная кора имеет горизонтальные границы, и выводятся с использованием величин P_g , P_n и времени перехвата, вычисленных для каждой станции. Конечные результаты значительно различаются даже для каждой из пяти станций.

Верхний прелед мошности земной коры можно оценить по крупноамплитудным вторым вступлениям, которые фиксируют интервал примерно от 80 до 160 км (фиг. 4). Эти сигналы рассматриваются как надкритические отражения от границы Мохо вследствие их большой амплитуды, криволинейности на графике время — расстояние, а также в связи с тем, что, судя поскорости прохождения, эти волны имеют правильную кажущуюся скорость в сети прибрежных станций. В соответствии с геометрической теорией прохождения лучей эти отражения должны достигать максимальной амплитуды на критическом расстоянии. Однако в последнее время было доказано [6], что простая теория лучей имеет слишком упрощенный характер применительно к углам выхода, близким к критическому, и что максимальная амплитуда широкоугловых отражений наблюдается на некотором расстоянии за критическим. Исходя из этого положения, критическое расстояные оценивается по соотношениям амплитуда — расстояние отраженной фазы на четырех станциях (в нашем случае Дартмурская станция отстояла слишком далеко от места взрывов, чтобы ее можно было использовать для таких вычислений). Приняв, что скорость прохождения волн в земной коре однородна и равна P₃, для оценки верхнего предела мощности земной коры можно использовать критическое расстояние. Комбинация перехвата P_n с критическим расстоянием позволяет перейти к следующей стадии, на которой оцениваются реальная мощность земной коры и средняя скорость прохождения в ней волн *P*. Все эти данные приведены в табл. 1.

Следующая подлежащая решению проблема заключается в определении расслоенности внутри коры. Исходя из оценок средней скорости, приведенных в табл. 1, становится ясно, что с глубиной скорость прохождения волн должна возрастать. Остается лишь определить, как происходит это увеличение — постепенно или резко. На графиках время — расстояние не наблюдается первых вступлений волн от нижнего слоя коры с высокими скоростями. Это не позволяет говорить об отсутствии расслоенности, но дает возможность определить пределы мощностей и различий скорости в предположении, что поверхность раздела внутри коры все-таки существует. Например, резкое увеличение скорости на 0,4 км/с и более на глубине 12 км должно фиксироваться как нервое вступление, тогда как для глубины 15 км такой ощутичый перепад должен быть равен около 0,8 км/с. Имеются, однако, указания, то в рассматриваемом районе выше поверхности Мохо резкие перепады скорости прохождения волн не фиксируются. Об этом свидетельствует отсуттвие различимых надкритических отражений, кроме отражений, связанных : поверхностью Мохо.

Сама по себе поверхность Мохо хорошо определена вдоль простирания батолита. Скорости прохождения воли P_n ниже границы Мохо типичны для заблюдающихся повсеместно под Великобританией. Сходным образом для Зеликобритании типична и относительно маломощная земная кора [1].

Обсуждение результатов и выводы

Ниже дана интерпретация сейсмических данных, полученных по проэилю 1, совпадающему с длинной осью батолита. Земная кора под батолитом имеет мощность от 23 до 30 км, причем наиболее вероятное ее значение оцеивается в 27 км. Скорость прохождения волн P_g равна 5,85 км/с, а средняя скорость прохождения волн в земной коре оценивается в 6,15 км/с. Граница Мохо ниже профиля определяется достаточно четко, а скорость P_n составляет 8,0 км/с. По профилю не установлено сколько-нибудь значительного наклона поверхности Мохо, а выше этой поверхности отсутствуют резкие церепады скорости прохождения волн. Относительно маломощная земная кора и небольшая скорость прохождения волн P_n типичны и для других районов Великобритании, где проводились геофизические исследования [1].

Гравитационные данные показывают, что плотность гранитов, слагающих верхнюю часть земной коры в рассматриваемом регионе, примерно на 0,15 г/см³ меньше, чем средняя плотность вещества земной коры до глубины около 12 км. Сейсмические исследования подтверждают данные ранее проведенных гравитационных работ, что позволяет при интерпретации



Фиг. 5. Предполагаемая модель структуры земной коры по длипной оси батолита югозападной Англии.

модели структуры земной коры использовать все данные этих двух видов геофизических работ. Эта модель изображена на фиг. 5. Верхняя часть земной коры с относительно небольшой плотностью и скоростью прохождения сейсмических волн около 5,85 км/с сложена до глубины 10—12 км гранитоидами. Какая-либо резкая подошва на этой глубине отсутствует. Здесь скорее наблюдается постепенное увеличение скорости прохождения волн *P*, последовательно возрастающей вниз до поверхности Мохо (точный характер распределения скоростей пока неясен). В нижней части коры средняя скорость прохождения волн, согласно принятой модели, должна быть равна примерно 6,45 км/с; скорость непосредственно выше поверхности Мохо, очевидно, колеблется от 6,6 до 7,0 км/с. Необычно низкую среднюю скорость прохождения волн в земной коре в данном случае легко объяснить, если учесть, что примерно в средней части коры она составляет всего 5,85 км/с.

Приведенные данные показывают, что структура земной коры ниже рассматриваемого батолита должна быть аномальной. Верхняя кора сложена относительно гомогенными гранитами, а не метаморфическими породами, для которых типичны большие скорости прохождения воли и большие плотности. Нижняя кора должна быть нарушена в результате проявления процессов, связанных с образованием и размещением гранитной магмы. Однако какие-либо указания на нарушение поверхности Мохо в результате процессов становления гранитов отсутствуют, хотя не исключено, что впоследствии эта граница претерпела некоторые изменения.

Каким же образом в свете новых геофизических данных можно трактовать проблему происхождения гранитов юго-западной Англии? Один из наиболее интересных выводов, полученных в результате этих исследований, заключается в том, что гранитный батолит протягивается па глубину, равную примерно половине расстояния до границы Мохо. Можно предположить, что гранитная магма должна была преимущественно возникать ниже глубины 10-12 км. на которой устанавливаются некоторые изменения плотности пород. В пастоящее время в срепней или нижней части коры под батолитом должен располагаться материал. смешенный в пропессе интрузии.

Наиболее простая общая интерпретация выявленных соотношений заключается в том, что гранитная магма образовалась в результате селективного плавления горных порол, слагающих нижнюю часть коры. Эта гипотеза находится в соответствии с новейшими геохимическими представлениями, согласно которым нижняя кора, вероятно, состоит из вещества горных пород среднего или даже гранодиоритового состава, но сложенных фазами, устойчивыми при высоких давлениях [8]. Более высокие скорости прохождения волн в нижней части коры, очевилно, связаны с тем, что эта область сложена материалом, оставлимся после парциального плавления гранитной магмы. а также относительно тяжелым веществом верхней коры, погрузившимся в процессе становления батолита. При таких соотношениях вполне закономерно говорить о постепенной границе между гранитами и располагающимися ниже поролами с большей плотностью и большей скоростью прохождения волн.

В соответствии с другой гипотезой происхождения рассматриваемого батолита гранитная магма возникла в результате плавления настоящего гранитного слоя в средней части коры, заключенного между относительно плотными породами верхней коры и более основными породами нижней коры [2]. Согласно этой гипотезе, нижняя граница батолита должна находиться примерно на глубине 12 км в гранитном слое. Мы не располагаем сейсмическими данными, которые позволили бы полностью опровергнуть эту гипотезу. Однако общая мощность земной коры (27 км), выявленная сейсмическими исследованиями, не дает оснований считать, что здесь располагается скольконибудь значительный гранитный слой. Поскольку нижняя кора, вероятно, сложена не основными, а средними или граподиоритовыми породами, необходимость в гипотезе существования гранитного слоя отпадает. Следует предпочесть идею о селективном плавлении нижней коры.

Высказывалось также предположение, что некоторые гранитные магмы могут поступать непосредственно из верхней мантии. Четкий и ненарушенный характер границы Мохо вдоль простирания описываемого батолита, а также тот факт, что мощность коры и скорость прохождения волн Р ниже границы Мохо в изученном регионе типичны для Великобритании в целом, позволяют с большим основанием предполагать, что гранитная магма имеет здесь коровое происхождение.

Рассмотренные в настоящем сообщении данные сейсмических исследований проливают свет на неясные до сих пор особенности структур земной коры под гранитными батолитами. Можно надеяться, что в дальнейшем будут проведены другие подобные эксперименты, в которых особое внимание будет обращено на изучение близвертикальных и широкоугловых отражений. В настоящее время такие исследования близвертикальных отражений проводятся под гранитным массивом Уэрдейл на Рукхоупской сети сейсмических станций.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Agger H. E., Carpenter E. W., A crustal study in the vicinity of the Eskdalea-
- nuir seismological array station, Geophys. J. R. astr. Soc., 9, 69, 1964.
 Bott M. H. P., The granitic layer, Geophys. J. R. astr. Soc., 5, 207, 1961.
 Bott M. H. P., Day A. A., Masson Smith D., The geological interpretation of gravity and magnetic surveys in Devon and Cornwall, Phil. Trans. R. Soc., 251A, 1975. 161, 1958.
- 4. Bott M. H. P., Scott P., Recent geophysical studies in south-west England. in Present views on some aspects of the geology of Cornwall and Devon (Ed. K. F. G. Hos-king and G. J. Shrimpton), Published for the 150th anniversary of the Royal Geological Society of Cornwall, p. 25, 1964.

- Bullard E. C., Gaskell T. F., Submarine seismic investigations. Proc. R. Soc., 177A, 476, 1941.
- 6. Červený V., On dynamic properties of reflected and head waves in the n-layered Earth's crust, Geophys. J. R. astr. Soc., 11, 139, 1966.
- Hill M. N., Laughton A. S., Seismic observations in the eastern Atlantic, 1952, Proc. R. Soc., 222A, 348, 1954.
 Ringwood A. E., Green D. H., Petrological nature of the stable continental
- R i n g w o o d A. E., G r e e n D. H., Petrological nature of the stable continental crust, in The Earth beneath the continents (Ed. J. S. Steinhart, T. J. Smith), Geophys. Monogr., 10, p. 611, 1966.

ОСНОВНЫЕ И УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ЛИТРУЗИВЫ КОППЕМАРЫ

Б. Лик

Введение

В настоящей статье рассматривается минералогия, петрология и тектоническая история основных и ультраосновных пород Коннемары, западная Ирландия. Мы располагаем очень ограниченными сведениями относительно механизма становления этих интрузивных тел, однако уже получены убедительные доказательства последовательных разрывов и тектонического расчленения интрузивов, которые частпчно осуществлялись на ранних этапах кристаллизации ультраосновных пород, находившихся еще в неконсолидированцом состоянии, а частично происходили в период, когда ультраосновные породы были уже преобразованы в альпинотипные серпентиниты. В целом эта последовательность событий иллюстрирует деформацию серии синорогенных габброидов.

Геологическая история Коннемары описана в работе Мурбата и др. [17], в связи с чем здесь этот вопрос будет рассмотрен лишь кратко. Далредские породы, представленные ранними основными лавами, туфами или интрузивами, были смяты (F₁) и метаморфизованы до силлиманитовой ступени, после чего произошло внедрение основных и ультраосповных массивов. Определение «ультраосновные» в цастоящей статье используется применительно к ультрамафическим породам и габброидам, в состав которых входит плагиоклаз более основной, чем An₈₀, тогда как определение «основные» применяется для обозначения габброидов, содержащих менее известковистый цлагиоклаз. Для цирконов из рассматриваемых интрузивов урано-свинцовым методом определен абсолютный возраст 510 ± 10 млн. лет [20]. Интрузивы обусловили ороговикование вмещающих регионально метаморфизованных пород, а впоследствии были сами метаморфизованы, расчленены и смяты в складки в процессе продолжающегося регионального метаморфизма и складчатости F2. Поздние дифференциаты той же магмы создали широко развитую серию мигматитовых гнейсов и агматитов, в которой кварц-диоритовые гнейсы сочетаются как с вмещающими метаосадочными породами, так и с уже консолидированными основными и ультраосновными породами. Автор недавно опубликовал детальное описание этих мигматитов [14]. Разломы основных и ультраосновных массивов произошли преимущественно в процессе складчатости F_3 , при которой возникли чрезвычайно сжатые складки, тогда как мигматизация осуществлялась в период между фазами F_2 и F_3 и сопровождалась метаморфизмом. Позднее сжатые складки F₃ были вновь изогнуты с образованием открытых аптиклинальных форм Коннемары (фаза F_4). В других складках этой последней фазы проявился метаморфизм меньшей ступени, чем на ранних этапах геологического развития региона.

Массив Эррисмор — Раундстон — Говла

Общая характеристика и контактные явления. Этот массив (фиг. 1) занимает бо́льшую часть территории, ограничениой мысом Слайн-Хед, Эррисленненом, Майл-Роком, Раундстоном и Говла. В целом интрузивное тело залегает полого. В центре располагается купол Делейни, сложенный кремнеземистыми гранулитами и амфиболитами Балликоннили. Купол Делейни представляет собой свод F_4 , ориентированный в широтном направлении, с круто падающей на юг осевой плоскостью. Он изогнут меридиональным сводом F_5 с почти вертикальной осевой плоскостью. К этой куполовидной складке приурочен интрузив Эррисмор — Раундстон, вовлеченный в складчатость. Последпим объясняется падепие контактов массива в стороны от купола на запад, юг и восток. Однако в северном направлении мощпость интрузива постепенно уменьшается и в конечном счете он полностью выклинивается в мигматитовых кварц-диоритовых гнейсах вдоль южной границы Эррисленнена.

Эррисморская часть интрузива залегает полого и сложена преимущественно слабо листоватыми роговообманково-плагиоклазовыми (сильно соссюритизированными) породами с иятнами нелистоватых гориблендитов и более редких роговообманковых перидотитов и содержащих роговую обманку верлитов. В этих пятнах по листоватости встречается поздний кварц, связанный с мигматитовыми кварц-диоритовыми гнейсами. Листоватость породы имеет преимущественно метаморфическое происхождение и смята в очень пологие широтные складки F₄. Однако изредка углы падения превышают 20°. В северозападной части массива, близ восточной границы гранитного тела Иниш, в пределах интервала около 275 м падение резко становится более крутым, до 80° на северо-запад, или даже вертикальным. В этой зоне присутствуют линзы мигматизированных псаммитов и полупелитовых осадков, фиксирующие границы интрузива. Этот контакт массива почти целиком имеет тектонический характер и сильно затушеван краевыми пегматитами гранитного тела Иниш.

В Раундстонской части интрузива, особенно к северо-востоку от Эррисбега, примерно в интервале 3.2 км, в большей мере, чем в остальных участках массива, сохранились первичные изверженные структуры и минералы. В неравномерно амфиболизированных массивных габбро, перидотитах и алливалитах еще присутствуют первичный оливин, монокливный пироксен, бронзит и плагиоклаз. Структура этой части интрузива, обусловленная характером распределения различных типов пород, очень сложна и не поддается расшифровке, хотя совершенно четко проявляется ее отличие от структуры более западной Эррисморской части массива.

Участок Говла рассматриваемого тела подобен его Эррисморской части и сложен преимущественно роговообманково-плагиоклазовым метагаббро с плохо выраженной метаморфической листоватостью, которая очень выдержанно падает на северо-запад под углом около 30°. Северный контакт массива пнъецпровал мигматитовыми кварц-диоритовыми гнейсами, которые на этом участке преимуществедно имеют кварц-лабрадор-роговообманковый и кварц-апдезин-роговообманковый состав. В гнейсах присутствуют линзы и неправильные включения метагаббро, представленного в настоящее время амфиболитом. Включения отделены друг от друга и агматизированы, так что первичные контакты массива установить не удается. Метаосадочные породы обычно отсутствуют как внутри массива, так и в зоне его контактов. Южная граница интрузива либо теряется в гранитном массиве Голуэй, либо располагается в пределах залива Голуэй, поскольку все острова к югу, вплоть до Майл-Рока, сложены роговообманково-плагиоклазовыми метагаббро этого массива, протягивающегося далее на юг не менее чем на 2,4 км. Внутренний контакт Эррисмор-Раундстонского участка интрузива представлен серией



поверхностей скольжения по границам с амфиболитами Балликоннили. которые палают от купола Лелейни. Амфиболиты Балликоннили рассланцованы и представляют собой роговообманково-альбитовые или железорудноэпипот-олигоклазовые породы с меридиональной линейностью. Они метаморфизованы относительно слабо, так же как и присутствующие в них включения кварцевых гранулитов. Вероятно, массив на этом участке тектонически заметно выклинивается в северном направлении; мощность его уменьшается примерно от 430 м севернее Марви до 91 м на южной стороне Эррисленнена. Контакт амфиболитов Балликоннили с основными и ультраосновными породами имеет сложный характер и представлен переходной зоной шириной от 100 по 600 м, размеры которой увеличиваются с севера на юг. В этой переходной зоне, фиксирующейся дроблением и перекристаллизацией массивных роговых обманок тела Эррисмор, которые переходят в сланцеватые роговые обманки амфиболитов Балликоннили, присутствует серия маломошных (по 10 м) квари-полевошпатовых линз и полос, которые рассматриваются как тектопические отторженцы в зоне скольжения. Амфиболиты Балликоннили препставляют особый интерес, поскольку химическими анализами доказано, что их состав постепенно изменяется в направлении к кварпевым гранулитам купола Делейни. Совершенно очевидно, что ассопиания низких ступеней метаморфизма альбит — эпилот — роговая обманка, свойственная этим породам, возникла в процессе регрессивного метаморфизма, сопровождавшегося тонким дроблением первично грубозернистого амфиболита или метагаббро.

Представляется весьма вероятным, что амфиболиты Балликоннили первоначально слагали верхнюю часть массива Эррисмор — Раундстон — Говла, а затем были рассланцованы в процессе дробления и перекристаллизации в условиях метаморфизма низкой ступени. Однако не исключено, что они представляли собой обособленное тело основных пород, внедрившееся тектонически или интрузивно по контакту массива Эррисмор — Раундстон — Говла. В прошлом бо́льшим признанием пользовалась вторая интерпретация. Расшифровке их природы мешает присутствие на контактах обильных мигматитов.

Предположение, что амфиболиты Балликоннили возникли за счет пород интрузива Эррисмор — Раундстон, подтверждается данными более чем 60 химических анализов образцов, отобранных по двум сечениям. На фиг. 2 показана зависимость состава образцов, отобранных по кольцевому выходу, от их относительного положения в пределах амфиболитовой зоны переменной мощности. Двумя методами с использованием химических анализов доказано, что исходная вершина амфиболитов Балликоннили располагается на месте кварцевых гранулитов купола Делейни. Более детально эти данные будут рассмотрены в другой работе.

В пределах купола Делейни присутствуют многочисленные включения массивных однородных метагаббро, сложенных роговой обманкой и соссюритизированным плагиоклазом (фиг. 1). В настоящее время они представлены амфиболитами без признаков магматических структур и текстур в неправильных включениях и будинах. Эти амфиболиты неизменно имеют очень высокое отношение Mg/Fe, и параметр mg Ниггли у них всегда превышает 0,60. Амфиболиты почти лишены линейности, хотя и включены в сильно линейные кварцевые гранулиты. Это позволет предполагать, что амфиболиты

Фиг. 1. Схематическая геологическая карта района Коппемары, западная Ирландия, па которой показаны основные и ультраосновные интрузии.

мигматиты Коннемара; 2 — амфиболиты Баллинонняли; 3 — основные и ультраосновные породы;
 4 — основные и ультраосновные породы, в которых сохранались первичные изверженные минералы и структуры; 5 — кристаллические сланцы Коннемара и полосчатые амфиболиты; 6 — тектонические нарушения; 7 — следы осевых поскостей складок F₄; 8 — карбон; 9 — инжнедевонские граниты; 10 — силур; 11 — граниты Отерерд.

Б. ЛИК



Фиг. 2. Распределение параметра Ниггли mg $[=Mg/(Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)]$.

представляют собой метагаббро, в которых не смогла развиться листоватость или сланцеватость вследствие относительно слабого метаморфизма. Иx первичные соотношения с интрузивом Эррисмор — Раундстон — Говла неясны.

Эррисморский участок интрузива. На этом участке массива, сложенном преимущественно роговой обманкой и соссюритизированным плагиоклазом, встречаются линзы перидотита, из которых наиболее примечательна линза Айнишдаврос. В ней присутствует переменное количество серпентинизированного оливина, включенного пойкилитово в моноклинный пироксен или роговую обманку вместе с хромиппинелью, а также небольшие количества бронзита и акцессорного цоизита по плагиоклазу. Пойкилитовый ромбический пироксен включает оливин в различных участках (Даврос, острова Кеннейвер, Кашел и Раундстон). В большинстве случаев включения оливина обнаруживают признаки некоторой коррозии пироксеном или роговой обманкой. Тем не менее представляется, что в большинстве линз пойкилитовый минерал кристаллизовался из магмы, а не в результате метаморфического или позднемагматического замещения каких-либо ранее существовавших минералов. В теле Инишдаврос кристаллы оливина местами почти идиоморфны; пойкилитовая роговая обманка не замещает моноклинный пироксен. Предцолагается, что эта роговая обманка имеет магматическое происхождение, поскольку она замещается более поздней предположительно метаморфической роговой обманкой, заливообразно корродирующей пойкилитовую.

К югу от залива Мейннин-Бей встречаются жилы, представленные соссюритизированным плагиоклазом, часто с различной примесью роговой обманки. Эти жилы секут метагаббро, но, вероятно, представляют собой не самостоятельные интрузивы, а выжимки остаточной магмы, внедрявшейся в более основные и, по-видимому, более консолидированные роговообманково-плагиоклазовые метагаббро.

В Эррисморском участке магматическая расслоенность обычно отсутствует, однако изредка она наблюдается с преимущественно вертикальной ориентировкой. Природа такой ориентировки недостаточно ясна, поскольку она проявляется в блоках, претерпевших вращение. Какая-либо правильная последовательность пород в поперечном сечении интрузивного тела в пределах рассматриваемого участка не установлена.

Раундстонский участок интрузива. Эта часть интрузива, в которой лучше всего сохранились магматические структуры и текстуры, была изучена Уэйлжером [26], по мнению которого, сланцеватые амфиболиты, развитые к востоку и запалу от холма Эррисбег, представляют собой наиболее ранние интрузивы. Поролы этой группы, расположенные запалнее Эррисбега, теперь называют амфиболитами Балликоннили. Уэйджер считал, что вслед за этими амфиболитами сформировалась ранняя группа частично амфиболизированных массивных габбро, перидотитов и пикритов. Перилотиты и пикриты развиты преимущественно в 3.2 км к северо-северо-востоку от Эррисбега, тогда как габбро располагаются на юго-восточном склоне Эррисбега и сложены преимутественно плагноклазом, по составу колеблютимся от кислого битовнита по основного лабрадора, и роговой обманкой, по крайней мере частично развившейся по моноклинному пироксену. Вслед за этими ранними породами внедрились изменснные алливалиты, роговообманковые перидотиты и анортозиты группы Эррисбег. Соотношения этих двух групп пород непостаточно ясны; правда, одна жила из группы Эррисбег сечет ранние перидотиты. а в породах Эррисбег присутствуют обломки массивных габбро. Все эти породы значительно амфиболизированы и соссюритизированы, по границам оливина и плагиоклаза в них присутствуют реакпионные каемки ромбического пироксена и роговообманково-шпинелевых симплектитов.

Район, изученный Уэйджером, впоследствии был исследован Ликом и Мортоном [11, 18]. Породы группы Эррисбег преимущественно представлены битовнитовым габбро, состоящим примерно на 40—60% из плагиоклаза An₈₅₋₉₀: на 10—20% из моноклинного пироксена, на 0—15% из оливина (~Fo₈₀₋₈₇), небольшого количества бронзита и 10—40% роговой обманки. Весьма примечателен чрезвычайно основной состав полевого шпата. В этих породах встречаются несланцеватые тонкозернистые ксенолиты, в состав которых входят два пироксена, лабрадор или битовнит, в настоящее время интенсивно соссюритизированные, а также поздняя метасоматическая роговая обманка. Ксенолиты похожи на включения, описанные в интрузиве Кашел — Лох-Уилон [9], и, вероятно, представляют собой ранние фазы интрузива, хотя присутствие в некоторых ксенолитах лабрадора позволяет сомневаться в правильности такой интерпретации.

По данным Мортона [18, а также личные сообщения], в битовнитовом габбро встречены ксенолиты трех других пород, которые, по мнению этого исследователя, кристаллизовались из самостоятельных ранних порций магмы. Эти породы представлены 1) роговообманковыми перидотитами, в состав которых, кроме роговой обманки, входят оливин (Го82-81) и акцессорный An₈₆; 2) мафическим норитом с En₇₈, An₈₅ и небольшим количеством оливина и моноклинного пироксена; 3) анортитовым алливалитом с Ап₉₀₋₉₄, Fo₈₀, моноклинным и ромбическим пироксеном и некоторым количеством роговой обманки и железорудного минерала. В отличие от Уриджера Мортон полагает, что габбро на юго-восточном склоне Эррисбега имеет более поздний возраст, чем породы группы Эррисбег. Он основывается преимущественно на присутствии ксенолитов битовнитового габбро группы Эррисбег в габброидах юго-восточного склона Эррисбега. Кроме того, дайки габбро с основным лабрадором или кислым батовнитом секут породы группы Эррисбег. Отсутствие оливина и более кислый состав полевого шпата как-будто подтверждают гипотезу образования этих габброидов в качестве более поздних дифференциатов одной магмы. Кроме того, габброиды восточного склона Эррисбега очень похожи на роговообманковые габбро интрузива Кашел — Лох-Уилон, которые, несомненно, моложе ультраосновных пород с кальциевым битовнитом.

В нескольких участках в основных и ультраосновных породах наблюдается магматическая расслоенность, однако расслоенность сортировки обычно отсутствует, а если и проявляется, то имеет крайне невыразительный характер. Общая структура интрузива в рассматриваемом участке сильно затушевана значительными синмагматическими и постмагматическими сколовыми движениями, пропитыванием и инъекциями мигматитовых кварцдиоритовых гнейсов, дающих агматиты, а также поздним метаморфизмом, обусловившим амфиболизацию пород. Четкого порядка в распределении пород не установлено.

По мнению автора, Раундстонский интрузив кристаллизовался из одной порции магмы, внедрение которой совпало со складчатостью и метаморфизмом. Однако для окончательного решения этого вопроса необходимы дальнейшие более петальные исследования. Если принять точку зрения автора. то легко можно объяснить наличие включений раздробленных блоков относительно ранних продуктов кристаллизации в полуконсолидированных. позднее кристаллизовавшихся слоях, а также в самой магме. Никакого пругого объяснения хаотическому распределению и противоречивым временным соотношениям пород различных групп дать не удается. В целом, вероятно. наиболее ранние породы представлены мафическими разновидностями перидотитами и алливалитами с плагиоклазом, приближающимся по составу к чистому анортиту (например, Ап_{яс-98}). К самым поздним породам массива относятся безоливиновые лабрадоровые габброиды. После их формирования происходило становление только мигматитовых кварц-диоритовых гнейсов. которые инъецировали все типы пород. Лишь при дальнейшем изучении скрытых вариаций состава, возможно, удастся установить отношение порол к исходным кровле и подотве массива. В настоящее время мы можем предположить, что близ первичной подошвы располагаются перидотиты и анортитовые алливалиты. В случае справедливости такого предположения можно считать, что северная часть тела находится в опрокинутом залегании и более молодые породы развиты в западной части массива, что согласуется с изменением ориентировки амфиболитов Балликоннили. Вполне возможно, однако, что ультраосновные породы были влвинуты в основные разности, которые дольше оставались в жидком состоянии.

Участок интрузива Говла. Амфиболиты Говла расположены южнее района Кашел и восточнее Раундстона (фиг. 1). Эти породы детально изучены Харви [7]. Ширина выхода пород не менее 1 км, однако их видимая мощность значительно меньше, поскольку листоватость падает на север и северо-запад под углом около 30°. Южная граница амфиболитов запрокинута гранитным массивом Голуей, так что их первоначальная мощность должна быть значительно больше, чем видимая в настоящее время на поверхности. По данным Харви, рассматриваемое тело сложено преимущественно массивными и сланцеватыми плагиоклаз(основной лабрадор и кислый битовнит)-роговообманковыми породами и менее распространенными горнблендитами, измененными перидотитами и анортозитами. В северном контакте эти породы инъецированы и расчленены мигматитовыми кварц-диоритовыми гнейсами, которые представлены здесь главным образом кварц-роговообманково-лабрадоровыми разностями. В редких линзах перидотита присутствует оливин (Fo₈₂), ромбический пироксен (Еп71), моноклинный пироксен, иногда пойкилитово включающий оливин, а также редкий флогопит и два амфибола, один из которых может пойкилитово включать оливин.

Харви [7] на основании характера распределения главных и малых элементов в амфиболитах Говла пришел к выводу, что эти породы, находящиеся в опрокинутом залегании, кристаллизовались в направлении от центра к контактам с гранитами, хотя и имеют северо-западное падение. В соответствии с этим перидотиты должны преимущественно встречаться у северного контакта тела. Однако наличие разрозненных включений перидотитов позволяет предположить, что первичная подошва массива была в значительной степени тектонически нарушена и располагается обособленно среди мигматитовых кварц-диоритовых гнейсов. В связи с этим важно подчеркнуть, что в мигматитовых кварц-диоритовых гнейсах, севернее амфиболитов Говла и южнее района Кашел, присутствуют многочисленные прожилки амфиболизированных пироксенитов и актинолитовых горнблендитов, вероятно образовавшихся за счет ультраосновных пород.

Относительно кислый характер плагиоклаза по сравнению с плагиоклазом битовнитового габбро группы Эррисбег указывает, что амфиболиты Говла представляют собой более поздние дифференциаты магмы, из которой также кристаллизовались габброиды на юго-восточном склоне Эррисбега.

Далее к востоку от Говла метагаббро интенсивно инъецированы мигматитовыми кварц-диоритовыми гнейсами, однако эти основные породы еще удается проследить на расстояние 3-4 км.

Условия залегания интрузива. Выше уже указывалось, что амфиболиты Говла и Балликоннили находятся в опрокинутом залегании и что характер залегания пород близ Раундстона также свидетельствует об опрокинутом залегании интрузива. Правда, пока еще нет твердой уверенности в том, что верхняя часть массива действительно представлена амфиболитом Балликоннили. Тем не менее можно считать, что в целом массив опрокинут и образует пластообразное тело, имеющее довольно пологое залегание. Первичные контакты, очевидно, полностью нарушены, и крупные блоки интрузива включены в породы позднемагматической фазы, представленной мигматитовыми кварц-диоритовыми гнейсами.

Интрузив Кашел — Лох-Уилон

Этот синтектонический интрузив [9] сложен в различной степени амфиболизированными метаосновными и ультраосновными породами, в которых всегда присутствует некоторое количество роговой обманки. Среди пород массива встречены перидотиты с оливином (Fo₈₀₋₈₇), ромбическим пироксеном (En₈₂₋₈₅), плагиоклазом (An₈₇), моноклинным пироксеном, флогопитом и бурой и зеленой шпинелью; горнблендиты с небольшим количеством плагиоклаза (Anss); пироксениты и обогащенные пироксеном габбро с ромбическим пироксеном (En₇₃₋₈₂) и плагиоклазом (An₈₆); нориты с ромбическим пироксеном (En₆₇₋₇₄) и плагиоклазом (An₈₇); наиболее поздние и наиболее распространенные габбро с роговой обманкой, плагиоклазом (Апе,), ромбическим пироксеном (Еп₇₄) и моноклинным пироксеном. Все перечисленные породы, которые в соответствии с общепринятой номенклатурой относятся к ультраосновным, могут быть сопоставлены с породами группы Эррисбег. Породы основного состава представлены роговообманково-лабрадоровыми (Ап₅₅₋₆₅) метагаббро, сходными с породами Эррисмора и, подобно последним. постепенно переходящими в мигматитовые кварц-диоритовые гнейсы.

Этот интрузив внедрился в метаосадочные породы, в состав которых входили силлиманит и гранат. Массив вызвал интенсивное ороговикование, сопровождавшееся развитием кордиерита в пределах зоны шириной до 1 км от контактов интрузива. Непосредственно на контакте интрузива возникли мобилизованные роговики. Глинистые ксенолиты в ультраосновных породах подверглись значительному переплавлению и на их месте в породах сохранился лишь тугоплавкий остаток из шпинели, корунда и железорудного минерала. Вблизи интрузива регионально метаморфический фибролит перекристаллизовался в призматический силлиманит, тогда как кордиерит замещал как гранат, так и биотит регионально метаморфизованных пород. Признаки ороговикования, которые установлены в Давросе и Карривонгоне. а также в других местах, свидетельствуют о том, что некоторые интрузивы региона кристаллизовались из магмы, непосредственно внедрившейся в породы, вмещающие в настоящее время интрузивы. Таким образом, не все интрузивы района были тектонически перемещены из мест их первичной кристаллизации.

Рассматриваемый интрузив, который приурочен к синклинали Кашел, был вовлечен в складчатость F₃. Затем он испытал тектонические нарушения. В результате подъема восточного блока по разлому (фиг. 3) пно синклинали. погружающееся на восток, обнажилось в участках Кашел и Лох-Уилон. Ультраосновные породы преимущественно развиты в северной части тела. но их неправильные блоки присутствуют в виде включений в основных поропах на обоих участках интрузива. что свидетельствует об относительно ранней кристаллизации ультрабазитов. В отличие от массива Эррисмор — Раундстон — Говла, который не контактирует с метаосадочными породами, интрузив Кашел — Лох-Уилон представляет собой лишь часть более крупного магматического тела, которое в настоящее время сильно нарушено и локализуется межлу кристаллическими сланцами Коннемара и мигматитами Коннемара. В последние ультраосновные породы постепенно и переходят, что наблюдается, например, в восточной части участка распространения роговообманкового габбро Лох-Уилон, где эти породы постепенно сменяются кварцлабрапор-роговообманковыми гнейсами, относящимися к мигматитовым кварц-диоритовым гнейсам. Представляется, что ультраосновные и основные поролы, а также мигматитовые кварп-лиоритовые гнейсы являются поолуктами кристаллизации одной или нескольких порций магмы. Все эти породы были смяты в складки, испытали сколовые деформации и тектонические нарушения во время кристаллизации и после нее.



Фиг. 3. Карта распространения основных и ультраосновных пород района Кашел. Нанесены следы осевых плоскостей складок F₃. Показана плоскость срыва интрузива Кашел по силлу сегрегационного гранита. Интрузив Кашел располагается западнее, а массив Лох-Уилон восточнее центра фигуры. 1 — граниты Раундстон; 2 — мигматитовые гнейсы; 3 — силл сегрегационного гранита; 4 — метаба-зиты; 5 — ультраосновные породы; 6 — метаосадочные породы; 7 — тектонические нарушения; 8 — вероятные антиклинали; 9 — вероятные синклинали.

Интрузив расширяется вверх и к востоку, что послужило основанием рассматривать складку Кашел как синклиналь, а окаймляющие ее складки F_3 как антиклинали. Ниже отмечены признаки первичного залегания интрузива.

1) Непосредственно южнее Лох-Уилон развиты пироксен-плагиоклазовые породы, в которых отмечается гравитационная расслоенность, полого падающая на восток.

2) Оливинсодержащие породы установлены лишь близ северо-западной границы развития ультрабазитов и приурочены к слою перидотитов, в настоящее время смятому в складки; этот слой предположительно располагается у подошвы интрузива.

3) Выше этого слоя и к востоку от него развит основной битовнит (An₈₇)бронзитовый норит, в котором бронзит в значительной мере замещен антофиллитом и куммингтонитом [9]. Порода сильно обогащена плагиоклазом (45%) и, очевидно, представляет собой комплементарный перидотиту дифференциат.

4) Тектонические отторженцы перидотита, в настоящее время полностью серпентивизировалного, встречаются в метаосадочных породах близ упомянутой предполагаемой подошвы интрузива Кашел — Лох-Уилон, но не обнаружены в других местах [14].

5) О последовательной кристаллизации снизу вверх в восточном направлении в интрузиве Лох-Уилон свидетельствует также скрытая расслоенность состава, установленная в оливинсодержащих породах по колебаниям состава ромбического пироксена от En₈₄ через En₇₈ до En₇₄.

6) Роговообманковое габбро постепенно переходит в восточном направлении в более дифференцированные мигматитовые кварц-диоритовые гнейсы.

Роговообманковое габбро облекает сильно сжатую антиклиналь Кашел (F_3) к югу от одноименной синклинали и слагает согласный силл Кашел, который протягивается на 5,5 км в западном направлении (фиг. 1). Севернее антиклинали Кашел интрузив располагается в пределах антиклинальной складки Баллинеайнч. Здесь по оси складки, так же как в антиклинали Кашел, проходит разлом. Отторгнутый блок интрузива вдавлен в выступ метаосадочных пород антиклинали Баллинеайнч и явно «плавает» в мигматитовых кварц-диоритовых гнейсах. Севернее, в области развития синклинальных складок F_3 , участок ультраосновных пород Локоненни слагает ядро сишклинали; он частично разобщен, и восточнее, на изоклинальном крыле еще одной складки F_3 , также обнажаются ультраосновные породы.

Антиклиналь и синклиналь Кашел, антиклиналь Баллинеайнч и располагающаяся к северу от нее синклиналь прослеживаются в виде сжатых параллельных складок не менее чем на 11 км к западу, в направлении Эррисленнена. В восточной и западной частях района Кашел синклиналь Кашел приобретает более резко выраженный изоклинальный характер. Это свидетельствует о том, что массив Кател — Лох-Уилон играл роль жесткой массы, которая способствовала сохранению относительно пологой и открытой складки по сравнению с ее продолжениями на запад и восток. Важно подчеркнуть, что подошва массива Лох-Уилон, сложенная складчатыми ороговикованными метаосадочными породами, интенсивно смята в складки, тогда как интрузив Кашел характеризуется относительно плавной и согласной с метаосадочными породами подошвой. Наклон подошвы массива Кашел равен примерно 50°, а массива Лох-Уилон 25-35° на восток. В восточном направлении, по мере погружения к востоку антиклинали Баллинеайнч, наклон увеличивается. В связи с этим разрез фиг. 4 изображен в двух плоскостях и представляет собой почти блок-диаграмму.

Синклиналь Кашел смещена вправо почти на 400 м по крупному разлому северо-северо-западного направления, который сечет массив Кашел. Таким образом, осевая плоскость синкменали Кашел должна здесь падать к северу



Фиг. 4. Разрезы через интрузив Кашел — Лох-Уилон.

При построении разрезов допускалось, что интрузив погружается на восток под углом 25°. Выте линии АВ плоскость проенции изменена, для того чтобы показать крутое (75°) склонение на восток. Положение разрезов АВ и СD показать крутое (75°) склонение на восток. 1 — мраморы; 2 — кварциты; 3 — мигматитовые в кварц-дворитовые гнейсы; 4 — калишпатовые гнейсы; 5 — полосчатые амфиболиты; 8 — кристаллические сланцы Коннемара; 7 — основные породы; 8 — ультраосновные породы; 9 — свлл сегрегационного гранита. Масштаб одинаков для обоих разрезов.

под углом более 80° в связи с нисходящим движением по разлому в западном направлении. Такое же падение имеет осевая плоскость Лох-Уилонской части структуры. Подобное положение в пространстве обычно пля изоклинальных участков структуры как на востоке, так и на западе района Кашел. Сам интрузив Кашел, особенно близ полошвы на запале, вилимо, круто падает на юг; таким образом, он, вероятно, заметно изогнут.

Если массив Кашел и одноименная синклиналь смещались к юго-западу, то одновременно должен был происходить изгиб осевой плоскости и всплывание обломков в сильно мобилизованных роговиках, которые развиты по северной окраине интрузива. Приуроченность мобилизованных роговиков к северной стороне интрузива предположительно объясняется тектоническим выжиманием вещества между очень сжатой антиклиналью Кашел и интрузивом Кашел — Лох-Уилон. Перемещение интрузива Кашел в южном направлении сопровождалось вначале разрывами, а затем скручиванием синклинали Кашел и магматического тела. Одновременно происходила некоторая мобилизация роговиков, и блок интрузива двигался по криволинейной поверхности срыва в мобилизованных роговиках, причем, вероятно, происходило также скольжение по плавно изогнутой подошве интрузива. Главная поверхность скольжения представлена силлом обогащенных микроклином олигоклазовых гранитов, которые прослеживаются по северо-западной границе интрузива в мобилизованных роговиках в направлении к месту, где

должен проявиться обрыв оси склапки. Предполагается, что этот силл представляет собой синтектоническую сегрегацию в плоскости движения жидких выплавок мобилизованных роговиков. Лвижение массива Кашел в южном направлении изогнуло одноименную антиклиналь и обусловило уменьшение мощности силла Кашел в точке, где интрузив создал наибольший пережим антиклинали. Все эти структурные особенности рассматриваемого участка вилны на фиг. 3 и 4.

Состав гранитного силла, характеризующийся необычно высоким солержанием калия (табл. 1), подкрепляет предложенную интерпретацию. В дальнейшем необходимо более детальное изучение состава гранитов. В мобилизованных роговиках сланцеватость обычно отсутствует: в них появляются

Таблипа 1

Компоненты	A	Б	В	Г			
$\begin{array}{c} \mathrm{SiO}_2\\ \mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3\\ \mathrm{TiO}_2\\ \mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3\\ \mathrm{FeO}\\ \mathrm{MgO}\\ \mathrm{CaO}\\ \mathrm{Na}_2\mathrm{O}\\ \mathrm{K}_2\mathrm{O}\\ \mathrm{MnO}\\ \mathrm{P}_2\mathrm{O}_5\\ \mathrm{H}_2\mathrm{O}^+ \end{array}$	65,8 20,6 0,5 0,0 0,9 0,7 1,4 2,1 7,7 00,1 0,2	$ \begin{array}{c} 65, 6\\ 16, 8\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\ -$	71,5 16,0 2,1 2,4 3,1 4,7 0,1 0,1	$\begin{array}{r} 67,53\\14,28\\0,58\\1,58\\1,28\\2,41\\2,10\\3,19\\5,64\\0,02\\0,26\\1,48\end{array}$			
Сумма	100,0	100.0	100,0	100,35			

Химический состав сегрегированного гранита и вычисленные составы выплавок из роговиков

А. Вычисленный средний состав парциального расплава, установленный по четырем ана-лизам метапелитовых ксеполитов из интрузива Кашел — Лох-Уилон. Состав вычислен для выплавления в среднем 64% исходного материала на безводной основе [15]. Б. Вычисленный состал 20% выплавии из метапелитового материала для пород, разви-тых близ интрузива Кашел—Лох-Уилон [4]. В. Вычисленный состав парциального расплава для следующих 25% материала, выплав-ляющегося из метапелитов, развитых близ интрузива Кашел—Лох-Уилон [4]. Г. Сиал микроклин-олигоклазового гранита в мобилизованных роговиках (образец BL 3706) Сспернал граница интрузива Кашел, в 110 м западнее одноименного озера, кото-рое располокено в 0,8 км северо-северо-западнее залива Лох-Рейне (шестидюймовый лист графства Голузи 51, Ирландия).

обособленные неориентированные пластины кварцевых гранулитов, а иногда и ультраосновных пород (обычно основная порода с ромбическим пироксеном и битовнитом). Такие включения наблюдаются в участках, где гранитный силл интрудировал роговики, консолидировался, а затем вновь был разломлен все еще мобильными роговиками. Мобилизованные роговики представлены преимущественно гранат-кордиеритовыми породами, в которых регионально метаморфический биотит частично замещен контактовыми минералами, а частично перекристаллизован. Детальные исследования химического состава роговиков [15] показали, что в них отмечается значительная потеря кремнезема и калия по сравнению с немобилизованными породами. Вычисленный состав выплавок в четырех метапелитовых ксенолитах, которые представляют собой тугоплавкий остаток, убедительно подтверждает представление о том, что в процессе плавления было вынесено в среднем около 6,4% первичного вещества (безводный состав А в табл. 1).

Более точную оценку состава, удаленного на различных стадиях парпиального плавления, дал Эванс [4]. Для этой цели был использован хром, солержание которого очень слабо меняется в метапелитовых поролах. не испытавших ороговикования. Этот элемент может быть использован в качестве инпикатора количества вынесенного вещества при условии, что хром не привносился и не удалялся сколько-нибудь заметно в процессе парпиального плавления. Первая сталия парпиального плавления (25%) представлена в табл. 1 анализом Б, а состав выплавки следующей стадии, когда уже половина вещества перешла в расплав, представлен анализом В. Если допустить (в связи с ограниченным вхождением магнезии в расплав), что при плавлении полупелитовых пород и кремнеземистых гранулитов возникают расилавы, относительно бедные калием и глиноземом и относительно богатые кремнеземом, то состав гранитного силла хорошо укладывается в варнации состава предполагаемых парциальных выплавок из пелитов, полупелитов и кремнеземистых гранулитов. Состав гранитного силла легко получить путем различной комбинации апализов, приведенных в табл. 1 (А, Б, В).

В рассматриваемом интрузиве проявились интенсивные внутренние пеформации, на которые указывает сжатая скланчатость нерипотитового слоя, а также слоя порол с пойкилобластовой роговой обманкой в массиве Лох-Уилон [9]. Ряд нетрологических данных позволяет считать, что в современных выходах выпала целая группа габброидов, которые по составу должны были располагаться межну ультраосновными породами с основным битовнитом и основными породами с лабрадором. Граница между основными и ультраосповными породами достаточно четкая, что позволяет выделять их в поле. Такие соотношения трудно объяснить с точки зрения данных экспериментальной петрологии и полевых наблюдений над недеформированными габброилами. С опной стороны, можно предположить, что габбро с кислым бптовнитом (отсутствующие в массиве) никогда и не кристаллизовались в расслоенной серии, вероятно, вследствие очень крупных нарушений в магматической камере. Однако не исключено также, что этот тип пород был тектонически срезан еще до разламывания массива Кашел — Лох-Уилон, поскольку во всех его блоках такие породы отсутствуют.

Между Кашелом и Эррисленненом в мигматитовых кварц-диоритовых гнейсах, а иногда и в кристаллических сланцах Коннемара встречаются обломки основных и ультраосновных пород. Хороший пример таких включений описан на участке, расположенном в 1,6 км к югу от Клифдена по следу осевой плоскости синклинали Кашел. Здесь гориблендиты включены в магнетит-корундовые роговики.

Западнее Кашела Эванс [3] описал многочисленные зональные эллипсовидные ультрамафические включения в гнейсах, достигающие в длину 61 см. Зоны включений представляют собой серию почти мономинеральных слоев; тальковое ядро последовательно сменяется зонками актинолитового тремолита, антофиллита и обогащенной биотитом периферической оторочкой. Эти зональные включения напоминают тела, описанные Филлипсом и Хессом [19] в Вермонте, а Ридом [21] на острове Анст. Такие зональные образования представляют собой продукт химического взаимодействия обломков ультрамафических пород с окружающими кремнеземистыми гнейсами в условиях умеренного или высокого давления паров воды. Минеральные ассоциации включений позволяют предположить, что метаморфизм осуществлялся при температурах около 700° С и давлении воды в несколько килобар [6].

Интрузив Даврос — Карривонгон — Догрух

Этот в настоящее время сильно нарушенный интрузив расположен на северном склоне антиклинали Коннемара (фиг. 1) и приурочен к гранатбиотит-силлиманитовым кристаллическим сланцам, которые по мере удаления от контакта массива быстро переходят в гранат-мусковит-ставролитовые кристаллические сланцы. В качестве роговикового минерала встречается также кордиерит. Интрузив метаморфизован и инъецирован гнейсами, сложенными кварцем и основным плагиоклазом; гнейсы генетически связаны с мигматитовыми кварц-диоритовыми гнейсами южной части Коннемары. Здесь описаны также порфиробластовые андезинсодержащие гнейсы, образовавшиеся за счет вмещающих полупелитовых пород вблизи интрузий. Вероятно, придонная часть интрузива представлена перидотитами Даврос, а верхняя часть тела сложена норитами Карривонгон — Догрух.

Павросский участок интрузива. Перидотиты Даврос, детально описанные Ротштейном [23, 24], представлены неравномерно развитой краевой оторочкой массивных гарцбургитов и пироксенитов с ромбическим пироксеном и ядром, сложенным расслоенными дунитами и различными пироксенсодержащими перидотитами. Породы массива, за исключением однородных ультрамафических пород западной части, претерпели существенную метаморфическую кристаллизацию. При этом оливин и пироксен, очевидно. в основном сохранили свой первично магматический состав. Расслоенность массива, всроятно, возникла преимущественно в результате осаждения кристаллов оливина, бронзита или энстатита, хромшпинели и диопсида. По данным Ротплейна [24], последовательность расслоенных пород начинается на юго-западе базальными дунитами, в настоящее время значительно серпентинизированными, за которыми на северо-восток следуют гарибургиты, сменяющиеся горизонтом, обогащенным хромилинелью. Последний переходит в верлит, сложенный оливином и лиопсилом. Вся последовательность венчается лериолитами, состоящими из олившна, моноклинного и ромбического пироксена. В нородах проявляется также метаморфическая полосчатость. с появлением которой развивается роговая обманка. Состав ромбических пироксенов в основном колеблется от En₉₃ до En₈₅ и лишь изредка достигает Еп., Данные по составу оливинов, которые, вероятно, близки к форстериту, не опубликованы.

В центральной части тела присутствует полоса частично амфиболизированного габбро, относительно которой между исследователями существуют разногласия. Ротштейн [25] полагает, что это габбро, вероятно, имеет более поздний возраст по сравнению с ультрамафическими породами и включает обломки перидотита, тогда как Лик [11] относит эту породу к расслоенной последовательности, а переслаивающиеся с ней перидотиты считает не включениями, а нормальными кристаллизационными прослоями. По мнению автора, последнее представление подтверждается не только полевыми взаимоотношениями, но и составом плагиоклаза в габбро (An₉₀₋₉₂), который очепь близок к составу плагиоклаза в перидотитовых слоях, заключенных в габбро, а также к составу плагиоклаза, встречающегося в массивных ультрамафических породах. Аналогичным образом бронзит в перидотитовых прослоях из рассматриваемого габбрового горизонта имеет состав (En₈₃), находящийся в пределах вариаций состава этого минерала в ультрамафических породах.

Труднее всего объяснить природу массива Даврос в целом. По данным Лика [11], интрузив был смят в сжатые синклинальные и антиклинальные складки. В процессе этой деформации массив оказывал давление на толщу кварцитов Бенс, развитую непосредственно к югу. Он скользил вдоль контакта с кварцитами, что сопровождалось растягиванием и изгибанием кварцевых пород, а также выжиманием значительной части сильно ороговикованных и частично мигматизированных пород, локализованных ранее севернее горизонта кварцитов (фиг. 5). Как Ротттейн, так и Лик полагают, что подошва интрузива располагается в западной и юго-западной его части, по направлению от которой и происходит изменение состава пород в сторону габбро. Это предположение основывается на следующих данных: 1) в наме-



Фиг. 5. Разрез через массивы Доврос и Карривонгон.

При построении разрезов допускалось, что массив погружается на запад под углом 25°. Первичный интрузив был тектонически разобщен и опрокинут (складки F₃), что подтверждается характером скрытой расслоенности и распределением ультрамафических пород и габбро. Показано возможное положение складки F₃. Вариации скрытой расслоенности и структура массива Карривонгон установлены. Ангусом.

ние складки F₁. Вариации скрытой расслоенности и структура массива Карривонгон установлена Ануссом. **1** — установленные направления прямой последовательности магматической кристаллизации: 2 вероятные направления прямой последовательности магматической кристаллизации: 3 — антиклинали F₃; 4 — синклинали F₂; 5 — ультраосновные габороиды; 6 — ультрамафические вороды; 7 — главный полс роговиков; 8 — кристаллические сланцы Коннемара; 9 — кварциты Бенс.

ченном направлении осуществляется смена пород от дунитов в основании до верлитов и габбро; 2) близ габбро появляется плагиоклаз; 3) происходит увеличение содержания железа в ромбическом пирокссне от Еп₈₈₋₉₃ у основания массива до Еп₈₇₋₇₂ вблизи габбро и в самом габбро. По мнению Ротштейна [24], верхняя часть интрузива обнажается на северо-востоке, причем самые верхние горизонты расслоенной серии находятся на глубине или смещены. С другой стороны, если все обнаженные в настоящее время габброиды представляют собой единый изверженный слой, то можно полагать, что кристаллизация происходила с запада на восток и массив раскрывается книзу. Было показано [1], что кварциты Бенс, развитые непосредственно западнее массива Даврос, также имеют опрокинутое залегание, слагая сильно сжатую опрокинутую синклинальную складку F_3 . Таким образом, представление о том, что интрузив в структурном отношении представлен опрокинутыми антиклинальными и синклинальными складками F_3 , согласуется с данными по общей структуре района.

Однако детальное изучение состава пироксенов, распределение массивных пироксенитов и присутствие прослоя габбро внутри ультрамафических пород указывают, что подошва массива Даврос, вероятно, имела округлую форму и была несколько выпуклой. Это обусловило смену относительно ранних продуктов кристаллизации габброидами во всех направлениях. Доказательства в пользу этого предположения уже приводились автором [11], однако такая интерпретация пока еще должна рассматриваться как гипотетическая. Если выдвинутое предположение правильно, то следует предположить, что интрузив был смят в сжатую складку F_2 , а габброиды были в значительной мере выжаты и образовали массив Карривонгон — Догрух и различные другие интрузивные блоки, как это показано на фиг. 5. Правое верхнее крыло складки F_2 почти полностью срезано, а массив Даврос приурочен к раздутому замку синклинали F_2 , в связи с чем, вероятно, в нем и сохрани-

лась исходная ультрамафическая подошва (фиг. 5).

Участок интрузива Карривонгон — Догрух. Этот участок разбит многочисленными тектоническими нарушениями [8]. Карривонгонская часть интрузива была детально изучена Ангусом, который разрешил включить в настоящую статью его предварительные данные.

На этом участке массив сложен преимущественно полосчатыми норитами с бронзитом и основным битовнитом, в которых местами присутствуют полосы пироксенитов и анортозитов. Последние особенно часто встречаются близ высоты 270 м, где первичная магматическая расслоенность заметно нарушена. Оливин в этих породах отсутствует, а состав бронзита обычно колеблется от En₇₀ до En₈». Состав ассоциирую*шего плагиоклаза примерно* Апао. Согласно химическим анализам, полевой шпат в анортозитовом слое имеет со-An_{91,5}Ab_{6,8}Or_{1,7}[11]. став Присутствует небольшое количество моноклинного пиро-



Фиг. 6. Схематический разрез, иллюстрирующий взаимоотношения основных и ультраосновцых массивов Коннемары, рассмотренных в тексте.

 направление прямой последовательности магматической кристаллизации;
 кристаллические сланцы Коннемара;
 мигматиты;
 – основные и ультраосновные породы.

ксена и переменное количество поздней роговой обманки. Плагиоклаз обычно интенсивно серицитизирован и соссюритизирован. В одном ксенолите (6 × 6 × 1,2 м) Ангус обнаружил оливин Fo₈₅, бронзит En₈₃, небольшое количество моноклинного пироксена и основного битовнита или анортита. Эта ассоциация по составу слагающих ее минералов очень похожа на ассоциацию, описанную Ликом [11] в габбровом слое массива Даврос и относящуюся к наиболее молодым из развитых там пород. Это позволяет считать, что массив Карривонгон — Догрух кристаллизовался позже из той же магмы, за счет которой возник интрузив Даврос.

Догрухский участок сложен габбро с авгитом и основным битовнитом и спорадическим бронзитом, в которых присутствует заметное количество поздней роговой обманки. Оба участка интрузива неправильно инъецированы и пропитаны кремнеземистым магматическим материалом, что обусловило возникновение гнейсовидных образований и агматитов, а также интенсивную амфиболизацию габбро. Интрузив окружен зоной роговиков, в состав которых входит кордиерит. В интрузиве встречаются дегранитизированные метапелитовые ксенолиты, обогащенные кордиеритом и содержащие также магнетит, хёгбомит и энстатит. На участке между массивами Карривонгон — Догрух и Даврос онисаны многочисленные обломки ультрамафических и габброидных пород, а такжы неправильные пятна частично расплавленных роговиков. Все эти образования не связаны с главным интрузивом и окаймляющей его контактной зоной. Особый интерес представляют породы с магнетитом и ромбическим пироксеном, в которых магнетит пронизан сетчатыми прожилками пироксена. В этих породах парциальное плавление исходных метапелитовых или полупелитовых осадочных образований происходило с заметным окислением. Позднее ириток воды обусловил незначительное изменение ромбического пироксена и замещение его по периферии зерен антофиллитом, а затем полное замещение этого минерала антофиллитом или тальком.

Данные Ангуса позволяют интерпретировать первичные кристаллизационные условия залегания интрузива. Полосчатость почти повсеместно круто падает в сторону от интрузива, но у южной границы она резко изгибается параллельно падающему к центру массива южному контакту. Внутри массива отмечаются сжатые складки с осевыми плоскостями, ориентированными в запад-северо-западном направлении, что примерно параллельно простиранию массива в целом. Вдоль осей сжатых антиклинальных складок в направлении от северного и южного контактов массива к его центру происходит небольшое уменьшение содержания энстатитового компонента в бронзите примерно от Еп₈₀ до Еп₇₀₋₇₅. Близ оси изоклинальных складок кристаллизовались выжатые сюда поздние порции магмы. В связи с этим массив в целом представляется обращенной книзу синклиналью, погружающейся на запад.

Все изложенные здесь данные схематически изображены на фиг. 5.

Другие интрузивы

На островах Кеннейвер на озере Лох-Корриб встречено тело метаморфизованных ультраосновных пород диаметром около 270 м. Здесь присутствует много разновидностей пород и отмечаются постепенные переходы от частично серпентинизированных гарцбургитов через амфиболизированные пироксениты с моноклинным пироксеном до гориблендитов и андезиновых амфиболитов, которые представляют собой метаморфизованные и перекристаллизованные габбро. В ультрамафических гарцбургитах присутствует оливин с 2V 90 + 4°, что соответствует составу Fo₈₅ [2], и бронзит с 2V 89 \pm 2°, что соответствует составу Еп.87 [13]. В большинстве образцов породы сильно серпентинизированы. Кроме того, обычно присутствует игольчатый радиально-лучистый антофиллит, развивающийся по оливину и иногда по бронзиту. По бронзиту интенсивно развивается тальк, который в свою очередь пересечен более поздними жилками серпентина. Поздние метаморфические минералы обнаруживают ясную возрастную последовательность, соответствующую понижению температуры и увеличению способности к фиксации воды. В результате метаморфизма возникли типичные и для других регионов антофиллит-тальк-серпентиповые и антофиллит-тальк-карбонат-серпентиновые породы. Присутствие красных яшмовидных жилок и пятеп свидетельствует об аллохимической природе метаморфизма, в процессе которого при замещении оливина и пироксена обогащенными магнием водными минералами происходило вытеснение кремнезема и окислов железа. Встреченные в массиве серпентиновые и тальк-серпентиновые породы сходны по составу с породами многочисленных мелких тел, описанных западнее. В этих телах практически не сохранились первичные магматические минералы. Однако представляется, что все породы участка имеют сходное происхождение.

Серпентиновые и тальк-серпентиновые линзы встречаются преимущественно близ северной границы Коннемарского массива. В нескольких случаях крупные поздние разломы, по которым были опущены несогласно перекрывающие массив силурийские отложения, приурочены к полосам серпентинитов. Тела серпентинитов обычно не сопровождаются роговиками и напоминают типичные альпинотипные образования. На острове Инишбофин в тальковых породах и в серии отдельных линз прослеживается слой серпентинитов с включениями габбро.

На крайнем северо-западе выходов Коннемарских кристаллических сланцев, близ Килбрид-Лох, развиты породы, содержащие кордиерит и силлиманит, а также гнейсы и неправильные включения горнблендитов и других ультраосновных пород. По характеру выходов и внешнему облику и ассоциации эти породы очень похожи на породы, обнажающиеся южнее Коннемарского антиклинального свода.

Массив острова Крамп (фиг. 1) уже описан в литературе [1]. Он сложен серией пород, колеблющихся по составу от габбро с оливином (Fo₈₅), моноклинным пироксеном, бронзитом (En₇₆), биотитом, роговой обманкой и лабрадором (An₆₂₋₆₅) через разновидности, в состав которых входят моноклинный пироксен, бронзит (En₇₃), лабрадор (An₅₀₋₅₆) и пойкилобластовый ортоклаз, до пород, представленных ассоциациями роговая обманка — биотит — олигоклаз и андезин — ортоклаз. Эти габброиды инъецируются жилами розовых цегматитов с ортоклазом, кислым плагиоклазом и небольшим количеством роговой обманки. Интрузив острова Крамп существенно отличается от других рассмотренных массивов присутствием ортоклаза. Кроме того, плагиоклаз здесь менее основной. Поскольку в этом районе не вскрыты контакты массива с вмещающими породами, характер воздействия интрузива на кристаллические сланцы неясен.

Возможно, интрузив острова Крамп относится к самостоятельной интрузивной серии, в частности к аппинитовой серии Донегола и Шотландии, поскольку слагающие его породы напоминают кенталлениты. Не исключено, однако, что ортоклаз и кварц представляют собой материал, выплавленный из уже описанных выше роговиков, который концентрировался в массиве острова Крамп, отстоящем всего на 6,5—8 км от интрузива Даврос — Карривонгон — Догрух.

Заключение

Все рассмотренные в настоящей статье тела ультраосновных пород, по-видимому, относятся к одному магматическому ряду, что подтверждается сходством как самих пород, так и продуктов их изменения, а также сходством составов пироксенов. Тем не менее все же остается некоторая доля сомнения, поскольку отмеченные особенности типичны для очень многих интрузивов. Важно, однако, подчеркнуть, что чрезвычайно основной состав плагиоклаза An₈₅₋₉₃ указывает на принадлежность этих тел к одному этапу инъекции магмы. О сходстве интрузивов говорит и наличие в их контактных зонах частично расплавленных высокотемпературных роговиков, а также ассоциация с мигматитовыми кварц-диоритовыми гнейсами.

Кристаллизация битовнита — анортита и роговой обманки вместо лабрадора и авгита, по-видимому, объясняется высоким давлением паров воды. Для такого предположения имеются веские основания. Широкое распределение пойкилобластовой роговой обманки, включающей идиоморфные зерна оливина; присутствие смятых в складки первичных слоев пойкилобластового роговообманкового габбро в интрузиве Лох-Уилон [9]; большие количества роговообманково-лабрадорового габбро, в котором отсутствует авгит или имеются лишь незначительные его реликты; наличие поздних ультраосновных аплитов, секущих ультраосновные породы близ Кашела и содержащих полосы течения, по которым развиты призматические кристаллы роговой обманки и пластинчатый битовнит An₈₅, — все это свидетельствует о том, что роговая обманка кристаллизовалась и как первичный магматический минерал, и как вторичный минерал на этапе метаморфической перекристаллизации. Эти наблюдения в соответствии с данными Йодера и Тилли [28] указывают, что давление воды в процессе становления интрузивов превышало 1—2 кбар. О насыщенной водной среде при становлении массивов говорит и присутствие во многих основных породах довольно большого количества апатита. Кроме того, поздние продукты кристаллизации той же магмы, за счет которых частично возникали мигматитовые кварц-диоритовые гнейсы, также содержат первичную роговую обманку [14].

В соответствии с вышеизложенным можно предположить, что в пропессе образования всей рассматриваемой серии ультраосновных и основных пород и мигматитовых квари-диоритовых гнейсов госполствовало высокое давление паров воды (вероятно, 3-5 кбар), что способствовало кристаллизации роговой обманки непосредственно вслед за оливином и пироксенами. Роговая обманка частично замешала оливин и пироксен, а частично кристаллизовалась непосредственно из магмы. Возможность полобного двойственного образования этого минерала была экспериментально локазана Йолером и Тилли [28]. Поскольку фемические компоненты связывались в роговой обманке, содержащей около 11% извести, а не в авгите, в состав которого входит 18—20% извести, началась кристаллизация очень основного плагиоклаза, при которой и удалялся возникший избыток кальция. В связи с этим обычная минеральная ассоциация габброидов, представленная авгитом и лабрадором — битовнитом, в рассматриваемых породах сменилась ассоциацией роговой обманки с битовнитом — анортитом. При этом окись натрия, которая должна была входить в плагиоклаз, аккумулировалась в роговой обманке. Ассоциации роговая обманка + битовнит — анортит и авгит 👘 лабрадор битовнит при соответствующих соотношениях минералов и их составов, вероятно, эквивалентны по своему химизму, за исключением содержания воды и глинозема, которые играют существенную роль в составе роговой обманки в отличие от пироксена. По-видимому, возникновение наиболее типичной для рассматриваемых массивов ассоциации отчасти обусловлено присутствием избыточного глинозема, который появился в магме в результате интенсивного растворения глинистого вещества, остатки которого местами обнаруживаются в виде ксенолитов. Очевидно, из этого же источника поступал и калий, входивший в состав довольно распространенного позднего биотита.

Высокое давление паров воды могло способствовать кристаллизации более основного плагиоклаза, поскольку жидкость состава An₇₀, которая при атмосферном давлении находится в равновесии с кристаллами плагиоклаза состава An₈₀, при давлении паров воды 5 кбар находится в равновесии уже с плагиоклазом состава An₉₄ [27]. Литостатическое давление в сухих условиях почти не влияет на состав плагиоклаза, и жидкость состава An₇₀ при 10 кбар находится в равновесии с кристаллами плагиоклаза состава An₈₈ [16], что практически не изменяет условий равновесия, паблюдающихся при атмосферном давлении.

Верхний предел давления паров воды приблизительно определяется наличием в контактных ореолах силлиманита и кордиерита, а также отсутствием ставролита и кианита и редким появлением андалузита. Эти наблюдения позволяют преднолагать, что давление не превышало 6 кбар при температуре свыше 700° С [22]. Вероятнее всего, величина давления в процессе становления массивов составляла 4 или 5 кбар. Об этом свидетельствует содержание железа в кордиерите, которое колеблется от 16 до 44% (в пересчете на общую железистость [100 (Fe²⁺ + Mn)/(Fe²⁺ + Mn + Mg)] [12, 10]. На температуру более 700° указывает отсутствие мусковита [5]. При таких условиях становления массива легко объяснить интепсивную мобылизацию роговиков. Последняя не столько отражает высокие температуры, сколько высокое давление паров воды при относительно высокой температуре. Именно такие соотношения обусловливали парциальное плавление и связанную с ним мобильность роговиков.

Важно нодчеркнуть, что все главные части интрузива Кашел — Лох-Уилон, массива Локоненни, интрузивов Даврос и Карривонгон — Догрух слагают синклинали F_3 , а не антиклинали. Особенно четко связь основных и ультраосновных пород с отрицательными структурами проявляется в антиклиналях Баллинеайнч и Кашел. Даже мелкие неправильные включения основных и ультраосновных пород, которые встречаются в замковой части антиклинали Баллинеайнч, очевидно, были захвачены при зарождении синклинали в гребне более крупной антиклинальной структуры. Выгнутость вовнутрь южной границы тела Карривонгон, в котором полосчатость обычно падает во внешнюю сторону в соответствии со структурой опрокинутой синклинали, позволяет предполагать, что в этом случае наметилась некоторая тенденция к возникновению аптиклинальной складки в пределах более ранней синклинальной структуры. В районе Кашел гнейсы и мигматиты, несомненно, представляют собой материал, выжатый из синклиналей Кашел, а также из синклинали, располагающейся к северу от антиклинали Баллинеайнч.

Вероятно, все эти структуры возникли в условиях резкого тектонического сжатия в результате опускания тяжелых ультраосновных тел, перемещавшихся в синклинали; в то же время мигматиты и гнейсы быстро поднимались вертикально вверх. Такими соотношениями можно также объяснить присутствие стержневидных кварцевых стяжений в гнейсах, располагающихся почти параллельно листоватости. Эти образования, широко развитые между Кашелом и Эррисленненом, указывают на вертикальное проскальзывание по поверхностям листоватости. Следует отметить, правда, что гело Эррисмор — Раундстон — Говла частично располагается над куполом Делейни, однако эта структура возникла относительно поздно (F₄), причем ядро ее сложено легкими кремнеземистыми гранулитами.

Линзы тальк-серпентиновых пород образовались за счет ультрабазитов, поскольку в них наблюдаются все стадии превращения первичных магматических минералов во вторичные водные минералы. Отсутствие роговиков близ этих пород не может служить доказательством их первичной кристаллизации при более низких температурах, поскольку эти линзы представляют собой тектонические отторженцы, которые были разобщены с первоначально вмещающими их породами. На островах Инишарк и Инишбофин изменение ультраосновных пород с образованием ассоциации серпентин — тальк карбонат происходило уже после размещения линз в местах их современного залегания; это видно по характеру их взаимоотношений с вмещающими породами [1]. Так, на острове Инишарк вмещающие хлоритовые кристаллические сланцы прослеживаются в частично серпентинизированных тремолитовых кристаллических сланцах. Увеличение степени стеатитизации вмешающих пород происходит в направлении к измененному телу магматических пород основного состава. Тем не менее в стеатитизированных метапелитовых породах сохраняются реликтовые полосы кремнеземистого материала. Тальксерпентиновые линзы района напоминают многие холодные альпинотипные интрузивы, происхождение которых обычно связывают с тектоническим разлипзованием.

В настоящее время мы не можем сказать с определенностью, относятся ли всс коннемарские массивы к единому, но впоследствии разобщенному интрузиву или же здесь изначально существовало несколько магматических тел. Однако, судя по обнаженным частям массивов и соотношениям слагающих их пород, а также по положению отдельных тел в стратиграфическом разрезе кристаллических сланцев Коннемара, можно полагать, что в районе первоначально существовало несколько интрузивов.

Выволы

Основные и ультраосновные интрузивы Коннемары имеют синтектоническое происхожление. Они полвергались леформации и расчленению, а их магматические слои были смяты в склапки и разорваны. Все эти процессы осуществлялись в условиях регионального метаморфизма силлиманитовой ступени одновременно с фазами складчатости F_2 и F_3 . Весьма характерно различное поведение главных типов пород региона — далредских метаосадочных пород, относительно поздних кислых дифференциатов магмы, представленных мигматитовыми кварц-диоритовыми гнейсами, и основных и ультраосновных массивов. Последние проявляют тенденцию к размещению в синклиналях, что предположительно связано с их более высокой плотностью. Нал поднимающимися антиклинальными структурами тела основных и ультраосповных пород разламывались или мощность их уменьшалась. В антиклинальных структурах обычно локализуются далредские метаосадочные породы и мигматитовые гнейсы. Вследствие высокой температуры кристаллизации основных и ультраосновных пород выполненные ими синклинальные складки играли роль жестких блоков. Смежные складчатые структуры, сложенные метаосалочными породами, претерпевали относительно интенсивную деформацию. Значительное парциальное плавление роговиков, окружавших массивы, привело к образованию жил сегрегационного гранитного материала, по одной из которых происходило скольжение массива Кашел — Лох-Уилон. По-видимому, массив Эррисмор — Раундстон — Говла нахопится в опрокинутом залегании и отторгнут от своей метаосалочной оболочки, остатки которой включены в мигматитовые и квари-лиоритовые гнейсы.

После шпинели, оливина, приближающегося по составу к форстериту, энстатита, бронзита и моноклинного пироксена в процессе магматической кристаллизации непосредственно из магмы выпадали роговая обманка и основной битовнит или анортит. В этом заключается особенность кристаллизации изученных массивов, поскольку роговая обманка и основной плагиоклаз заменили здесь более обычную для габбро ассоциацию авгита и лабрадора. Эти соотношения объясняются высоким давлением паров воды (5 кбар). Магматическая роговая обманка постепенно сменялась метаморфической, кристаллизовавшейся в твердом состоянии; за счет поздних дифференциатов магмы кристаллизовались квари-диоритовые гнейсы.

Самые поздние движения привели к запрокидыванию тел ультраосновных пород на северной стороне Коннемарского антиклинального свода. В этот же период произошло тектоническое внедрение некоторых тел альпинотипных перидотитов и серпентинитов, серпентинизация и оталькование которых, по крайней мере частично, осуществлялись после их размещения на месте современного залегания.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Cruse M. J. B., Leake B. E., The geology of Renvyle, Inishbofin and Inishshark, North-west Connemara, Co. Galway, Proc. R. Ir. Acad., 67B, 1, 1968.
- 2. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., Rock-forming minerals. 1, Longmans, London, 1962. [См. русский перевод: У. А. Дир. Р. А. Хаун, Дж. Зус-
- ман. Породообразующие минералы, 1, язд-во «Мир». М., 1905.] 3. Evans B. W., The geology of the Toombeola district. Connemara, Eire, D. Phil. thesis, Univ. of Oxford, 1959.
- 4. E v a n s B. W., Fractionation of elements in the pelitic hornfelses of the Cashel-Lough Wheelaun intrusion, Connemara, Eire, Geochim. cosmochim. Acta, 28, 127, 1964.
- 5. Evans B. W., Application of a reaction rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. Am. J. Sci., 263, 647, 1965. 6. Greenwood H. J., The synthesis and stability of anthophyllite, J. Petrology,
- 4, 317, 1963.

- 7. Harvey P. K., The geology of the Glinsk district, Connemara, Eire, Ph. D. thesis, Univ. of Bristol, 1967.
- 8. Ingold L. M., The geology of the Currywongaun-Doughruagh area, Co. Galway, Proc. R. Ir. Acad., 43B, 135, 1937.
- 9. L c a k e B. E., The Cashel-Lough Wheelaun intrusion, Co. Galway, Proc. R. Ir. Acad.,
- 59 B. 155, 1958.
 10. Leake B. E., Compilation of chemical analyses and physical constants of natural cordierites, Am. Miner., 45, 282, 1960.
 11. Leake B. E., New light on the Dawros peridotite, Connemara, Ireland, Geol. Mag.,
- 101, 63, 1964.
- 12. Leake B. E., A cordierite-rich magnetite-högbomite-orthopyroxene hornfels from Currywongaun, Connemara, Ireland, Am. Miner., 50, 1092, 1965.
- Le a k e B. E., Optical properties and composition in the orthopyroxene series, Mineralog. Mag., 36, 745, 1968.
 L e a k e B. E., The origin of the Connemara migmatites of the Cashel district, Conne-

- phys. Lab. Carnegie Instn., 65, 204, 1967.
 Moorbath S., Bell K., Leake B. E., McKerrow W. S., Geochronological studies in Connemara and Murrisk, Western Ireland, in Radiometric dating for Geologists (Ed. E. I. Hamilton and R. M. Farquhar), Interscience, London, 1968.
 Morton W. H., The petrology and structure of the basic igneous complex at Roundstone. Co. Galway, Eire, Ph. D. thesis, Univ. of Manchester, 1964.
 Phillips A. H., Hess H. H., Metamorphic differentiation at contacts of service and ciliarcease country rocks. Am. Minor. 24, 232, 4036.

- Phillips A. H., Hess H. H., Metanophic unternation at contacts of serpentine and siliceous country rocks, Am. Miner., 21, 333, 1936.
 P i d g e o n R., Zircon U-Pb ages from the Galway Granite and the Dalradian, Connenara. Western Ireland. Scott. J. Geol., 5, 1969.
 R e a d H. H., On zoned associations of antigorite, talc, actinolite, chlorite and biotite
- in Unst, Shetland Islands, Mineralog. Mag., 23, 519. 1934.
- 22. Richardson S. W., Staurolite stability in a part of the system Fe Al Si -- O - H, J. Petrology, 9, 467, 1968.
 23. Rothstein A. T. V., The Dawros peridotite, Connemara, Eire, Q. J. geol. Soc.
- Lond., 113, 1, 1957.
- 24. Rothstein A. T. V., Pyroxenes from the Dawros peridotite, Geol. Mag., 95, 456, 1958.
- 25. Bothstein A. T. V., New light on the Dawros peridotite, Geol. Mag., 101, 283, 1964.
- 26. Wager L. R., The geology of the Roundstone district, County Galway, Proc. R. Ir. Acad., 41B, 46, 1932. 27. Yoder H. S., jun., Stewart D. B., Smith J. R., Ternary feldspars, Rep.
- Dir. geophys. Lab., Carnegie Instn, 55. 190, 1956. 28. Yoder H. S., jun., Tilley C. E., Origin of basalt magmas: an experimental
- study of natural and synthetic rock systems, J. Petrology, 3, 342, 1962. [См. русский перевод: Г. С. И о дер мл., К. Э. Тилли, Происхождение базальтовых магм, изд-во «Мир», М., 1965.]

ТЕНЕВАЯ СТРАТИФИЦИРОВАННОСТЬ В ИНТРУЗИВНЫХ ГРАНИТАХ (ОБЗОР)

У. Питчер

Общие сведения о теневой стратифицированности

Значению реликтовых признаков стратифицированности и структуры вмещающих пород в областях развития гранитоидов посвящено большое количество работ [3, 20, 15, 8, 9, 5, 25]. Тем не менее автор считает целесообразным дать новый полный обзор этой проблемы.

Установлено, что образование гранитов непосредственно связано с тектонической обстановкой [26, 34], следовательно, и интерпретацию реликтовых структур нужно производить с учетом этого фактора. Так, вполне обоснованно можно полагать, что для синкинематических грапитов, возникших в обстановке с высокой энергией в качестве одного из результатов метаморфизма высокой ступени такие реликты (или скиалиты) вмещающих толщ представляют собой участки, избежавшие наиболее интенсивного замещения. Рид [33] эти реликты называет резистерами (т. е. устойчивыми). Однако теневая стратифицированность в посткинематических гранитных плутонах, становление которых протекало в обстановке с малой энергией и относительно быстрым охлаждением магмы, очевидно, не может рассматриваться как признак метасоматического замещения [4, 46]. В этом случае изолировапные включения вмещающих пород следует считать истинными ксенолитами. Возникновение реликтовых структур в таких плутонах связано с какими-то иными факторами.

Вероятно, использование термина «теневая стратифицированность» следует ограничить лишь теми случаями. когда панные позволяют доказать наличие процесса метасоматического замешения. Однако далеко не все авторы понимают, что теневая стратифицированность может возникнуть и в результате каких-то иных процессов, кроме метасоматических. Так, в ряде случаев несколько упорядоченное расположение элементов гранитных тел попросту обусловлено наличием вскрытых эрозней выступов кровли или подошвы интрузивов; известны примеры, когда обрушившиеся и отделившиеся от кровли блоки еще сохраняют упорядоченное расположение. Накопец, магма, внедряясь подобно клину во вмещающие породы, может включать частично нарушенные их блоки, отделенные друг от друга пластовыми телами гранитов. Близкая обстановка возникает при многократном внедрении гранитной магмы, но в этом случае блоки вмешающих пород представляют собой настоящие перегородки. Описаны также очень интересные случаи внедрения даек на ранней стадии охлаждения гранитных массивов, когда последние частично ассимилируют дайковое вещество. Как правило, теневую стратифицированность дискретных плутопов можно хорошо объяснить на интрузивных магматических моделях, хотя известен специфический случай внедрения в верхние горизонты первично метасоматических гранитоидов вместе с сохранившимися в них включениями, оставлимися в первичных соотношениях. Перечисленные выше различные случаи теневой стратифицированности рассматриваются в настоящей статье с приведением конкретных примеров. Сама по себе теневая стратифицированность ни в коей мере не может служить доказательством метасоматического происхождения гранитов.

Теневая стратифицированность в массивах с останцами кровли

Изолированные включения вмещающих пород нередко можно интерпретировать как остатки некогда единой кровли или подошвы массива. В третичном гранитном массиве Бейн-он-Дабхейч на острове Скай мраморы включений и вмещающей массив толщи имеют совершенно согласную структуру. Это особенно подчеркивается одинаковой ориентировкой даек, внедрившихся до становления гранитов. Дайки северо-западного простирания, прекрасно прослеживающиеся впутри изолированных включений мраморов в гранитах, непосредственно продолжаются с сохранением простирания во вмещающих породах (фиг. 1). При картировании массива Харкер [16] пришел к выводу, что отдельные поля мраморов никогда не были полностью изолированы магмой от вмещающей толщи. В этом случае представлению о становлении массива с обрушением кровли и ее ассимиляцией противоречит также полное отсутствие мелких ксенолитов карбонатных пород и низкое содержание извести в гранитах. При попытке решить проблему пространства для описываемого массива Кинг [17] предноложил, что в современных выходах вскры-



Фиг. 1. Западная часть гранитного массива Бейн-он-Дабхейч ([43] с использованием данных Харкера [16]).

1 — аллювнальные отложения; 2 — известняки; 3 — третичные граниты; 4 — третичные дайки долеритов.

то пологопадающее пластообразное тело гранитоидов, внедрившееся по крупному надвигу. При этом пространство, занятое гранитом, он рассматривал как полость простого приоткрывания с неправильными стенками. изгибы которых обусловлены складчатостью и крупным надвигом. Однако такое представление не согласуется с наличием многочисленных крутых контактов между участками мраморов и гранитов. Видимо, более правдоподобно представление о присутствии здесь останцов кровли, хотя в этом случае и приходится предполагать, что становление гранитов путем обрушения кровли происходило без заметной ассимиляции.

К сожалению, в литературе имеется мало обоснованных детальных описаний останцов кровли. В работах, посвященных батолитам западной части Американских континентов [см. 23, 22, 18], такие останцы упоминаются довольно часто, однако детальные исследования показали, что включения первичной кровли в действительности представляют собой перегородки, сохранившиеся между отдельными интрузивами. И хотя эти блоки не представляют для нас интереса, тем не менее они имеют самостоятельное значение. Так, в Береговом батолите Перу (Коббинг и Питчер, в печати) многочисленные останцы вмещающих верхнемеловых вулканических пород (фиг. 2) залегают in situ. Это позволяет сделать вывод, что отдельные интрузивы внедрялись в земную кору без сколько-нибудь заметного механического воздействия, вследствие чего к ним нельзя применить гипотезу насильственного внедрения. Становление интрузивов в таких случаях можно связывать лишь со своеобразной формой магматического обрушения, когда в плутонах на современном срезе не сохранилось ксенолитового материала.



Фиг. 2. Участок Берегового батолита Перу.

Показаны останцы кролли, изолированные многократной интрузией. 1 — аллювиальные отложения; 2 — андезитовые лавы; 3 — грубозернистые адамеллиты; 4 полосчатые аплограниты; 5 — кварцевые монцониты; 6 — роговообманково-биотитовые гранодиориты; 7 — биотит-роговообманковые монцонит-тоналиты; 8 — диориты; 9 — иологопадающие контакты; 10 почти вертикальные контакты; 11 — вертикальные контакты.

Теневая стратифицированность в плутонах с включениями

Описано много интрузивных тел с крупными включениями вмещающих пород, которые расположены неупорядоченно и несогласно с общей структурой района. Хорощим примером интрузивов этой группы может служить плутон Фейнед близ Розгилла, графство Донегол [19]. В этом массиве, сложенном слабо листоватыми тоналитами, присутствуют многочисленные включения метаосадочных пород весьма различных размеров и разного состава. При изучении включений оказалась возможной детальная корреляция пород с вмещающими массив толщами. Было установлено [19], что во включенных блоках в той или иной степени сохранилась первичная стратифицированность. Это свидетельствует об относительно слабом смещении блоков. Некоторые более крупные блоки, вероятно, представляют собой останцы кровли, но другие явно перекрываются или подстилаются вмещающими породами и смещены относительно своего первичного положения, что свидетельствует об их полной изоляции в магматических массах. Тоналиты несут явные признаки контаминации вмещающими породами, однако признаки метасоматического становления массива в целом практически отсутствуют. Коптакты его повсеместно резкие и в структурном отношении контролируются листоватостью и трещинами магматической отдельности. Все особенности



Фиг. 3. Схема геологического строения части тоналитового массива Фейнед близ Розгилла (с изменениями по Дж. и Д. Ниллам [19]).

Менкие интрузивы не показаны. Стратиграфическая последовательность пород вне плутона: 1 — полевошпатовые кварциты (формация Слив-Туи); 2 — перемежаемость кварцитов, псаммитов, песчано-глинистых и известковых пород (формация Сессиаг-Клонмесс); 3 — глинистые породы (формация Фолглинистых и известковых пород (формация Сессиаг-клониесс); 3 — глинистые породы (формация Фол-каррег). На схеме ввдно, что соотношения ксенолитов характеризуются незначительной структурной и стратиграфической корреляцией. 1 — монцонит-тоналиты; 2 — полевошпатовые кварциты; 3 — полосчатые песчано-глинистые и песчаные породы; 4 — глинистые породы; 5 — известковые породы; 6 — метадолериты; 7 — направ-

ленис ориентировки минералов.

изолированных блоков можно объяснить лишь с точки зрения последовательного становления тоналитов по механизму магматического обрушения. Блоки кровли претерпевали свободное погружение в восходящую, но в иных отношениях весьма пассивную магму. Это положение подтверждается новейшими детальными исследованиями, в результате которых удалось доказать, что стратиграфическая корреляция между блоками и вмещающими породами не так полна, как это считали ранее. Было установлено, что движения отдельных блоков происходили весьма дифференцированно (фиг. 3).

В литературе существуют многочисленные указания на плутоны со взаимоотношениями, похожими на наблюдающиеся в массиве Фейнед. Однако оценить эти взаимоотношения довольно трудно, особенно в связи с тем, что детальные структурные данные в имеющихся описаниях приводятся весьма редко. К числу британских массивов этого класса относится плутон Россоф-Мал [36], в котором также присутствуют обрушившиеся блоки, которые, несомненно, были относительно слабо смещены с места их первичного залегания.

Хорошим примером массива, возникшего в результате магматического обрушения при пассивном поведении магмы, может служить интрузив Пативилика, составляющий часть Берегового батолита Перу (Коббинг и Питчер, в печати). Здесь имеется великолепный отвесный обрыв высотой 1000 м. В обнажениях виден переход интрузивных пород кверху в полого залегающие эффузивные породы кровли. Внутри массива описаны огромные блоки лав, рассеченные пластообразными инъекциями, которые затвердевали


Фиг. 4. Взаимоотношения ксеполитов в массиве Торр, графство Донегол [28]. 1 — аллювиальные отложения; 12 — торфяники: 3 — кварциты: 4 — полосчатые кремнеземистые роговики; 5 — известковые породы; 6 — мстадолериты; 7 — гранодиориты Торр; 8 — микрограниты.

в момент погружения блоков кровли. Особенно примечательно, что изолированные блоки обычно также сохраняют общее пологое залегание. Очевидно, после того как они были отторгнуты магмой от кровли, происходило их постепенное погружение в очень вязкой, вероятно, стекловатой магме почти без вращения. Такая интерпретация увязывается с теоретическим обоснованием возможности проявления подобного процесса [40]. Таким образом, даже в случаях явного становления интрузивных тел по механизму механического обрушения сохраняется структурная конформность, которая свидетельствует об очень незначительных движениях в магме.

Весьма слабо нарушена стратифицированность в многочисленных блоках вмещающих пород, залегающих в массиве Торр, Донегол [28, 14]. Эти блоки располагаются в гранодиоритах довольно изменчивого состава, которые, несомненно, претернели сильную контаминацию. Во всех гипотезах происхождения этого плутона большое внимание уделяется распределению и составу включений. Здесь были детально описаны включения, представляющие собой явные реликтовые структуры; кроме того, были отмечены варнации состава пород, отражающие наличие скрытых, или палимпсестовых, реликтовых структур.

Явные реликтовые структуры. Длина включений в тоналитах массива Торр колеблется от нескольких сантиметров до 1600 м и более. По составу включения коррелируются с осадочными породами, вмещающими плутон. В распределении включений выдерживается очень ясный узор. Отдельные горизонты легко прослеживаются по простиранию из одного ксенолита в другой (фиг. 4, a, б, θ), так что создается впечатление мепрерывности разреза пород.

Непосредственно близ Торра развита широкая зона псаммитовых включений, с которыми ассоциируют метадолериты, а также включений известковых пород. Эта полоса включений ограничена зонами с крупными включениями глинистых и песчано-глинистых пород (фиг. 5). Песчаные ксенолиты представляют собой обломки пород формации Сессиаг-Клонмесс, а глинистые породы относятся к нижней части формации Фолкаррег. Обе формации входят в состав серии Баллахулиш Донегола [31]. Сближение зон глинистых включений в северном направлении, вероятно, обусловлено их приуроченностью к превней антиклинали. замыкающейся в этом направлении. Осевая плоскость антиклинали, очевилно, параллельна осям склалок во вмешающих массив породах. Таким образом, здесь наблюдается прекрасный пример теневой структуры в изверженных поропах.

Пля многих включений характерна прекрасная выдержанность простирания и паления пород. позволяющая воссоздать первичную структуру. Включения часто представлены относительно тонкими пластинами, возникновение которых обусловлено предпочтительным расшеплением по поверхностям напластования и ранним трещинам отдельности. Ориентировка плоских отторжениев, очевидно, определядась первичным течением во вмешающих магматических породах или последующей пластической деформацией. Обычно пластины ориентированы явно согласно с листоватостью гранолиоритов. Ориентировка минералов в гранодиоритах не может рассматриваться как унаследованная, поскольку в массиве наблюдаются секушие лайки пегматитов, а по характеру уплощения скоплений биотита удается распознать деформационную структуру. Подобные особенности вообще характерны для плутонов типа массива Торр. При общем упорядоченном расположении



Фиг. 5. Схематическая геологическая карта распределения ксенолитов различного состава в гранодноритах массива Торр, графство Донегол [28].

Разлачной штриховкой в поле развития гранодноритов показаны участки преобладания ксенолитов

 Газличной штриховкой в люте развития гразодноратов показана участия преоследским посноянтов того вли иного состава.
 1 — гранодиориты; 2 — роговики, образовавшиеся за счет глинистых пород; 3 — роговики, образовавшиеся за счет слинистых пород; 5 — мраморы; 6 — кларциты; 7 — граниты Ньюзр; 8 — умеренное падение реляктовых структурных элементов; 9 крутое до вертикального падение реликтовых структурных элементов.



Фиг. 6. Сопоставление палимпсестовой и непосредственно наблюдающейся теневой стратифицированности в гранодиоритах массива Торр, Донегол [52].

а -- положительные отклонения полевошпатового отношения в гранитоидах от соответствующих а — положительные отклонения полевошпатового отношения в гранитоидах от соответствующих линейно-квадратичных теоретически вычисленных велячин. Отклонения подсчитывались на основе истинных положений образов, отобранных с частотой один образец на '/4 кв. мили. Штриховкой показаны все величины свыше 0,3. б — теневая антиклиналь, реконструированная по ксеполитам метаосадочных пород Уиттеном с использованием геологических карт Питчера.
 1 — кварциты формации Эрригол; 2 — глинистые породы формации Фолкаррег; 3 — известняки формации Лох-Энюр; 4 — песчаные породы формация Сессиаг.

включений очень часто наблюдается местная разупорядоченность. Нередко удается различить несомненные относительные смещения включений, хотя общая теневая стратифицированность в зонах включений достаточно хорошо выражена. Особенно хорошие примеры местной разупорядоченности наблюдаются в скоплениях случайно ориентированных включений кварцитов близ контактов плутона на острове Тори и в предгорье Блади [49, 50]. Несмотря на местные нарушения, в большей части плутона, несомненно, сохранилась первичная стратифицированность. Это позволяет считать, что ксенолиты были относительно слабо смещены с места их первичного залегания, а также по отношению друг к другу.

Палимпсестовые реликтовые структуры. Кроме явных реликтовых структур, в массиве установлены признаки теневой стратифицированности, обусловленные вариациями минерального состава гранодиоритов. Они выявляются по отклонениям реального количественного минерального состава от теоретически рассчитанного для нормальной эволюции магмы. Эти отклонения частично непосредственно фиксируют остаточный минеральный состав, а частично отражают ускоренную эволюцию состава по сравнению с нормальной. Таким образом, рассматриваемые отклонения закономерны и, очевидно, соответствуют основным геологическим факторам, контролировавшим становление изверженных пород и обусловившим отличия фактически наблюдаемого состава от состава, отвечающего региональной эволюции магматизма [52]. Исходя из этого положения, Уиттен построил серию карт отклонений различных параметров количественно-минерального и химического составов (фиг. 6). Эти карты были сопоставлены с прямыми полевыми наблюдениями теневой стратифицированности [51, 52, 53].

Из карт отклонений массива Торр наибольшее значение имеют данные распределения претового индекса и отношения микроклин:плагиоклаз. Оба показателя образуют в своем распрелении узор, параллельный замыкаюшейся в северном направлении склапке, которая намечается по теневой стратифицированности (фиг. 6). Таким образом, количественные вариации минерального состава гранолиоритов, очевилно, отражают природу вмешающих порол. в настоящее время представленных изолированными включениями в гранитоидах. До конца понять подобное распределение довольно трудно. особенно если учесть, что Уиттен [52] намеренно не опробовал участки гранолиоритов, непосредственно граничащие с ксенолитами, и, таким образом. старался исключить влияние несомненно контактных фаций. Тем не менее большая область сильных отклонений пветового инлекса в общем соответствует территорин, в пределах которой распространены реликтовые включения глинистых пород, тогда как относительно небольшая центральная аномалия, очевидно, отражает присутствие здесь крупных включений метаполеритов. Наличие ксенолитов этих пород коррелируется обычно с увеличением содержания биотита и роговой обманки во вмещающих гранодиоритах. На нервый взгляд распределение отношения микроклин:плагиоклаз объяснить труднее, однако поведение этого показателя в пространстве коррелируется с присутствием известково-силикатных включений. Это позволяет предположить, что местное обогащение калием, вероятно, обусловлено реакцией известковых пород с гранодиоритами. Обсуждая распределение всех этих показателей в массиве Торр, Уиттен [52, 53] пришел к выводу, что количественно-минеральный состав гранодиоритов определенным образом связан с теневой стратифицированностью плутона. Закартировав таким методом северную и западную части плутона Торр, Уиттен обнаружил и здесь хотя и хуже выраженное, но все-таки достаточно ясно направленное распределение показателей с меридиональной вытянутостью изолиний. В данном случае палимпсестовая теневая стратифицированность подчеркивается лишь количественно-минеральным составом, так как в остальном гранодиориты и адамеллиты, слагающие эту часть массива Торр, практически гомогенны [51, 52]. Такие соотношения отвечают постепенному уменьшению количества распознаваемых ксеполитов по мере усиления собственно гранитного характера пород массива Торр. В связи с этим особенно примечательно, что лаже в породах, которые кажутся однородными, при полевых наблюдениях проявляется гетерогенность, обусловленная реакциями между материалом вмещающих пород и расплавом.

Таким образом, методы статистического изучения количественно-минерального состава гранитоидов могут быть использованы для выявления теневой стратифицированности магматических пород. Весьма существенно, что характер установленных при этом реликтовых структур позволяет считать, что на поздних стадиях становления плутона практически не проявлялась мобильность расплава или значительная миграция вещества. По-видимому, в этом случае отсутствовали пульсационные поступления магмы и скольконибудь существенная ее циркуляция (см., однако, [42]).

Интерпретация теневой стратифицированности массива Торр. Сохранение рассмотренной выше реликтовой стратифицированности и реликтовых структур можно объяснять различным образом. Чаще всего считают, что включения вмещающих пород являются реликтами, оставшимися от гранитизации [35, 32]. Однако эту точку зрения следует отвергнуть, поскольку Питчер [28] доказал, что в этом регионе отсутствовали прогрессивные метасоматические изменения в процессе становления плутона Торр. Можно было бы предположить, что включения вмещающих пород представляют собой останцы кровли. Действительно, такое предположение справедливо для некоторых крупных ксенолитов. Однако в вертикальных разрезах очень часто видны относительно мелкие, а иногда и более крупные включения, полностью окруженные тоналитами. Большинство ксенолитов имеет очень неправильную форму тонких вытянутых «сталактитов», которая маловероятна для останцов кровли.

Появление изолированных включений вмешающих пород in situ может быть обусловлено последовательным внедрением пластовых тел гранитоидов, Как будет показано ниже, именно таким путем возникли теневая стратифицированность и реликтовые структуры в главном массиве Донегола. Однако в массиве Торр не установлены признаки многократной инъекции и отчетливо обнаруживается непрерывность изменений количественно-минерального и химического составов. Даже в том случае, если бы эта однородность и не была установлена, маловероятно, чтобы последовательные интрузии магмы могли привести к возникновению таких сложных реликтовых структур, какие описаны в массиве Торр.

Однако если обилие крупных включений рассматривать как признак близости кровли плутона, то это позволяет принять в качестве объяснения генезиса массива классическую модель магматического обрушения, предложенную Лели и усиленно обсуждавшуюся многими авторами, особенно в первой четверти нынешнего столетия (Дели, Клоос, Харкер, Иддингс, Кайзер, Кемп и Линдгрен). Обычно предполагалось, что обрушившиеся блоки часто могли сохраняться почти на месте своего первоначального залегания, лишь слабо погружаясь в затвердевающую магму. По мнению автора, такая простая модель вполне пригодна для объяснения условий становления илутона Торр. Возможно, что бо́льшая часть относительно крупных включений могла сохранить первоначальные пространственные взаимоотношения и общую первичную ориентировку в процессе обрушения, особенно если допустить, что в конечном счете расстояние от кровли было невелико, а магма имела высокую вязкость [ср. 24]. Некоторые нарушения этой ориентировки и первичных соотношений включений обусловлены слабым течением расплава и несколько различной скоростью погружения, связанной с вариациями размеров или плотности обрушившихся блоков [ср. 21], хотя выше уже отмечалось, что в ряде случаев проявлялось вполне пассивное магматическое обрушение.

Теневая стратифицированность в плутонах с унаследованными текстурами и структурами изверженных пород

Для многих плутонов и особенно для их периферических частей характерны ярко выраженные ориентированные структуры. Конечно, определенное значение в формировании ориентировки пород имеет течение расплава. Однако возрастные взаимоотношения показывают, что элементы ориентировки могут возникать на всех стадиях процесса кристаллизации расплава и даже после полного его затвердевания. Ориентированное строение обычно наблюдается как во вмещающих изверженных породах, так и во включенных в них шлирах и ксенолитах. Сходство ориентировки при этом обычно обусловлено одновременной деформацией, на которую указывает прогрессивное уплощение ксенолитов вплоть до возникновения за их счет дискообразных шлиров.

Рейнольдс высказала предположение, что в плутоне Фейнед реликтовые структуры, в том числе и листоватость, унаследованы от кристаллических сланцев, образовавшихся за счет глинистых пород, метасоматически замещенных гранитами [см. 19]. Автор настоящей статьи категорически возражал против такого представления и показал, что листоватость возникла позже нарушения ориентировки крупных включений вмещающих пород (фиг. 3). Возможно, однако, что ориентировка возникла еще на стадии поздней пластичности. Тем не менее в целом ориентированное сложение определенно усиливалось и после консолидации пород, поскольку в узоре ориентировки без каких-либо отклонеций участвуют поздние интрузивы розового гранита.

По наблюдениям автора, такая поздняя деформация с возникновением орнентированных структур пород часто надагается как на интрузивные, так и на вмешающие их породы. В таких случаях конформность в структурных элементах магматических и вмещающих пород ни в коей мере не может служить доказательством метасоматического становления плутонов. Едва ли вообще удастся обнаружить уверенные доказательства унаследованного ориситированного строения, даже если оно и существовало на ранних сталиях становления массива. Таким образом, по мнению автора, петротектонические доказательства липь очень редко могут подтвердить чисто метасоматическую гипотезу стаповления интрузивных пород. Впрочем, это заключение далеко не ново.

Теневая стратифицированность в плутонах. становление которых происходило с инъекцией пластовых тел и расклиниванием вмешающих пород

В интрузивах верхних горизонтов иногда наблюдается очень четкая теневая стратифицированность и реликтовые структуры, обусловленные пластовыми инъекциями магмы в породы кровли. Эти инъекции расклинивали стратифицированную толщу и частично отпеляли друг от друга ее блоки.

Типичные наспльственно внедренные массивы. С магматическим расклиниванием обычно связывают становление Главного гранитного массива Донегола [29; Питчер и Бергер, в печати]. Этот массив является наиболее поздним членом Лонеголского гранитного комплекса. Становление плутона происходило после завершения формирования региональной структуры и метаморфизма вмещающих осадочных пород, довольно изменчивая стратиграфическая последовательность которых хорошо изучена [31].

Главный массив Донегола имеет согласные плоские контакты с осадочными породами, а внутри него в отдельных зонах присутствуют многочисленные включения тех же пород, располагающиеся параллельно длинной оси массива (фиг. 7). Пля каждой из таких зон включений характерен свой состав



Ф п г. 7. Схема распределения цепочек ксеполитов в Главном гранитном массиве Донегола.

В каждой из цепочек ксенолитов (1—6) располагаются изолированные включения с колебаниями состава, характерными для даяной серии ксенолитов [29]. 1 — граноднориты Торр; 3 — зоны ксенолитов; 3 — приблизительная граница внутренней зоны контактного ореола; 4 — постгранитные сбросы и зоны дробления.



Фиг. 8. Схематический вертикальный разрез Главного гранитного массива Донегола, иллюстрирующий магматическое расклинивание вмещающих пород [29].

1 — кварциты; 2 — известняки; 3 — метадолериты; 4 — глинистые породы; 5 — тонкополосчатые кварциты; 6 — граниты; 7 — пластовые тела гранитов; 8 — гранодиориты Торр с ксенолитами соответствующего состава. Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы.

ксенолитов, так что некоторое представление о теневой стратифицированности можно получить при изучении поперечных разрезов массива. Наиболее четко зоны или цепочки включений проявляются в одном из концов массива, где они непосредственно переходят в языки вмещающих пород, в которых установлена точно такая же стратиграфическая последовательность, как и в зонах включений. Эти соотношения с несомненностью показывают, что становление массива происходило по механизму «магматического расклинивания» (фиг. 8), предложенному Питчером и Ридом [29]. Метасоматические соотношения в данном случае приходится отвергать в связи с полным отсутствием гранитизации в контактных зонах. Питчер и Рид показали, что Главный гранитый массив Донегола внедрялся в обстановке высокого всестороннего давления, и в процессе его становления вмещающие породы были одновременно заметно деформированы.

Недавно Бергер (Питчер и Бергер, в лечати) вновь подтвердил специфические особенности становления массива. Данные по степени уплощенности структур в ксенолитах и дифференциальная нарушенность свит даек показывают, что гранитоиды были сильно деформированы в течение относительно небольшого отрезка времени. Современное четкое упорядоченное расположение включений обусловлено их уплощением в твердом состоянии, а не истинным магматическим течением, как это предполагали Питчер и Рид. Это объясияет расположение включений в пределах зон особенно интенсивной листоватости, а также обычное эшелонированное, кулисообразное расположение включений. Становление плутона происходило в результате серии крупных взаимосвязанных пластовых инъекций, когда магма вклинивалась вверх в сланцеватые вмещающие породы. Вытянутые блоки последних были насильственно отделены друг от друга и включены в расплав таким образом, что они приобрели вид пластовых тел. Непрерывная и синхронная со становлением массива деформация выразилась в уплощении вкрест длинной оси плутона. Это привело к четкой конформности структуры внутри массива и во вмещающих его породах. Возникшая в связи с этим теневая стратифицированность массива более совершенна, чем любые другие известные автору случаи. Хотя при становлении массива, несомненно, происходило насильственное приоткрывание полостей во вмещающих породах, тем не менее проблема пространства не может считаться решенной. На юго-западе массива, близ Деррилогена (фиг. 7), переход от вмещающих пород к гранитам происходит без скольконибудь заметных нарушений. Это позволяет предполагать, что хотя бы частично становление массива осуществлялось по механизму магматического обрушения. Вероятно, магматическое обрушение сменялось расклини-

ванием по мере увеличения интенсивности деформации и вязкости магмы.

Существует немного описаний многократных пластовых инъекний гранитов, сливающихся друг C пругом с образованием относительно гомогенного плутона, сохраняющего теневую стратифицированность. При этом, к сожалению, описания таких массивов очень кратки и не содержат детальных сведений. К числу интрузивов попобного типа можно отнести комплекс Стретспи в Шотланлии [41]. гранитный массив Холлоуэл в штате Мэн, США [2], гранитный массив Мелакарелунг в Бутане [12], а также гранитные интрузивы северо-западной части Испании [39]. В некоторых из этих тел также установлена синхронная деформапия. подчеркивающая их структурную конформность с вмешающими толщами. Более детально ИЗУЧЕНЫ СХОДНЫЕ С УПОМЯНУТЫМИ массивами гранитные купола.

Гранитные купола. Во многих подвижных поясах существуют крупные структуры с гранитными ядрами, окруженными падающими во внешние стороны вмещающими породами, в которых присутствуют согласные пластовые тела гранитов. Подобные купола неизменно встречаются в регионах, подвергшихся метаморфизму высокой ступени. В связи с этим вполне веро-

Фиг. 9. Схема строения типпчного адирондакского купола [10].

 внешняя оболочка мраморов; 2 — внешняя оболочка гетерогенных гнейсов с прослоями мраморов и кварцитов; 3 — внутренняя оболочка мраморов;
 внутренняя оболочка гранито-гнейсов с прослоями амфиболитов; 5 — ядро розовых аляскитовых гранитов с редкими прослоями, обогащенными темноцветным материалом.

ятно, что образовались такие граниты при замещении и в них сохранилась истинная реликтовая теневая стратифицированность. Тем не менее даже в такой обстановке, вероятно, присутствовала подвижная фаза, магма или мигма. Действительно, в специфическом случае гнейсовых куполов удается установить, что материал, генерированный в фундаменте, инъецировал вверх в породы перекрывающего фундамент плаща осадков [47].

Типичным примером массивов рассматриваемого типа могут служить адирондакские «факолитовые» купола (фиг. 9). Вначале они были интерпретированы Баддингтоном [5, 6] как истинно интрузивные образования магматического происхождения, несмотря на признаки проявления краевой гранитизации, которые, как это показали А. и К. Энгелы [10], возможно, просто являются эффектом второго порядка, обусловленным влиянием истинно магматических гранитов. Однако в соответствии с данными тех же авторов «доказательства метасоматического происхождения гранитов обнаруживаются в ядрах и внутренних оболочках факолитов в виде реликтовой стратифицированности, сложный характер и непрерывность проявления которой несовместимы с магматическим становлением интрузива, даже если говорить о каком-то специфическом механизме многократных солективных инъекций или пассивном поведении магмы». По мнению этих авторов, лишь центральные ядра факолитов могли быть частично в расплавленном состоянии в связи с приуроченностью к этим участкам максимума метаморфизма, который и обусловливал возникновение мобильного гранитного материала.

Трудно достоверно оценить представления А. и К. Энгелов или взгляды на генезис других гранитных куполов, например, массива Блек-Хиллс в Дакоте [38] или Номес-Маунтинс в Юго-Западной Африке [13]. Тем не менее для двух упомянутых случаев можно уверенно говорить о магматических пластовых внедрениях и механическом приоткрывании полостей во вмещающих породах. Пекоторые из опубликованных карт и разрезов заставляют пересмотреть взгляды на природу предполагаемых метасоматических гранитных куполов. Такое положение существует, например, в отношении гранитного массива Нанорталик в юго-западной Гренландии [11], где присутствуют согласные резистеры вмещающих пород, имеющие облик сложно залегающих взапмосвязанных иластовых тел. Само по себе наличие теневой стратифицированности еще не может считаться доказательством образования гранитов в результате замещения.

Во многих случаях доказана синхронность гранитного материала кунолов периоду куполообразования. Так, в адирондакских куполах деформация включенных в массивы карбонатных горизонтов возрастает по направлению к центру параллельно с усилением листоватости гранитоидов. Деформация, несомненно, была важным фактором, определявшим образование и замечательную конформность вмещающих пород и «интрузивного» материала. Конформность, вероятно, в значительной мере обусловлена синхронностью деформации и становления гранитного вещества, как это имело место и в случас Главного гранитного массива Донегола.

Теневая стратифицированность в плутонах реоморфического происхождения

В некоторых гранитных телах присутствует огромное количество унаследованного материала и гранитное вещество весьма тесно связано с вмещающими породами. В таких случаях следовало бы говорить о метасоматическом происхождении гранитоидов, но обычно при этом удается установить признаки подвижности и инъекции расплавов. Такие массивы непзменно приурочены к поясам интенсивного метаморфизма, в связи с чем предположение о их происхождении в результате замещения вполне согласуется с общим характером среды становления. Массивы подобного типа часто представляют собой куполовидные структуры и, возможно, их не следует отделять от вышеописапной группы.

При рассмотрении таких реоморфических куполов особый интерес представляет вопрос о степени сохранности реликтовых структур в процессе мобилизации и миграции расплавов в верхние горизонты в условиях усиливающейся дискордантности. Даже если устойчивые части мобилизата были не полностью расчленены и диспергированы в процессе восходящего движения (как это происходит при подъеме соляных куполов), на конечной стадии становления реоморфических массивов эти реликты не могли сохранить правильных структурных соотношений с вмещающими породами. Это соображение пе позволяет, в частности, говорить о том, что гранитный массив Торр или Главный массив Донегола сложены мобилизованным мигматитовым материалом с включениями первичных резистеров, поскольку в обоих случаях стратифицированность прослеживается из интрузивов во вмещающие породы.

В дальнейшем, вероятно, следует подобрать хорошие примеры, иллострирующие увеличение степени разобщения вещества в гранитоидных массивах. Например, в синкинематических гранодиоритах Ориярви [44, 45] установлена лишь относительно слабая мобилизация. На магнитометрических картах здесь ясно прослеживается стратиформное распределение магнетита: горизонты высокожелезистых вмещающих пород продолжаются в гранитоиды.

Очевидно, более четкий реоморфизм мигматитов проявился в массиве Труа-Сеньор во Французских Пиренеях [1]. Здесь небулитовые кварцевые диориты с резко выраженной листоватостью (несмотря на наличие контактов интрузивного облика) все еще залегают внутри согласных с ними вмещающих силлиманитовых гнейсов, за счет которых и возник мигматитовый материал. Местами распределение включений амфиболитов и мраморов позволяет реконструировать первичный осадочный разрез, сильно нарушенный течением мигматитов. В этом случае мы, очевидно, имеем дело с примером параавтохтонного плутона Рида. Мигматитовое вещество здесь явно не смещалось на большие расстояния и было представлено очень вязкой кристаллической массой, которая в процессе миграции перемещала резистеры таким образом, что привела их в соотношения друг с другом, отчасти напоминающие первичную стратифицированность.

В конечных членах серии мобилизатов при увеличении масштаба миграции нарушения резистеров и гомогенизация мобилизованного вещества могут зайти настолько далеко, что мигму будет трудно отличить от настоящих магм с ксенолитами. Однако обычно степень расчленения и нарушенности тенсвой стратифицированности позволяет в той или иной мере оценить степень мобилизации и перемещения мигматитового вещества.

Теневая стратифицированность батолитов с синплутоническими дайками

В некоторых случаях свиты даек, внедрившихся в гранитные массивы, настолько сильно расчленены, что они приобретают облик ксенолитов и могут, по существу, рассматриваться как реликты догранитного каркаса. Подобные соотношения не объясняет ни одна из вышепредложенных гипотез.

Такие взаимоотношения привели в явное недоумение Фемистера [27], исследовавшего часть батолита Берегового хребта Британской Колумбии. хотя позже они были удовлетворительно объяснены Родликом и Аристронгом [37]. Очевидно, дайки представляют собой интрузивы, внедрение которых происходило почти одновременно с кристаллизацией главной массы пород массива. Эти породы, вероятно, уже настолько консолидировались, что в них могли возникать трещины, по которым внедрялись новые порции магмы. В то же время они были еще настолько горячими, что могли метаморфизовать дайки, реагировать с их веществом и даже частично поглощать их без нарушения их сплошности. Великолепные примеры подобных соотношений описаны в Береговом батолите Перу (Коббинг и Питчер, в печати). Здесь андезитовые дайки с резкими контактами обнаруживают все переходы к цепочкам ксенолитов, протягивающимся во вмещающих гранитоидах, которые, возможно, даже контаминированы веществом даек. Близкие соотношения установлены и в ряде массивов Великобритании, например в Главном граните Донегола [30] и в гранитном интрузиве Голуэй (Лик, личное сообщение). Несомненно, рассмотренные здесь взаимоотношения даек и гранитных массивов должны встречаться довольно часто.

Все перечисленные выше случаи своеобразных взаимоотношений даск и вмещающих их гранитных массивов не сопровождаются признаками какоголибо наложенного метаморфизма, как это было впервые отмечено Седерхольмом [см. 48], так что такие дайки вполне уместно называть синплутоническими [37]. Взаимоотношения, рассмотренные в этом разделе, представляют собой интереснейтий пример реликтовых структур, возникших при становлении магматических тел в момент их частичной раскристаллизации, когда они еще способны к реакциям, но уже находятся в такой степени консолидации, что стало возможным возникновение трешин. Вероятно, теплота, освобождающаяся в процессе кристаллизании, была достаточна для того, чтобы обеспечить течение интенсивных реакций между включениями и вмешающими изверженными породами.

Заключение

В настоящем сообщении рассмотрено несколько способов возникновения теневой стратифицированности и реликтовых структур при становлении гранитных плутонов в обстановке низких и средних энергий. При этом автор пришел к однозначному выводу, что сами по себе такие реликтовые структуры не могут служить доказательством метасоматического происхождения гранитоилов. Во многих случаях теневая стратифицированность удовлетворительно объясняется механизмом магматического обрушения и пластовых инъекций гранитных магм, однако часто структурная конформность возникает или усиливается в результате одновременной деформации интрузива и вмещающих его пород, осуществляющейся как неотъемлемая часть механической инъекции магмы. Метасоматические граниты с истинными унаследованными реликтовыми структурами, подчеркивающими неразрывность и связность теневой стратифицированности, по мере мобилизации и миграции расплавленного материала вверх последовательно утрачивают правильность и сплошность реликтовых структур.

Важно подчеркнуть, что иногда гранитные расплавы способны жестко реагировать на кратковременные деформации и вместе с тем сохраняют способность к течению и даже к энергичным реакциям по мере постепенного высвобождения тепла в процессе продолжающейся кристаллизации. Следуст также указать, что в течение значительного периода становления гранитных плутонов в верхних горизонтах земной коры, вероятно, происходила лишь незначительная циркуляция магмы, а отторгнутые ею блоки кровли и стенок могли очень пассивно погружаться в расплав.

В заключение автор подчеркивает необходимость дальней тего накопления детальных полевых структурных данных о поведении ксенолитов в гранитопдных массивах, поскольку именно эти сведения наиболее ценны для решения проблем пространства и оценки способа становления глубинных магматических пород.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Allart J. H., The geology and petrology of the Trois Seigneours Massif, Pyrenecs, France, Lied. geol. Meded., 22, 97, 1958.
- 2. Barker D. S., The Hallowell Granite, South Central Maine, Am. J. Sci., 262, 592, 1964.
- 3. Barrois C., Le granite de Rostrenen, ses apophyses et ses contacts, Ann. Soc. géol. N., 12. 1, 1884. 4. Bederke F., Kennzeichen magmatischer Granite, Nachr. Akad. Wissensch. Göt-
- tingen, Math.-phys. Kl., p. 27, 1949.
- B u d d i n g t o n A. F., Granite phacoliths and their contact zones in the northwest Adirondacks, Bull. N.Y. St. Mus., 281. 51, 1929.
 B u d d i n g t o n A. F., Adirondack igneous rocks and their metamorphism, Mem. geol. Soc. Am., 7, 1939.
 B u d d i n g t o n A. F., Granite emplacement with special reference to North America, Bull. geol. Soc. Am., 70, 671, 1959.
 B u d y B A. Frances rocks and the double of the Farth McGraw Hill New York.

- 8. D a l y R. A., Igneous rocks and the depths of the Earth. McGraw Hill, New York, 1933. [См. русский перевод: Р. А. Дели, Изверженные породы и глубины Земли, ОНТИ, Глав. ред. геол.-развед. и геодезич. лит-ры, Л.-М., 1936.]

- 9. Daly R. A., Granite and metasomatism, Am. J. Sci., 247, 753, 1949. 10. Engel A. E. J., Engel C. C., Metasomatic origin of large parts of the Adirondack phacoliths, Bull. geol. Soc. Am., 74, 349, 1963.
- E sch cr A., The deformation and granitization of Ketilidian rocks in the Nanortalik area, S. Greenland, Meddr Grønland, 172, № 9, 1966.
 G an sser A., Geology of the Himalayas, Interscience, New York, 1964. [См. pyc-
- ский перевод: А. Гансер, Геология Гималаев, изд-во «Мар», М., 1964. [ок. рус-ский перевод: А. Гансер, Геология Гималаев, изд-во «Мар», М., 1967.] 13. Gevers T. W., Geology along the northwestern margin of the Khomas Highlands between Otjimbinqwe-Karibib and Okahandja, South West Africa, Trans. geol. Soc.
- S. Afr., 66, 199, 1963.
 14. G i n d y A. R., The plutonic history of the district around Trawenagh Bay, Co. Done-gal, Q. J. geol. Soc. Lond., 108, 377, 1953.
 15. G r o u t F. F., Formation of igneous-looking rocks by metasomatism: a critical review
- and suggested research, Bull. geol. Soc. Am., 52, 1525, 1941. 16. Harker A., The Tertiary igneous rocks of Skye, Mem. geol. Surv. U.K., 1904. 17. K ing B. C., The form of the Beinn an Dubhaich Granite, Skye, Geol. Mag., 97, 327,
- 1960.
- 18. Kistler R. W., Bateman P. C., Stratigraphy and structure of the Dinkey Creek roof pendant in the Central Sierra Nevada, California, Prof. Pap. U.S. geol. Surv.,
- 584B. 1, 1966.
 19. K n ill J. L., K n ill D. C., Time relations between folding, metamorphism and emplacement of granite in Rosguill, Co. Donegal, Q.J. geol. Soc. Lond., 117, 273, 1961.
- 20. Lacroix A., Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contanct, Bull. servs Carte géol. Fr., 64, 277, 1898. 21. Lovering T. S., Temperatures in a sinking xenoliths, Trans. Am. geophys. Un.,
- 19, 274, 1938.
- 22. M a c C o I I R. C., Geochemical and structural studies in batholithic rocks of Southern California: Part I, Structural geology of Rattlesnake Mountain Pluton, Bull. geol. Soc. Am., 75, 805, 1964.
- 23. Mayo E. B., Some intrusions and their wall rocks in the Sierra Nevada, J. geol., 43, 673, 1935.
- M. ay o E. B., Deformation in the interval Mount Lyell Mount Whitney, California, Bull. geol. Soc. Am., 52, 1001, 1941.
 M. e. h. n. e. r. K. R., Migmatites and the origin of granitic rocks, Elsevier, Amsterdam,
- 1968. [См. русский перевод: К. Менерт, Мигматиты и происхождение гранитов, изд-во «Мир». М., 1971.]
- 26. Misch P., Metasomatic granitisation of batholithic dimensions, Am. J. Sci., 247, 209, 1949.
- 209, 1949.
 27. Phc mister J. A., The Coast Range batholith near Vancouver, B.C.Q.J. geol. Soc. Lond., 101, 27, 1945.
 28. Pitcher W. S., The migmatitic older granodiorite of Thorr District, Co. Donegal, Q.J. geol. Soc. Lond., 108, 413, 1953.
 29. Pitcher W. S., Read H. H., The main Donegal granite, Q.J. geol. Soc. Lond.,
- 114, 259, 1959.
- Pitcher W. S., Read H. H., Early transverse dykes in the Main Donegal Granite. Geol. Mag., 97, 54, 1960.
 Pitcher W. S., Shackleton R. M., On the correlation of certain Lower Dal-
- radian successions in north-west Donegal, Ireland J. geol., 71, 261, 1966. 32. R a g u i n E., Geology of granite, Interscience, Lond., 1965. 33. R e a d H. H., Meditations on granite Part Two, Proc. Geol. Ass., 55, 43, 1944. [Cm.
- русский перевод: Х. Р и д. Размышления о граните, в кн. «Проблемы образования гранитов», ИЛ, М., 1949.]
- 34. R e a d H. H., Metamorphism and granitisation, Alex. L. du Toit Memorial Lectures, № 2, Tr. Geol. Soc. S. Afr., 54, Annexure, 1951.
- R e a d H. H., The granite controversy, Murby, Lond., 1957.
 R i l e y P. J., A reinvestigation of the pre-Tertiary geology of the Ross of Mull, Argyll-shire, Univ. of Sheffield, 1966.
- 37. Roddick J. A., Armstrong J. E., Relict dykes in the Coast Mountains near Vancouver, B. C., J. Geol., 67, 603, 1959.
 28. Description of the Place Will and Combine and Combine and the Place Will and the Plac
- R u n n e r J. J., Structure and origin of the Black Hill pre-Cambrian granite domes, J. Geol., 51, 431, 1943.
 Geol., 51, 431, 1943.
- 39. Sergiades A., Geology of Palas de Rey, Univ. of Liverpool, 1962.
- 40. Shaw H. R., Comments on viscosity, crystal settling and convection in granite magmas, Am. J. Sci., 263, 120, 1965. 41. S m i th T. E., The geological interpretation of potassium-argon ages of metamorphic
- rocks from the Scottish Caledonides, Scot. J. Geol., 4, Letters, 1968.
 42. T a u b e n e c k W. H., Petrology of Cornucopia Tonalite Unit, Cornucopia Stock, Wallowa Mountains, Northeastern Oregon, Spec. Pap. geol. Soc. Am., 91, 1, 1967.
- 43. Tilley C. E., The zoned contact-skarns of the Broadford area, Skye: a study of boronfluorine metasomatism in dolomites, Miner. Mag., 29, 621, 1951.

- 44. Tuominen H. V., The structural position of the Orijarvi granodiorite and the problem of synkinematic granites, Bull. Commn géol. Finl., 33, 499, 1961.
 45. Tuominen H. V., Structural control of composition in the Orijarvi granodiorite, Bull. Commn géol. Finl., 38, (Ne 222), 311, 1966.
 46. Walton M., The emplacement of «granite», Am. J. Sci., 253, 1, 1955.
 47. Watson J., Evidence of mobility in reactivated basement complexes, Proc. Geol. Ass., 78, 211, 1967.
 48. Watton O. J., Evidence of mobility in reactivated basement complexes, Proc. Geol. Ass., 78, 214, 1967.

- 48. Watterson J., Plutonic development of the llordleg area, South Greenland, Part I: Chronology, and the occurrence and recognition of metamorphosed basic dykes, Meddr Grønland, 172, 1, 1965.
- Meddr Grønland, 172, 1, 1965.
 49. Whitten E. H. T., The petrogenetic significance of the contact relationships of the Donegal granite in Gweedore and Cloghaneely, Geol. Mag.. 94, 25, 1957a.
 50. Whitten E. H. T., The Gola granite (Co. Donegal) and its regional setting, Proc. R. Ir. Acad., 58, 245, 1958b.
 51. Whitten E. H. T., Compositional trends in a granite: modal variation and ghost stratigraphy in part of the Donegal Granite, Eire, J. geophys. Res., 64, 835, 1959.
 52. Whitten E. H. T., Quantitative evidence of palimpsetic ghost-stratigraphy from modal analysis of a granite complex, Rep. Int. geol. Congr., 21 (14), 182, 1960.
 53. Whitten E. H. T., Quantitative models in the economic evaluation of rock units: Illustrated with the Donegal Granite and the gold-bearing Witwatersrand conglome.

- Illustrated with the Donegal Granite and the gold-bearing Witwatersrand conglomerates, Trans. Instn Min. Metall., 75B, 181, 1966.

ВНУТРИВУЛКАНИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИИ РЕЮНЬОНА

Б. Аптон, У. Уодсуорт

Введение

Континентальные вулканы могут быть настолько сильно эролированы. что становится невозможным установить связь между экструзивной и интрузивной активностью. Для базальтовых щитовых вулканов океанических впадин характерна иная картина. Эти структуры находятся под уровнем моря на всех стадиях формирования; кроме того, здесь проявляется также общая тенденция всех вулканов к погружению, что связано с изостатическим выравниванием, так что субаэральная эрозия постепенно компенсируется погружением.

В этом смысле остров Реюньон является исключением. Он представляет собой вершину базальтового шита, поднимающегося от отметки —4000 м (где его диаметр составляет приблизительно 200 км [9]), до наивысших точек на поверхности — потухшего вулкана Питон-пе-Пеж (+3069 м) и действующего вулкана Фурнез (+2631 м). Для острова в целом отмечается сильное изостатическое неравновесие с положительными агомалиями Буге от 226 до 244 мгл [4] и отсутствие окаймляющего глубоководного морского рва, подобного тому, который окружает Гавайские острова и, как считают. указывает на начало изостатического выравнивания Гавайских вулканов [7]. Отсутствуют какие-либо признаки погружения острова; наоборот, вулкан Питон-де-Неж, по-видимому, был сильно поднят в позднетретичное время. Паиболее древние обнаженные части разреза эруптивных пород, очевидно, соответствуют поздним стадиям подводной постройки вулкана; эти части теперь находятся на высотах до 2000 м над уровнем моря (Аптон, Уодсуорт, в печати). На поднятии Питон-де-Неж отмечается сильная, но избирательная речная эрозия, которая местами позволяет заглянуть внутрь вулкана до глубины более 2000 м ниже конечной структурной поверхности, сохранившейся на значительной площади вулкана. Кроме того, вследствие интенсивной эрозии в вершинах долин были сформированы три больших цирка [21], расположенных симметрично вокруг площади с максимальными отметками (фиг. 1).



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта острова Реюньон. Показавы главные поверхностные структуры (кальдеры, цирки, кратеры и дайки). Древиля океаническая серия и главные интрузивные комплексы показаны черным, главные обнажения молодой океанической серии – крапом, а выходы дифференцированной серии и лавы вулкава; Фурнез – белым. *1* – граница между вулканами; 2 – границы цирков; 3 – внутренняя кальдера; 4 – внешние кальдеры; 5 – дайки; 6 – незначительные жерла (вулкан Фурнез); 7 – незначительные жерла (вулкан Питон-де-Неж).

Это позволяст непосредственно наблюдать внутреннюю верхнюю часть вулкана близ главного жерла. Здесь у вершины (фиг. 2) наблюдается расчленение рельефа почти на 2,5 км по вертикали и обнажается мощный разрез лав, который вместе с многочисленными интрузивными телами отражает более 2 млн. лет истории извержений. Внешние склоны субаэральной части вулкана прорезаны ущельями, начинающимися в цирках, и многочисленными другими менее совершенными долинами с амфитеатроподобными вершинами. Здесь лавовый разрез вскрыт на меньшую глубину, и интрузии встречаются отпосительно редко.

Хронологическая последовательность магматической активности на Питон-де-Неж наиболее полно устанавливается при изучении лав в стенках цирков. Здесь представлены три отдельные стадии извержения. К наиболее ранней относятся тонкослоистые лавы и ассоциирующие с ними пирокластические отложения предположительно подводного происхождения (Аптон, Уодсуорт, в печати). Они имеют обычно пикритовый состав и известны под общим названием древней океанической серии. Перед извержением следуюших серий лав древняя океаническая серия претерпела сильное тектоническое нарушение, в результате чего возникли крутые наклоны слоев, взбросы, а местами интенсивная милонитизация. Вероятно, с этим событием связано главное поднятие подводных пород. Древняя океаническая серия перекрывается лавами такого же состава, но явно субаэрального облика, выделенными под названием молодой океанической серии. Последняя в свою очсредь перекрыта дифференцированной серией, лавы которой колеблются по составу от базальтов до трахитов. Очень сильное изменение пород древней океанической серии не позволяет определить их возраст. Молодая океаническая серия охватывает период приблизительно от 2 до 0,4 млн. лет назад, а дифференцированная серия моложе 0,35 млн. лет [6].

Активный вулкан Фурнез, по-видимому, достиг стадии развития, близкой к стадии, представленной молодой океанической серией вулкана Питонде-Неж, и поэтому может служить моделью, очень полезной для реконструкции наиболее раннего периода субаэральной истории развития вулкана Питон-де-Неж. Из характерных деталей строения современного вулкана, которые могут иметь важное значение для понимания природы интрузий молодой океанической серии Питон-де-Неж, особенно важны две — большая кальдера оседания и наличие паразитических кратеров (фиг. 1).

На вулкане Фурнез имеются, по-видимому, три концентрические кальдеры. Самая внутренняя кальдера является фактически полной. Она расположена ближе к западу и ее радиус достигает 4—5 км, но она открыта на крутой, обращенной в сторону моря (восточной) стороне вулкана. Следы границ более ранних кальдер видны далее к западу на расстоянии приблизительно 7 и 11 км от вершины; они подчеркиваются главной дренажной системой, которая имеет в этом районе преимущественно дуговидную, а не радиальную форму.

Прямые доказательства существования подобной кальдеры в молодой оксанической серии Питон-дс-Неж по существу отсутствуют. Исключение составляют фланги вершинного массива, где мощные горизонтальные потоки, как предполагают, образуют небольшой бассейн (кальдеру диаметром 2— 3 км). Однако современные обнажения молодой океанической серии неблагоприятны для выявления ископаемых кальдер, поскольку разрезы в стенках цирка педоступны для изучения. Тем не менее вполне вероятно, что вулкан Питон-де-Неж прошел через стадию развития кальдеры, аналогичную наблюдающейся на вулкане Фурнез. Общая картина эволюции сходна с установленной Стернсом [19, 20] для Гавайских вулканов, где главный период построения базальтового щита обычно заканчивается формированием кальдер, которые затем исчезают вследствие перекрытия более щелочными лавами.

Симметричное строение вулкана Фурнез позволяет считать, что основная масса лав связана с районом вершины вулкана; линейные эруптивные зоны, сопоставимые с главными рифтовыми зонами Гавайских вулканов. отсутствуют [15]. Однако на склонах вулкана Фурнез, особенно в северозападном секторе, встречаются многочисленные дополнительные жерла. И хотя через многие из этих жерл изливалось относительно мало лавы, они должны быть связаны с главным источником магмы каналами, которые обнажаются в виде интрузии. Расположение наиболее молодых дополнительных жерл (еще ясно различимых по морфологическим признакам) показано на фиг. 1. Доказать существование подобных жерл внутри молодой океанической серии Питон-де-Неж очень трудно. Во многих случаях скопления шлаков или лавовых брызг вокруг таких жерл уничтожены эрозией; во всяком случае большинство таких участков должно быть перекрыто более молодыми лавами. Крупное жерло, по времени предшествующее дифференцированной серии, описано на мысе Уссе; два небольших жерла были обнаружены в разрезах берегового обрыва вдоль северо-западного побережья. Эти жерла, так же как очень редкие жерла наиболее позднего возраста дифференцированной серии, показаны на фиг. 1. Более детально описываемые районы изображены на геологической карте масштаба 1:100 000 (вместе с объяснительной запиской Буссиера), опубликованной Службой геологического картирования Франции (1967).

Интрузивные породы вулкана Питон-де-Неж

Общее описание. Для интрузивных пород вулкана Питон-де-Неж характерны большие колебания в возрасте, размере тел и их форме, в условиях залегания, составе и концентрации. Лучше всего изучены породы древней океанической серии, обнажающиеся на дне цирков. Во-первых, обнажения

легко поступны пля изучения, а во-вторых, зпесь отмечается максимальная концентрация интрузивных тел, которая, видимо, является функцией расстояния от магматической камеры или главного вулканического канала, а также зависит от времени, в течение которого магма была способна к инъекпин. Лавы и агломераты превней океанической серии относятся к наиболее превним породам. доступным для наблюдения; они обнажаются только в довольно ограниченном привершинном участке вулкана радиусом 10 км. Таким образом, древняя океаническая серия повсеместно характеризуется сложной переплетающейся сетью интрузий (фото 1. а): во многих участках интрузивного материала гораздо больше, чем вмешающих порол. Олнако. несмотря на их сложпость, интрузии обычно можно отнести к трем фазам активности, одновременным с тремя главными эруптивными периолами.

Интрузии древней океанической серии. Наиболее древний интрузивный материал вулкана Питон-дс-Неж представлен обломками тонкозернистых пикретов и базальтов в агломератах древней океанической серии. Они отличаются от обломков обыкновенной лавы, которые всегда характеризуются высокой пористостью (и цеолитизацией), массивным сложением и в некоторых случаях наличием остатков первичных закаленных границ. По-видимому, источником этого материала служили малые интрузии, почти одновременные с ассоциирующими с ними лавами. Эти интрузии располагались на таком высоком уровне, что были вовлечены во взрывные процессы, вызвавшие общее дробление. В агломератах встречаются также небольшие крупнозернистые обломки габбро и ультраосновных пород.

Описано много пластовых базальтовых и пикритовых интрузий, которые секут лавы и агломераты древней океанической серии, но вместе с тем нарушены сколами и милонитизированы во время поднятия этой серии. Таким образом, они составляют единую группу с древними вулканическими породами. Пластовые интрузии, которые обычно имеют небольшую мощность (от нескольких сантиметров до 2 м) не обнаруживают каких-либо закономерных отношений и часто имеют очень неправильную форму.

Большинство крупных интрузий, образовавшихся до поднятия, представляют собой клинья ритмически расслоенных габбро, обнажающиеся в цпрке Салази (фото 1, г). Они, по-видимому, внедрялись тектонически, так как нормальные магматические контакты отсутствуют и габбро местами сильно милонитизированы. Окружающие вмещающие породы также были основательно нарушены с образованием обширных площадей милонитов п развитием взбросов. Предполагается, что габбро представляют собой обломки, отделенные от более крупных залегающих на глубине тел в процессе поднятия древней океанической серии. Поскольку габбро сами секутся пикритовыми пластовыми интрузиями, можно говорить о некотором частичном перекрытии магматизма и тектонической активности.

Интрузии молодой океанической серии. В сложной сети интрузивных тел, секущих древнюю океаническую серию, может быть выделена более молодая свита базальтовых и пикритовых малых интрузий. Эти интрузии по мощности, условиям залегания и распределению похожи на интрузии более ранней группы. Однако они не нарушены и обычно менее изменены, хотя провести различие между этими двумя группами только по отмеченным признакам не всегда возможно. Описываемые интрузии неизменно секут вкрест простирания пластовые интрузии, сформировавшиеся до поднятия. Поэтому они рассматриваются как обычные возрастные эквиваленты лав молодой океанической серии. Местами они концентрируются в параллельные и почти параллельные группы, обычно располагающиеся под небольшим углом к горизонтальной поверхности. Однако они часто маскируются лучше выраженной серией цластовых интрузий, связанной с более поздней (относящейся к дифференцированной серии) инъекцией магмы.



Фото 1.

Фотот. а — общий вид интрузивного комплекса в древней океанической серии, Бра-Руж, цирк Силаос (высота разреза берегового обрыва приблизительно 100 м); б — серия пластовых интрузий, главным образом цифференцированной серии, река Флер-Жон, цирк Салази (вмещающие породы в обнажении отсутствуют); в — субпараллельные пластовые интрузии дифференцированной серии (мощность каждой примерно 0,5 м); секущие лавы древней океанической серии и горизонтальные пластовые интрузии молодой океанической серии, цирк Силаос; г — габбро, в котором наблюдается ритмичская расслоенность, нарушения в процессе тектоническое внедрения в древней океанической серию, посканические серию, океанической серию, прека Мат, цирк Салази; д — сложная янтрузия, в которой наблюдается изменение количества вкрадленников оливина от границ (микрофировых) к центру (сильно порфировому); радиальная дайка молодой океанической серии, порбы кабиторых укаевых зон и порфировый центр с вкралленниками полевых шпатов, а также маломощные сергегационные про-жилки; пластовая янтрузия дифференцированной серии, цирк Силаос.

Недоступпость обнажений в стенках цирка не позволяет установить, в какой степени интрузии молодой океанической серии проникают вверх, в лавы такого же возраста в центральной части вулкана. Однако на внешних склонах вулкана, там, где эти лавы обнажены, они секутся пикритовыми дайками. предположительно относящимися к тому же этапу магматизма. Дайки обычно залегают вертикально или имеют очень крутое падение; мощность их, как правило, не превышает 1 м. В районе вершины вулкана Питонде-Неж (фиг. 1), по-видимому, расположен центр радиальной структуры, но систематическое се картирование не закончено. Весьма вероятно, что эти дайки формировались в течение времени образования молодой океанической серпи, а некоторые из них могли служить питающими каналами дополнительных жерл, подобных жерлам, наблюдающимся в настоящее время на склонах вулкана Фурпез.

Интрузии дифференцированной серия. Самые молодые члены интрузивного комплекса, секущие древнюю океаническую серию, могут быть установлены не только по их геологическим соотношениям, но также на основании их состава и отсутствия цеолитизации. По составу они измецяются от базальтов до трахитов (подобно эквивалентным им лавам), а щелочные члены могут быть без труда определены в поле. Более основные интрузии в отличие от интрузий океанической серии и химически эквивалентных им лав дифференцированной серии содержат мало оливина или не содержат его совсем. Для дифференцированной серии особенно типичны различия в минералогии между химически подобными интрузивными и экструзивными породами. Оливин обычно присутствует только в лавах, а интрузии характеризуются относительным обилием пироксена, амфибола, хлорита и кальцита.

Отсутствие цеолитов и других признаков гидротермальных изменений в породах дифференцированной серии, по-видимому, связано с их возрастом. Область изменений ограничивается ядром вулкана и охватывает все обнаженные части древней океанической серии, а также нижние и расположенные ближе к центру части молодой океанической серии (фиг. 2). Таким образом, почти все изученные интрузии попадают в пределы этой зоны; исключение составляют пикритовые дайки внешних склонов и некоторые дайки высоких уровней, обнаженные близ вершины вулкана Питон-де-Неж. Несмотря на это, изменениями, по-видимому, были затронуты только интрузии, образовавшиеся до дифференцированной серии. Далеко не все древние интрузии были одинаково восприимчивы к цеолитизации вследствие их различной компактности и трещиноватости, различной степени развития разломов и сколов, а также особенно из-за неравномерного распределения каналов, по кото-



Фиг. 2. Схематический разрез через вулкан Питои-де-Неж.

Видна глубина эрозии и развитие неправильных интрузий (черные) молодой океанической и дифференцпровалной серий. Грубый крап — древняя океаническая серия; товкий крап — молодая океаническая серия; косая штриховка — дифференцированная серия. Пунктярные линии в древней океанической серии обозначают взбросы. Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы. рым проходила циркуляция растворов. Однако в общем отсутствие цеолитов является хорошим, если и не абсолютным, критерием для отнесения интрузий к дифференцированной серии.

Интрузии дифференцированной серии могут быть подразделены на три группы. К первой относятся небольшие пластовые интрузии от базальтового по трахибазальтового состава, которые образуют интрузивный комплекс. всегда приуроченный к древней океанической серии. Мошность их обычно менее 1 м; во многих местах они беспорядочно ориентированы и характеризуются неправильной формой. Однако в некоторых районах количество этих пластовых интрузий сильно увеличивается и они образуют параллельные или субпараллельные серии, падающие обычно под углом менее 30° (фото 1, б, в). При детальных исследованиях нередко удается установить несколько интрузивных эпизодов, представленных в единой серии, но прогрессивное изменение состава во времени отсутствует. В ряде случаев более ранние члены имеют более основной состав, чем более поздние, но считается, что это смешанные серии интрузий, включающие как молодую океаническую, так и дифференцированную серии. Имеются основания считать, что более поздние серии пластовых интрузий развивались предпочтительно в тех районах, где уже намечалась некоторая тенденция к параллельной ориентировке. В общем условия залегания серии не подчиняются простой схеме. В пределах каждого пирка наблюдаются большие вариации в падении и простидании интрузий: определенного впечатления о постоянстве падения интрузий в направлении к центру вулкана или в стороны от него не созлается.

Отдельные пластовые интрузии характеризуются значительными колебаниями состава. Так, например, часто наблюдается заметное возрастание относительного содержания вкрапленников по направлению к центру (фото 1, e). Один необычно мощный силл (8 м), относящийся к этой группе интрузий, заслуживает особого внимания из-за его сильной дифференциации. Он обнажается в Бра-Руж в цирке Силаос и в нем проявляется изменение состава от ультраосновного до сильно щелочного и пересыщенного кремнеземом [22]. Предполагается, что это является результатом сложного сочетания процессов разделения, протекавших до внедрения, а также на месте.

Вторая большая группа интрузий дифференцированной серии гораздо более однообразна по составу и имеет ограниченное распространение. В нее входят более щелочные породы (акериты и сиениты), которые встречаются в виде относительно крупных тел довольно близко к центральному массиву Питон-де-Неж и являются самыми крупными интрузиями из всех встречающихся на современном эрозионном уровне. Они сложены кварцевыми сиенитами, в некоторых районах имеют силлоподобную форму и достигают мощности 100 м, но в действительности могут относиться к комплексу пластовых интрузий, так как местами имеются признаки, указывающие на их неправильную форму, резкое изменение залегания от горизонтального до вертикального и разделение на более мелкие тела. Такой характер интрузий хорошо виден на вершине Бра-Руж цирка Силаос, где пластообразные тела сиенита встречаются на различных уровнях, а два таких тела, по-видимому, соединяются и переходят по направлению вверх в вертикальные апофизы. В отличие от других интрузивных пород вулкана Питон-де-Неж акериты и сиениты гораздо более многочисленны, чем их эффузивные эквиваленты. Известна только одна группа трахитовых лав; они представляют собой мощные потоки со столбчатой отдельностью, которые обнажаются в восточной части цирка Салази и, несомненно, близки к игнимбритам. Сиенитовые пластовые залежи, несмотря на их большую мощность, петрологически очень однородны. В типичных случаях они содержат друзовые пустоты, а местами в них развиваются тонкие пегматитовые прожилки. Изредка они содержат также небольшие ксенолиты вмещающих пород.

Остальные интрузии дифференцированной серии составляют более молодую группу, чем сиениты. Сюда относятся довольно редкие пластовые залежи трахибазальтов, жилы, секущие сиениты, а также разветвляющиеся дайки, которые интрудируют пирокластический материал и образуют многие современные вершины района Питон-де-Неж; вероятно, они эквивалентны самым молодым лавам, извергнутым вулканом. Эти интрузии могут охватывать сравнительно короткий промежуток времени; вместе с конечными продуктами эффузий они имеют несколько более основной состав по сравнению с предыдущими кварцевыми сиенитами.

Интрузивные породы вулкана Фурпез

На вулкане Фурнез интрузивные тела редки, так как они не полностью рассекают щит. Однако в стенках кальдеры и в речном ущелье, которое глубоко врезается на юго-западном фланге вулкана вдоль разлома, наиболее удаленного от цептра кальдеры, изредка обнажаются маломощные основные дайки. Все дайки располагаются почти перпендикулярно к стенкам кальдеры. Однако, поскольку район исследования находится к западу от вершины (фиг. 1), не ясно, относятся ли дайки к радиальной серии или к приблизительно широтной линейной серии. Некоторые дайки могли служить подводящими каналами к дополнительным жерлам вулкана. О существовании интрузивных пород на вулкане Фурнез свидетельствуют также встречающиеся в некоторых потоках многочисленные обломки габбро и перидотитов (иногда в них в небольшом масштабе проявляется расслоенность). Предполагается, что они оторваны от кумулатов, накапливающихся во внутривулканических магматических камерах.

История интрузивной деятельности на острове Реюньон

Наиболее характерная особенность сетчатой системы интрузий в центральном районе вулкана Питон-де-Неж — отсутствие какой-либо закономерности в расположении интрузивных тел. Мы не располагаем данными, которые позволили бы говорить о возрастании интенсивности внедрения даек, как это наблюдается в более глубоко рассеченных Гавайских вулканах [20], или о кольцеобразном залегании интрузий, как в комплексе конических пластовых интрузий вулкана Тейеда на острове Гран-Канария [17] и в комплексах кольцевых даек Фурртевентура [11]. Возможные причины беспорядочного расположения даек вулкана Питон-де-Неж рассматриваются отдельно для каждого из трех возрастных этапов, поскольку условия внедрения интрузий должны изменяться вместе с развитием вулкана. О сложности интрузий древней океанической серии свидетельствуют две их особенности. Во-первых, они залегают преимущественно в неслоистом обломочном материале, который во время их внедрения мог быть довольно рыхлым. Такая обстановка, вероятно, благоприятствовала образованию неправильных по форме интрузий. Во-вторых, все породы серии сильно деформированы, так что первоначальное расположение как эруптивных пород, так и ранних интрузий было значительно изменено. Из-за этого трудно оценить условия извержения или соотношения между экструзивной и интрузивной активностью во время формирования древней океанической серии.

Большое значение имеет расслоенное габбро цирка Салази. Оно не только указывает на существование подстилающей магматической камеры, в которой шло накопление кристаллов, но также на то, что камера располагалась достаточно высоко и могла быть вовлечена в тектоническое поднятие. При этом часть ее могла церемещаться вдоль слабо наклонных сбросов и достичь положения, обеспечившего залегание габбро рядом с нарушенными вулканическими породами. Масштаб движений, в которые было вовлечено габбро, оценить невозможно. Однако следует отметить, что на вулкане Питонде-Неж, несмотря на глубокий эрозионный срез, нигде не было установлено более поздних массивов, сравнимых с габбровыми. Обломки габбро и перидотита, встреченные в породах древней океанической серии, могли быть отторжены от того же габбро.

Молодая океаническая серия представлена в ядре вулкана интрузиями, имеющими неправильную ориентировку, подобно интрузиям, относящимся по возрасту к древней океанической серии, хотя, если исходить из аналогии с современным вулканом Фурнез, вулкан Питон-де-Неж должен был представлять собой субаэральный щит, вероятно, с радиальной симметрией и хорошо развитыми кальдерными разломами. В этих условиях можно говорить о более простом и более симметричном (радиальном пли концентрическом) расположении малых интрузий, особенно если они были вовлечены в кальдерное оседание.

На примере Гавайских вулканов [15] установлено, что развитие крупных кальдер оседания связано с положением магматических камер на высоком уровне. В таких камерах периодически увеличивается давление, что вызывает куполовидное поднятие вершины вулкана. Структуры, возникающие в результате куполовидного поднятия щита, могут быть как радиальными. так и концентрическими, а на Гавайских остдовах наблюдается весьма характерная ассоциация радиальных рифтовых зон (в типичном случае - трех, расположенных под углом 120°) и кальдер. К рифтовым зонам приурочены излияния дав; они выявляются в поперечных сечениях щитов по линейным дайковым сериям. Кальдерные разломы, которые в местах выходов на поверхность имеют падение, направленное внутрь, по-видимому, не служили каналами, по которым изливалась магма. По мнению Макдональда, это связано, во-нервых, с непродолжительностью периода увеличения давления магмы на начальных стадиях формирования разрывных структур. Давление, по-видимому, уменьшалось из-за миграции магмы в рифтовые зоны. которые часто возникали в результате боковых извержений, а также при форконических пластовых интрузий. Во-вторых, направленное мировании внутрь надение разломов вызывало оседание центрального блока в расположенную ниже магматическую камеру, что уменьшало возможность магмы перемещаться вверх по разломам. В любом случае оседание, характеризующее этап, противоположный вздутию, является, вероятно, скорее результатом, чем причиной магматического перемещения (в отличие от классических кальдер оседания).

По-видимому, вулканическая деятельность на острове Реюньон во время формирования молодой океанической серии на Питон-де-Неж (а в настоящее время на вулкане Фурнез) сопровождалась образованием концептрических разломов, а не радиальных рифтовых зон, хотя дайки, обнажающиеся на внешних флангах вулканов, указывают на наличие мелких радиальных разломов. Следствием этого было сравнительно ограниченное перемещение магмы. Она либо достигала поверхности через главное вершинное жерло, либо выжималась в лавовый «столб» вокруг магматической камеры. Изредка магма достигала поверхности иными путями. Это, очевидно, происходило на вулкане Фурнез, где имеется много молодых паразитических кратеров, расположенных па большом удалении от вершины. Здесь, очевидно, существует определениая связь между этими жерлами и радиальными дайками. Магма, несомненно, не может двигаться вверх по коническим разломам, связанным с формированием кальдеры, возможно, из-за их тенденции к самозакупориванию.

Главным фактором, влияющим на распределение интрузий, является, вероятно, структура вмещающих пород. На вулкане Питон-де-Неж породы древней океанической серии характеризовались, видимо, высокой проницаемостью; поэтому они были беспорядочно пронизаны магмой. Преимущественно слабый наклон тел и начальное развитие серии пластовых интрузий указывают на существование ослабленных плоскостей с небольшим углом падения (взбросов и зон милонитизации), возникших при тектоническом поднятии пород древней океанической серии. Образование более четко выраженной серии пластовых интрузий во время формирования дифференцированной серии служило, по-видимому, продолжением того же процесса. Вмещающие породы в результате возрастания количества интрузий приобретали большую прочность и жесткость, а преобладающая ориентировка при отсутствии других ослабленных паправлений должна была усиливаться.

Олнако во время формирования лифференцированной серии важную роль в вулканической активности стал играть ряд других факторов. В частности, на подвижность магмы значительное влияние должны были оказывать трахитовые продукты, обогашенные летучими. Более шелочные поролы вулкана Питон-де-Неж встречаются преимущественно в виде интрузивных тел и очень редко в форме лавовых потоков. Это может быть отчасти обусловлено увеличением высоты вулкана, что, конечно, затрудняло подъем магмы к поверхности. Кроме того, это могло быть связано с увеличением содержания кремнезема и обогашением летучими. Препнолагается [22], что если в течение длительного времени сохраняется состояние закрытой системы, то в результате фракционирования в магматической колонне возникает зональность. В верхней части колонны конпентрируется наиболее шелочная (и кислая) жидкость с высоким содержанием летучих. Если летучие остаются в растворе, то самая верхняя часть жидкости может характеризоваться низкой вязкостью и небольшой плотностью, а такие условия благоприятны пля миграции магмы вверх в результате процессов обрушения кровли или расширения трещин. Развитие ослабленных плоскостей в вулканических сооружениях в конечном счете приводит к тому, что магма достигает уровня, на котором отделяются летучие и образуется вторая жидкая фаза. В результате, вероятно, происходит внезапный взрыв и магма достигает поверхности. Иногда часть магмы выделяется в виде пузырчатых образований. Возникшая таким образом флюидизированная система дает начало игнимбритовым потокам, таким, как потоки, вытекавшие из района вершины и спускавшиеся вниз в восточном направлении по каналам, которыми служили узкие ущелья, образованные водотоками — предшественниками реки Мат цирка Салази. В этом случае с извержения сильно дифференцированного материала, по-видимому, начинается длительный эруптивный цикл, в течение которого изливается болсе основная магма, создавая мощные разрезы бенморитов, муджлеритов и гавайитов, перекрывающих игнимбриты. Вся трахитовая магма, однако, не достигала поверхности; она должна была кристаллизоваться адиабатически на высоких уровнях вулкана, так как давление водяного пара увеличивалось внезапно и так же резко понижалось. На потерю отделившейся остаточной жидкой фазы указывает миаролитовая природа кварцевых сленитов и отсутствие жидких включений, подобных тем, которые встречаются в кварце и щелочном полевом шпате из «гранитных» блоков, сходных по химическому составу, но залегающих, вероятно, более глубоко. Такие блоки встречаются в трахитовых брекчиях острова Вознесения [16]. Миаролитовые кварцевые сиениты, похожие на сиениты Питон-де-Неж, установлены также на Кергулене [2], где они, по-видимому, внедрялись в платобазальты в результате процесса обрушения кровли. Доказательством процесса обрушения как для сиснитов Реюньона, так и Кергелена могут служить включения вмещающих пород в интрузии. Однако не исключено, что внедрение могло осуществляться при расширении трещин.

Лифференцированные интрузии

Интрузии Питон-де-Неж с несомненностью указывают на магматическую дифференциацию, происходившую на различных стадиях внедрения пород. О дифференциации на глубине уже упоминалось выше; о ней свидетельствуют различия в составе и строении пород дифференцированной серии. Особенно хорошо развитие фракционирования в магматической колонне видно в 8-метровом силле, обнажающемся в цирке Силаос [22]. По-видимому, переход от краевых муджиеритов к центральным базальтам отражает последовательные инъекции все более и более глубоких и основных порций магмы из расположенной ниже жидкой колонны. Правда, здесь могли произойти и некоторые последующие изменения структуры при дифференциации после внедрения силла. Кроме того, доказательством дифференциации на глубине могут



Фиг. 3. Схематическое изображение структуры малых интрузий на вулкане Питоиде-Иеж.

а — постепенное возрастание количества и размеров вкраиленников по направлению к центру жилы; б — афировые краевые зоны резко отделяются от порфирового центра; е — порфировые краевые зоны резко отделяются от афирового центра; а — афировые краевые зоны резко отделяются от афирового центра; а — афировые краевые зоны отделяются от порфирового центра зоной рога голбиатых кристаллов.

служить скопления кристаллов в тектонически внедренном массиве расслоенного габбро в древней океанической серии, а также габбровые и перидотитовые включения, вынесенные наверх в некоторых лавовых потоках. Включения также иногда проявляют ритмическую расслоенность; видимо, они генетически связаны с вмещающими их лавами, так как в океанических сериях преобладают обломки ультраосновных пород, в то время как для дифференцированной серии типичны обломки основных до промежуточных (роговая обманка — андезин — рудный минерал) пород. Такие изменения отмечаются на Гавайских вулканах [23, 14].

Во многих маломощных (<1 м) пластовых интрузиях молодой океанической и дифференцированной серий наблюдаются резкие колебания в распределении вкрапленников (оливина и плагиоклаза). Чаще всего отмечается возрастание количества и размеров вкрапленников от границ к центру интрузивного тела (фиг. 3, *а* и фото 1, ∂). Это считается характерным признаком дифференциации потока [3, 18, 13]. Однако на Реюньоне такое изменение может быть связано со сложным характером интрузии, хотя некоторое перемещение вкрапленников вдоль оси интрузии могло происходить и во время внедрения. Предполагается, что здесь происходила прогрессивная мобилизация материала, уже частично дифференцированного в результате оседания кристаллов. Первый импульс представлял собой инъекцию поднявшейся вверх жидкости, содержавшей очень мало вкрапленников; затем следовало внедрение жидкости с большим содержанием вкрапленников, так как активизировалась подстилающая кашеобразная кристаллическая масса. Такое объяснение применимо также к некоторым пикритовым лавовым потокам, в которых кверху происходит увеличение количества вкрапленников оливина (Аптон, Уодсуорт, в печати). Некоторые пластовые интрузии. вилимо, образовались в результате многократных инъекций. Так. описаны отчетливые петрографические единицы, разделенные резкими контактами (фиг. 3, фото 1, e); в очень редких случаях это четко обособленные краевые зоны. которые содержат основную массу вкрапленников (фиг. 3, в). Еще одной особенностью, исключающей, очевидно, возможность дифференциации в потоке, является существование зон с направленным внутрь ростом кристаллов (перпендикулярно границам пластовой интрузии). Такие зоны развиваются между афировыми краевыми зонами и порфировыми центральными частями (фиг. 3, г). Считается, что рост удлиненных и перистых кристаллов пироксена или плагиоклаза в такой обстановке указывает на спокойные условия, существовавшие после внедрения первого импульса магмы и до притока богатой вкрапленниками магмы второго импульса.

Уже упоминалось о дифференциации интрузий Питон-де-Неж, которая происходила после внедрения (силл мощностью 8 м). Считается, что результаты проведенных здесь наблюдений указывают на оседание кристаллов (оливина, пироксена, известковистого плагиоклаза и рудного минерала) и направленную вверх миграцию щелочной остаточной жидкости при относительно медленном охлаждении центральной основной части интрузии [22]. Другими примерами дифференциации на месте в некоторых малых интрузиях могут служить отделившиеся на поздних стадиях развития кварц-сиенитовые прожилки и кварц-кальцитовые глазки, которые также могут указывать на развитие отделившейся остаточной жидкой фазы, богатой углекислым газом, кремнеземом и водой.

Выводы

Интерпретация особенностей разрезов лавовых толщ и соотношений с ними интрузий в океанических вулканах опирается в значительной степени на копцепцию магматического резервуара или камеры, в которой происходит дпфференциация и которая расположена на некотором промежуточном уровне между источником магмы и поверхностью. Мы располагаем очепь ограниченными сведениями о размере, форме и глубине подобных камер; таким образом, вся рассматриваемая проблема в значительной степени спекулятивна. Для изучения действующих вулканов обычно используют геофизические методы. Измерение наклона па поверхности Килауэа привело Итона [8] к выволу, что кровля магматической камеры находится почти в 4 км ниже вершины вулкана; в дальнейшем изучение подъема Килауза, предшествовавшего извержению в ноябре 1967 года, показало, что магматический резервуар располагается на глубине от 2 до 3 км [10]. Из всех потухших океанических вулкапов только на острове Св. Елены можно обнаружить некоторые признаки, указывающие на возможность образования на поздней стадии деятельности магматической камеры, питающей щелочные малые интрузии, расположенные на крыльях базальтового щита. Бейкер [1] предположил, что изменение состава этих интрузий по горизонтали лучше всего можно объяснить последовательным вскрытием различных уровней расположенной ниже камсры, в которой по направлению вверх увеличивается степень фракционирования магмы. По его мнению, камера имеет линзовидную форму с диаметром от 13 до 19 км и глубиной почти в 2 км, а кровля ее располагается на глубине от 2 до 3 км ниже современной поверхности.

К сожалению, на Реюньоне не проводилось геофизических исследований в районе действующего вулкана, а интрузии Питон-де-Неж слишком сложны, чтобы их можно было разделить так же, как это сделал Бейкер на острове



Фиг. 4. Схематический разрез, показывающий возможную эволюцию Реюньона (пунктирная лиция — уровень моря).

а — формирование подводной горы протовулкана Питон-де-Неж (древняя океаническая серия); б — формирование молодой океанической серии в виде покрова на поднимающейся и испытывающей сбро-сообразование древней океанической серии (на этой стадии магматическая камера еще отсутствует); б — стадия зрелости молодой океанической серии (образование кальдеры и расположенной ниже маг-стадия зрелости молодой океанической серий (образование кальдеры и расположениой ниже мат.
 матической системы; единая магматическая камера еще отсутствует) и образование протовулкана Фурнез; з — формирование дифференцированной серии на вулкане Питон-де-Неж (после фракционирования в главной магматической камере) и стадия зрелости вулкана Фурнез.
 На нижнем разрезе (построенном с соблюдением масштаба) через два вулкана показана относп-тельная мощность дифференцированной серии (белая).

Св. Елены. Однако можно приблизительно оценить форму и положение предполагаемой магматической камеры на поздних субаэральных стадиях развития вулкана Питон-де-Неж. Древняя океаническая серия испытала слишком сильные постэруптивные изменения, и поэтому очень трудно говорить о характере одновременного с ней вулканизма и особенностях субвулкапических условий. Однако уместно сравнить эти породы с плутоническим комплексом Трудос на Кипре [12] и массивом Бетанкура на острове Фуэртевентура в группе Канарских островов [11]. Эти массивы сложены расслоенными ультраосновными породами, ассоциирующими с подводными лавами в ядре базальтового вулкана. Древняя океаническая серия отличается от двух других серий тем, что с ней не связана линейная дайковая серия.

Во время формирования молодой океанической серии магматическая активность в пределах вулкана проявилась в широком масштабе (в радиусе по крайней мере 10 км). Это предположение основано на высокой концентрации интрузий молодой океанической серии в пределах площади распространения коренных пород древней океанической серии (до 10 км от вершины вулкана Питон-де-Неж). Однако петрографическое однообразие лав (за исключением различий в количестве вкрапленников оливина) и обычная редкость кумулятивных включений указывают, что на этой стадии в магматической камере не происходило фракционирования. Вероятнее предположить, что существовала система разветвляющихся каналов и возникали небольшие камеры, создающие условия для некоторого осаждения оливина, но не препятствующие продвижению магмы к поверхности. Такая система

позволяет вулкану вздуваться и опускаться при формировании кальдеры таким же образом, как и в случае одной камеры.

В периоды покоя между эруптивной активностью океанических серий и дифференцированной серии, вероятно, в пределах вулканического сооружения возникла большая магматическая камера и происходило фракционирование в закрытой системе. На это указывает большой объем относительно лифференцированной магмы, которая извергалась в начале каждого следуюшего эруптивного эпизода, а также зона гидротермальных изменений и цеолитизании, развитая во вмешающих породах океанических серий в ядре вулкана. Верхняя поверхность этой зоны имеет пологую куполовидную форму и лежит в пределах нижней части разреза лав молодой океанпческой серии, располагаясь грубо параллельно ей, но выше поверхности раздела между древней и молодой океаническими сериями (фиг. 2). Можно предположить, что прежле существовала изотермальная поверхность, расположенная над магматической камерой. Это позволяет считать, что камера также имела куполообразную форму и была достаточно общирной, чтобы воздействовать на молодую океаническую серию на расстоянии до 12 км от вершины вулкана Питон-пе-Неж. Точные размеры камеры определить невозможно, однако диаметр ее, по-видимому, был гораздо больше, чем ее глубина, если камера полностью располагалась в надстройке вулкана, а ее кровля находилась на глубине не более 3-4 км под современным дном цирка.

Во время формирования дифференцированной серии фракционирующая магма, по-видимому, мигрировала вверх и концентрировалась в центральной части вулкана. Это полтверждается тем, что почти вся эруптивная деятельность в эту стадию была приурочена к вершинному кратеру; кроме того, для центрального района характерно наибольшее развитие интрузий. особенно крупных. Накопление летучих в высоких частях куполовидной магматической камеры должно рассматриваться как естественный процесс развития. Последние стадии эволюции во время формирования дифференцированной серии могли характеризоваться развитием небольших, расположенных на высоком уровне дифференцированных камер или магматических карманов, таких, как фракционированная жидкая колонна, которая, как полагают, питала восьмиметровый силл цирка Силаос. На фиг. 4 схематически показан возможный ход эволюции вулканов Реюньона, а также развитие магматических камер и ассоциирующих с ними интрузий.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Baker I., Compositional variation of minor intrusions and the form of a volcano magma chamber, Q.J. geol. Soc. Lond., 124, 67, 1968. 2. Bellair P., Nougier J., The volcanism of Presqu'ile Rallier du Batty (Iles
- de Kerguelen), in Antarctic Geology: proceedings of the first International Symposium on Antarctic Geology, Cape Town (Ed. R. J. Adie), North Holland Publishing Co., Amsterdam, p. 8, 1964.
- 3. Bhattacharji S., Smith C. H., Flowage differentiation, Sci., N.Y., 145, 150, 1964.
- 4. Bussière P., Étude géologique de l'ile de la Reunion, Service Géologique, Tananarive, 1959.
- 5. Bussière P., 1:100,000 geological map, Service de la Carte géologique de la France, 1967.
- Chamalaun F. H., McDougall I., Dating geomagnetic polarity epochs in Reunion, Nature. Lond.. 210, 1212, 1966.
 Dietz R. S., Menard H. W., Hawaiian swell, deep, and arch, and subsidence of the Hawaiian Islands, J. Geol., 61, 99, 1953.
- 8. E a ton J. P., Crustal structure and volcanism in Hawaii, in The crust of the Pacific
- basin, Geophys. Monogr., 6, 13, 1962.
 F i s h e r R. L., J o h n s o n G. L., H e e z e n B, C., Mascarene Plateau, Western Indian Ocean, Bull. geol. Soc. Am., 78, 1247, 1967.
 F i s k e R. J., Deformation studies on Kilauea volcano, prior to the cruption of November 1967; horizontal deformation, *in* International Symposium on Volcanology, Spain.

Canary Islands, September 1968, Abstracts, Int. Ass. Volcan. and Chem. of the Earth's Interior, 1968.

- 11. Fuster J. M., Cendrero A., Gastesi P., Ibarrola E., Lopez Ruiz J., Geology and Volcanology of the Canary Islands: Fuerteventura, Instituto
- K u 1 Z J., Geology and Volcabology of the Canary Islands. Fuerteventura, Instituto Lucas Mallada, Madrid, 1968.
 G a s s I. G., The ultrabasic volcanic assemblage of the Troodos Massif, Cyprus, in Ultramafic and Related Rocks (Ed. P. J. Wyllie), Wiley, N.Y., p. 121, 1967.
 G i b b F. G. F., Flow differentiation in the xenolithic ultrabasic dykes of the Cuillins
- and the Strathaird Peninsula, Isle of Skye, Scotland, J. Petrology, 9, 411, 1968.
- 14. Jackson E. D., The character of the lower crust and upper mantle beneath the Hawaiian Islands, Pep. Int. geol. Congr. 23 (Prague), 1, 135, 1968.
 15. Macdonald G. A., Hawaiian calderas, Pacif. Sci., 19, 320, 1965.
- 16. Roedder E., Coombs D. S., Immiscibility in granitic melts, indicated by fluid inclusions in ejected granitic blocks from Ascension Island, J. Petrology, 8, 417, 1967. 17. S c h m i n c k e H. U., Cone sheet swarm, resurgence of Tejeda Caldera, and the early
- 17. So in it if it is the first of the sheet swarm, resugning of repeat Caldera, and the early geologic history of Gran Canaria, Bull. volcan., 31, 153, 1967.
 18. S i m k i n T., Flow differentiation in the picritic sills of north Skye, in Ultramafic and Related Rocks (Ed. P. J. Wyllie), Wiley, N.Y., p. 64, 1967.
 19. S t e a r n s H. T., Four-phase volcanism in Hawaii (Abst.), Bull. geol. Soc. Am.,
- 51, 1947, 1940.
- 20. Stearns H. T., Geology of the State of Hawaii, Pacific Books, Palo Alto, California, 1966.
- 21. Upton B. G. J., Wadsworth W. J., Geology of Reunion Island, Indian Ocean,
- Nature, Lond., 207, 151, 1965.
 22. Up ton B. G. J., Wads worth W. J., A complex basalt-mugearite sill in Piton des Neiges volcano, Reunion, Am. Miner., 52, 1475, 1967.
- 23. White R. W., Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii, Contr. Miner. Petrology, 12, 245, 1966.

МЕХАНИЗМ ИГНИМБРИТОВЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Г. Тазиев

К игнимбритам следует относить все геологические образования, характеризующиеся: 1) большой площадью распространения (от нескольких десятков до многих тысяч квадратных километров) мощных пластов вулканического материала; 2) огромным объемом (от десятков до сотеп кубических километров); 3) обычно кислым составом (риолиты, дациты, иногда андезиты); 4) слабой сортированностью; 5) присутствием пемзы либо в виде характерных пенистых обломков, либо в форме мелких пепловых «рогулек», образовавщихся в результате отрыва друг от друга расширяющихся пемзовых пузырьков, либо, наконец, в форме «фьямме», похожих на языки пламени обсидианоподобных лепешек линзовидного поперечного сечения.

Принято считать, что эти отложения образуются из потоков (независимо от характера потока), а не из материала, выброшенного в воздух при извержении. Существуют две основные гипотезы происхождения игнимбритовых пластов: согласно первой, они образуются из пирокластических потоков, а согласно второй — из потоков лавы.

Судя по литературным данным и личным наблюдениям автора, игнимбриты пирокластического происхождения (потоки пепловых или пемзовых туфов) распространены значительно шире. Кроме вышеотмеченных особенностей, они характеризуются рядом признаков, указывающих на их пирокластическую природу. Такие признаки выявляются как под микроскопом, так и макроскопически. Существенным отличительным признаком служит также присутствие более или менее интенсивно спекшихся горизонтов, расположенных на некоторой глубине в пределах пластов, где стекловатые рогульки в различной степени деформированы, пемзовые обломки сплющены (что нередко обусловливает псевдофлюидальную текстуру), а пористые пемзовые лепешки преобразованы в фьямме [12, 21, 18, 2, 1, 11].

С другой стороны, «игнимбриты», возникшие из лавовых потоков (туфолавы, кластолавы, пенистые лавы, пузырчатые лавы), согласно некоторым авторам [25, 10, 20, 15, 16, 13, 9], не имеют пирокластического происхождения, а являются производными сплошных жидких лавовых потоков. Обломочная структура, если она вообще проявлена, возникает в результате крайне высокой пузырчатости и проявляется на некотором расстоянии выше основания потока. При этом в результате выделения поздних нерастворенных газов разрушается непрерывность стекловатой структуры, и в конечном счете порода превращается в смесь пепла и пемзовых линз. Согласно Локарди и Миттемпергеру [9], фьямме образуют включения не в витрокластическом цементе, а в массивной даве или пемзе: их положение соответствует плоскостям наибольшего трения движушегося расплава. При таком типе фьямме не возникает структура сваривания, характерная для «классических» игнимбритов. Эти пенистые лавы, ставшие более пузырчатыми после излияния, преобразуются в нижних, боковых и поверхностных частях потоков в пирокластический агломерат, внешне похожий на «нормальный» иглимбрит.

Однако болыпинство исследователей считают, что нормальные игнимбриты являются производными излившейся сильно пузырчатой пиромагмы. раздробленной на обломки вследствие расширения и слияния друг с другом газовых пузырьков, или, другими словами, производными флюидизированного пеплового потока или «аэрозоля» горячих газов. Последние несут во взвешенном состоянии частицы пепла (представляющие собой обломки перегородок пемзовых пузырьков, возникшие при их слиянии друг с другом) и обломки цемзы, в которой пузырьки не соединялись между собой. Крайне низкая вязкость аэрозоля позволяет ему растекаться очень далеко от эруптивного жерла даже по ровной местности. Течение суспензии внезапно прекращается, когда вследствие уменьшения скорости, адиабатического расширения и сменливания с холодным воздухом движущая сила газа падет ниже критического значения. Частицы пепла после этого оседают вниз и затем свариваются друг с другом, причем степень сваривания зависит от преобладающей температуры и литостатического давления. Обломки пемзы, еще сохранившие пластичность, затем постепенно сплюшиваются и уплотняются, превращаясь в характерные обсидианоподобные «лепешки» с линзовидным поперечным сечением.

Верхние и нижние части потоков, где температура и давление были недостаточно высокими, представляют собой несколько иные фации, несваренные и лишенные фьямме. Они относятся к игнимбритам типа «силлар». Постепенные переходы между несваренными и сваренными фациями могут быть очень разнообразными.

Таким образом, в главную фазу игнимбритовых извержений происходит излияние общирного сплошного потока раскаленных газов, несущих рассеянные включения горячего жидкого (и твердого) вещества, впоследствии претерпевающего более или менее значительное уплотнение и сваривание.

Обычно главной фазе предшествуют сильные, так называемые «вулканианские» эксплозии, при которых выбрасываются в воздух пемзовые лапилли и пепел. Эти пирокласты первой стадии, быстро охлажденные в воздухе, образуют слои туфов, часто наблюдающиеся в основании игнимбритовых формаций и увеличивающиеся в мощности по мере приближения к эруптивным жерлам.

Нередко эруптивный процесс заканчивается медленными извержениями до некоторой степени дегазированной эпимагмы, которая либо изливается в виде лавовых потоков (например, в кальдере Батур, Бали), либо выдавливается в форме куполов (например, Нова-Рупта, Аляска). - Автор ни при полевых работах, ни под микроскопом никогда не наблюдал таких образований, как туфо-, класто-, пенистая или пузыристая лавы. Возможно, это объясняется тем, что он вулканолог, а не петрограф. Однако компетентные геологи, такие, как Ширинян, Малеев и Петров [см. 4], а также Локарди и Миттемпергер [9], решительно убеждены в существовании, по крайней мере в Армении и Италии, игнимбритоподобных лав, и их описания кажутся достаточно убедительными. Впрочем, и в своих странах эти ученые сталкиваются с серьезными возражениями [8].

Вкратце их точка зрения, как она выражена Локарди и Миттемпергером [9], сводится к тому, что вулканический материал не извергается как пирокласты, флюилизированные раскаленной газовой цементирующей средой, а изливается в виде чрезвычайно жидких лавовых потоков, которые затем разламываются «различными газами, выделяющимися из пересыщенного газом расплава во время и после его движения по поверхности». Свое заключение Локарпи и Миттемпергер распространяют не только на северолатиумские пенистые лавы, которые они изучали, но и на все пругие игнимбриты. Однако такая экстраполяция, предполагающая образование всех игнимбритополобных порол из истинных давовых потоков. т. е. из сплошной жидкой массы, несущей рассеянные включения газа (и твердой фазы). в отличие от «истинных» игнимбритов требует внимательного обсуждения. Такие потоки могут, конечно, возникать только при исключительно высокой текучести расплава, однако в данном случае это может быть только кислый относительно вязкий расплав (содержание кремнезема в нем будет более 72%). Повышенная текучесть лав, величина которой по крайней мере близка или даже превышает текучесть горячих гавайских базальтов, иногда действительно наблюдается, но только в некоторых особых условиях, например при особенно высокой температуре, высоком содержании газов или специфическом химическом составе либо расплава, либо его летучих компонентов. Автор полагает, что такая текучесть характерна для пантеллеритовых дав и по крайней мере для некоторых эфиопских игнимбритов, описанных ниже.

К сожалению, автор не имел возможности изучить в поле туфолавы Советского Союза и поэтому не может высказать личную точку зрения на их природу и происхождение. Однако они пользуются, по-вндимому, значительно меньшим распространением, чем «истинные» игнимбриты.

По мнению Маринелли (личное сообщение), северолатиумские пенистые лавы могут представлять собой последние излияния конечных фаз извержений «нормальных» калиевых игнимбритов. Можно считать, что они по своему положению соответствуют калиевым лавовым куполам, формированием которых часто заканчиваются извержения известково-щелочных игнимбритов. Например, в Нова-Рупте, согласно Маринелли, вместо выдавливания почти полностью дегазированных масс вязкой лавы за излиянием пирокластических потоков следовали излияния относительно текучих и еще сравнительно богатых газом калиевых лав. Такой процесс полностью отличается от процесса, о котором говорят сторонники гипотезы пенистой лавы, считающие, что эти породы произошли из одного потока сплошной жидкой массы, текущего вниз вначале как пенистая пемза, а затем как пирокластический поток. Этот взгляд совпадает с представлениями Смита (личное сообщение), согласно которым некоторые игнимбритовые извережения могут начинаться с излияния пенистых пемз, сменяющихся более шлаковидными типами лав и, возможно, заканчивающихся выбросами жидких лавовых лепешек. Жидкие лепешки при высоких температурах (1000 или 1100 °C) часто выбрасываются лавовыми фонтанами и, падая обратно на края кратера (конечно, только при базальтовых извержениях), сливаются в лавовый поток, похожий на первичный. По мнению автора, это явление может дать достаточное представление о происхождении некоторых особепностей определенных типов

игнимбритов. Автор полагает, что все это очень напоминает взгляды дель Эрба, высказанные им восемьдесят лет назад.

Наконец, доказывая возможность распространения своей гипотезы текучих потоков пенистой лавы на все игнимбриты, Локарди и Миттемпергер [9] приводят один аргумент, который кажется автору довольно убедительным (но это не полевые и не микроскопические наблюдения): если эти потоки не жидкие, то каким образом возникает давление, которое заставляет игнимбритовые слои растекаться по равнине на сотни квадратных километров? Действительно, давление не может передаваться через газ. Наоборот, любой раскаленный аэрозоль будет характеризоваться тенденцией к изотропному расширению, т. е. к расширению как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, следствием чего будет быстрое оседание взвешенных частиц.

Этот аргумент можно было бы принять во внимание, если бы нельзя было доказать, что насыщенный горячий аэрозоль может действительно растекаться почти горизонтально более чем на 100 км.

После того как эти точки зрения были уже высказаны, доктору Гибсону и автору встретились другие типы игнимбритов, свойства которых с несомненностью подтверждают чрезвычайную текучесть еще более кислых лав. В качестве примера можно привести пантеллеритовые игнимбриты, излившиеся из вулкана Фонтейл, Эфиопия, конус которого теперь срезан кальдерой. Они характеризуются некоторыми исключительными особенностями, отличающими их как от нормальных игнимбритов, так и от пенистых лав и туфолав [7, 24]. Например, на горных склонах потоки игнимбритов очень маломощные (0,5 м), но тем не менее в них от основания до поверхности присутствуют обсидианоподобные фьямме. На равнине у подножия холмов, где игнимбриты имеют обычную мощность (от 10 до 30 м), их поверхность усеяна несколькими сотнями куполовидных поднятий, достигающих 100 м в диаметре, вероятно возникших в результате дегазации обсидиановых фьямме (фото 1).

При микроскопическом изучении фьямме обнаруживается бесчисленное множество очень маленьких сферических пузырьков, очевидно образовавшихся после сплющивания линз. Хотя, по мнению Смита (личное сообщение), даже поверхностные фьямме могут образоваться из разрушенной и гомогенизированной пемзы, уже, возможно, лишенной пор, автор не может согласиться с представлением о том, что пемза (т. е. почти полностью дегазированная эпимагма) могла после сплющивания выделять большие количества газа. Если в стекловатых фьямме присутствуют только микроскопические и субмикроскопические пузырьки, то фьямме нижних и периферических частей куполовидных поднятий действительно содержали огромные количества летучих, вполне достаточные для того, чтобы при создании куполов поднять более чем на 15 м от 20 000 до 30 000 кг еще пластичной верхней части потока. По мнению автора, куполы определенно можно принять за образования, связанные с литофизами: достаточно явная пластичность этих куполов во время их формирования, так же как присутствие маленьких висящих лавовых сталактитов на внутренней поверхности кровли купола, свидетельствует о том, что они были вспучены за очень короткий отрезок времени (за небольшие доли часа). Однако этот род куполов представляется уникальным, по крайней мере в отношении продолжительности их формирования.

Этот весьма своеобразный тип сваренных туфов является в действительности не таким уж исключительным. Согласно Маринелли (личное сообщение), игнимбриты Пантеллерии, за исключением куполов, очень похожи на описанные выше породы, особенно в отношении встречающихся в них поверхностных и близповерхностных фьямме (которые не наблюдаются в «нормальных» игнимбритах). Кроме того, автор недавно встретил игнимбриты такого же типа в Главном Эфиопском рифте вокруг озер Лангана и Шала. Возможно, что натриевый риолитовый пепловый поток острова



Фото 1.

а — «вздутия» на игнимбритовой равнине в основании кальдеры Фонтейл; б — маленький купол, половина которого разрушена, обнаруживает параллельную текстуру «пустых фьямме» и зародыши сталактитов, свешивающиеся с кровли. Наличие сталактитов доказывает, что при вспучивании лава была еще расплавленной.

Грап-Канария, описанный Фричем и Рейссом [6] в прошлом столетии, а недавно Шминке и Свансоном [19], имеет подобное происхождение, которое, по-видимому, вообще характерно для ультращелочных (пантеллеритовых) игнимбритов.

При сравнении этих довольно специфичных коротких пепловых потоков с нормальными игнимбритами и туфолавами (или пенистыми лавами) создается впечатление, что они связаны переходами с этими обеими разновидностями: на верхних склонах горы Фонтейл они выглядят явно пирокластическими по происхожлению. Нигле в поперечном сечении потока, вилимом злесь полностью, не наблюдается никаких признаков, указывающих на переход пирокластического материала в гипотетический поток пенистой лавы. Но в то же время включенные в них обсидианоподобные фьямме, видимо, были выброшены в форме жилких давовых сгустков, а не в виде расплавленных цемзовых депеннек, характерных для «нормальных» игнимбритов. Этот тип игнимбритов, очевилно, возникает в результате сочетания пепловых и лавовых фонтанов с очень высокой температурой (возможно, связанной с их химическим составом), создающих потоки двойственного характера, т. е. пирокластические потоки, смешанные с жидкой лавой. Они могут рассматриваться как своеобразные сильные выбросы пересыщенной газом пиромагмы, извергающейся сквозь вышележащую, слабо насыщенную газом магму. Такое представление до некоторой степени напоминает теорию Стейнера [22], который объясняет происхожление игнимбритов несмесимостью двух видов магмы. Таким же образом можно объяснить полосчатую природу пемз Долины Песяти Тысяч Пымов [1].

В соответствии с динамикой игнимбритовых извержений можно предварительно предположить, что они по равновесному состоянию располагаются между эффузивными излияниями бедной газом эпимагматической лавы, с одной стороны, и взрывом высоко эксплозивной пирокластической богатой газом гипомагмы — с другой. Игнимбритовый аэрозоль возникает при равновесии между внутренним давлением газовых пузырьков и лито-атмосферным давлением. Вследствие такого равновесия создаются условия, когда пузырьки могут расширяться до полного слияния друг с другом, что ведет к образованию сплошной газовой массы. Вместе с тем не возникает эксплозивная сила, необходимая для проявления «вулканианского» или «пелейского» типов извержений, при которых жидкие и твердые частицы выбрасываются вверх в холодный воздух. Сформировавшийся таким образом аэрозоль растекается сравнительно спокойно и широко распространяется по поверхности земли.

Однако нельзя таким образом объяснить происхождение игнимбритов, всегда характеризующихся огромными объемами по сравнению с другими типами извержений. А объяснение вместе с тем может заключаться в том же самом свойстве: указанное выше равновесие может быть в конечном счете достигнуто, но только в тех случаях, когда достаточно обширный резервуар богатой газом магмы достигнет физического состояния, при котором становится возможным ее извержение. Из небольших камер кислой магмы должны происходить только выбросы пирокластического материала, за которыми обычно следуют вязкие дегазированные лавовые потоки или куполы (если газы составляют очень незначительную часть расплава, то происходят только экструзии эпимагмы).

В отличие от этого при достаточно большом и приповерхностном (а вероятно, все камеры кислой магмы залегают на небольшой глубине) резервуаре извержение может начаться нормально с серии «вулканианских» эксплозий пиромагмы, занимающей верхние части магматического тела; эти эксплозии выбрасывают пирокласты в виде пепла и пемзовых лапиллей. При обычном извержении такой процесс удаляет почти все газы из пиромагмы. Но при игнимбритовом вулканизме (поскольку объем «зрелой» гипомагмы должен быть достаточно большим) таким путем будет сильно дегазирована только ее верхняя часть. Ниже вслед за этим начнутся другие процессы, развивающиеся в подстилающей гипомагме, где сразу после освобождения от литостатического давления, связанного с первой эруптивной фазой, начнутся образование центров кристаллизации и вскипание, создающее пузырчатость. Миграция газов в магме слишком незначительна для того, чтобы могло появиться достаточное количество газа под высоким давлением, необходимое для дальнейших эксплозий «вулканианского» типа. Поэтому процесс будет ограничиваться только слиянием пузырьков, образованием «аэрозоля» и излиянием этого аэрозоля на поверхность; это должно уменьшать гидростатическое давление, поддерживаемое нижними порциями гипомагмы, и процессы образования центров кристаллизации — пузырчатости — флюидизации должны начаться вновь, и так далее.

Таким механизмом можно объяснить как весьма сомнительный «баланс» давления, привлекаемый для объяснения генезиса классических игнимбритов, так и их огромный объем. Если таким механизмом можно объяснить генезис «классических» игнимбритов, то пенистые лавы и туфолавы могли бы, возможно, рассматриваться как конечная часть в других отношениях пормальных игнимбритовых извержений.

С другой стороны, пантеллеритовые пепловые потоки могли бы возникнуть в результате вулканических пепловых эксплозий пересыщенной газом пиромагмы, находящейся в том же питающем канале, но ниже слабо насыщенного расплава; правда, такой механизм кажется до некоторой степени искусственным.

Однако при любом из этих механизмов, при любой природе пирокластического или лавового потока, единственный фактор, который кажется вполне определенным, — это чрезвычайно большая скорость игнимбритовых извержений. Это подтверждается следующими фактами: 1) огромные объемы материала, достигающие нескольких сотен кубических километров, распространяются на обширные пространства настолько быстро, что сохраняется количество тепла, достаточное для того, чтобы стекловатые рогульки могли свариться друг с другом; 2) разрушение кальдер, с которыми игнимбриты тесно ассоциируют (происходящее в больших масштабах, чем разрушения, обычно наблюдаемые при быстрых извержениях жидких базальтов), возможно только в тех случаях, когда магматическая камера опустошается сляшком быстро, чтобы сразу пополняться восходящей гапомагмой; 3) одно из доказательств — извержение 1912 г. в Долине Десяти Тысяч Дымов, где весь пароксизм продолжался менее 60 часов (как удостоверялось свидетелями на побережье и на острове Кадьяк, а также сейсмографическими записями) и где основная часть пеплового потока, вероятно, была отложена только за небольшую часть этого времени.

На основании наших современных знаний о природе существующих вулканических газов (находящихся при температуре приблизительно 1000 °С, измеренной настолько точно, насколько это возможно сделать в'извергающейся магме) [3, 5, 14, 23] автор пришел к выводу, что главная составная часть газовой фазы извергающихся игнимбритов представлена не водой (паром), как это обычно принято думать, а углекислотой. Это объясняет оба явления — как горизонтальное распространение газовой суспензии, так и сохранение достаточного количества тепла, позволяющего развиваться процессу сваривания на расстоянии нескольких десятков километров от центров извержения.

Высокая плотность углекислоты, которая заставляет потоки этого вещества течь вниз по склонам подобно жидкости, почти не смешиваясь с перекрывающим воздухом, может объяснить широкое боковое распространение игнимбритов, так же как и сохранение содержащегося в них тепла. Какой бы ни была основная природа извергающихся потоков — пирокластической или лавовой (т. е. силошной газ или жилкость), - можно считать доказанным, что в этом типе извержений еще в большей степени, чем в обычных случаях, газовая фаза является первичной и что пропессы растворения п расширения газа эффективно управляют внутренним механизмом этого явления в целом. Вот почему автор возлагает некоторую небольшую належну на изучение возможных связей, существующих между изменениями в эруптивной газовой фазе и соответствующими изменениями в характеристике извержения. Эти исследования, по крайней мере в данное время, могут быть проведены только на базальтовых извержениях, но автор думает, что выводы, которые могут быть получсны в конечном счете при такого рода исследованиях, могут быть с соответствующими поправками отнесены и к другим тицам вулканических извержений, включая игнимбритовые.

ЛИТЕРАТУРА

- Bordet P., Marinelli G., Mittempergher M., Tazieff H., Contribution à l'étude volcanologique du Katmai et de la Vallée des Dix Mille Fumées (Alaska), Mém. Soc. belge Géol. Ser. 8°, 7, 7, 1963.
 Boyd F. R., Welded tuffs and flows of the rhyolite plateau of Yellowstone National Park, Bull. geol. Soc. Am., 72, 387, 1961.
 Chaigneau M., Tazieff H., Fabre R., Composition des gaz du lae de lave du Niragongo, C. r. hebd. Seanc. Acad. Sci. Paris, 250, 2482, 1960.
 K y K E. Ф., род., Туфолавы и игнимбриты, сб. статей, Тр. инст. вулкан., № 20, 1961.
 Elskens I., Tazieff H., Tonani F., Investigations nouvelles sur les gaz volcaniques, Bull. volcan., 32 (3), 523, 1969.
 Fritsch C. W. G. von, Reiss W., Geologische Beschreibung der Insel Tenerife, von Wurster, Winterthur, 1868.

- von Wurster, Winterthur, 1868. 7. G i b s o n I. L., T a z i e f f 11., Additional theory of origin of fiamme in ignimbrites,
- В то р ш ков Г. С., Остроении вулкана Арагац и его игнимбритах, в сб. «Туфолавы и игнимбриты». Тр. иист. вулкан., № 20, 66-71, 1961.
 L осаг d i E., M i t t с m p erg h er M., On the genesis of ignimbrites, How ignim-24
- brites and other pyroclastic products originate from a flowing melt, Bull. volcan.. 31, 131, 1967.
- 10. Малеев Е. Ф., Генетические типы туфолав и отличие их от игнимбритов, в сб. «Туфолавы и игнямбряты», Тр. инст. вулкан., № 20, 39—46, 1961. 11. Marinelli G., Tazieff H., L'ignimbrite et la caldera de Batur (Bali, Indo-
- nésie), Bull. volcan., 32, 89, 1968.
- 12. Marshall P., Acid rocks of the Taupo-Rotorua District, Trans. R. Soc. N.Z., 64, 323, 1935.
- 13. Мялановский Е. Е., Короновский Н. В., Туфолавы и родственные формации Центрального Кавказа, Вулкан. бюлл., 28. 205, 1965. 14. Naughton J. J., Heald E. F., Barnes J. L., The chemistry of volcanic
- gases, J. geophys. Res., 68, 539, 1963. 15. P a n t ó G., Ignimbrites of Hungary with regards to their genesis and classification,
- Bull. volcan., 25, 175, 1963. 16. Петров В. П., Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место
- средп горных пород, промежуточных между туфами и лавами, в сб. «Туфолавы и игнимбриты», Тр. пист. вулкан., № 20, 24—38, 1961. 17. Петров В. П., Зональность лавовых потоков. образовавшихся после экструзии,
- Петров Б. П., облатвность завовах полого, соразованияся неско спетрони, и формирование туфолав, Вулкан. бюлл., 25, 19, 1963.
 Ross C. S., Smith R. L., Ash-flow tuffs; their origin, geologic relations and iden-tification, Prof. Pap. U.S. geol. Surv., № 366, 1, 1961. [См. русский перевод в сб. «Проблемы палеовулканизма», ИЛ, М., 1963.]
- 19. Schmincke II. U., Swanson D. A., Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, J. Geol., 75, 6, 1967.
- Ширинян К. Г., Игнимбриты и туфолавы (принципы классификации п условия формирования на примере Армении), в сб. «Туфолавы и игнимбриты». Тр. инст. вулкан. № 20, 47-60, 1961.
- 21. S m i t h R. L., Ash flows, Bull. geol. Soc. Am., 71, 795, 1960. [См. русский перевод в сб. «Проблемы палеовулканизма», ИЛ, М., 1963.]
- Steiner A., Origin of ignimbrites, Nature, Lond., 194, 275, 1962.
 Tazieff H., New investigations on eruptive gases Bull. volcan., 1969.
 Tazieff H., Gibson I. L., Sur la genèse de l'ignimbrite pantelléritique de
- Fantalé, C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris, 265, 950, 1967.
- 25. В лодавсц В. И., Проблема туфолав и игнимбритов, в сб. «Туфолавы и игнимбриты», Тр. инст. вулкан., № 20, 11-23, 1961.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ И ПРОБЛЕМА ГЕНЕРАЦИИ МАГМЫ

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВОСХОДЯЩЕЙ ОСНОВНОЙ МАГМЫ

Б. Джеймисон

Введение

В последние годы минеральный состав и химизм основных лав рассматриваются не только с точки зрения фазовых равновесий в естественных и искусственных системах при атмосферном давлении, но также и в свете равновесий фаз при высоких давлениях. При этом, однако, кристаллизация при высоком давлении обычно обсуждается лишь с точки зрения изобарических условий и не рассматривается возможная роль непрерывного изменения давления. Имеются основания считать, что основная магма образуется на глубинах 40 — 150 км от земной поверхности. Таким образом, приближающаяся к реальному процессу модель эволюции или дифференциации магмы в период ее подъема должна учитывать соотношения расплава и кристаллических фаз в полибарической и политермической обстановке.

Влияние давления на фазовые равновесля

Прежде чем дстально обсуждать кристаллизацию в полибарических условиях, уместно привести краткий обзор влияния изменений давления на фазовые равновесия. На фиг. 1 показана зависимость фазовых равновесий от увеличения давления и изменения их температуры.

На этой диаграмме рассмотрены равновесия между диопсидом, форстеритом, протоэнстатитом или энстатитом, R и жидкостью в системе CaO — MgO — Al₂O₃ — SiO₂; при этом R — богатая глинозсмом фаза (анортит, шпинель или пироп).

Кривая *CMAS* определяет зависимость равновесия от температуры и давления. В действительности эта кривая представляет собой серию «моновариантных линий», исходящих из трех нонвариантных точек I', I'' и I'''. Каждая из нонвариантных точек отвечает единственным значениям температуры и давления, при которых возможно сосуществование шести d аз. При нагревании искусственного четырехфазового перидотита достигается равновесие диопсид (Di) + форстерит (Fo) + энстатит (En) (или протоэнстатит Pr) + R + жидкость (Liq) и появляются первые порции жидкости. Таким образом, кривая *CMAS* фиксирует начало плавления таких четырехфазовых кристаллических ассоциаций.

Для сравнения на фиг. 1 приведена также кривая зависимости от температуры и давления соответствующего исевдомоновариантного равновесия в естественном перидотите (KA 64—16) [5]. В этом случае температура начала плавления ниже на 100—160 °С в связи с присутствием дополнительных компонентов, главным образом FeO и Na₂O. Кроме того, темными квадратиками на диаграмме показаны условия начала плавления искусственного и природного перидотитов, определенные Ризем и Харрисом [11], а также O'Харой и Йодером [10].

На фиг. 1 лишь проиллюстрированы соотношения температур и давлений фазового равновесия, тогда как в табл. 1 приведены точные цифровые данные, отражающие влияние давления на равновесие Di -- Fo + En или



Фиг. 1. Моновариантное равновесие Di + Fo + En плп Pr + R + Liq (R — фаза, обогащенная Al_2O_3) в искусственной системе CaO — MgO — Al_2O_3 — SiO₂ (CMAS) и в природной четырехфазовой перидотитовой ассоциации (KA 64-16).

I', I'' и I''' — понвариантные равновския в искусственной системе. Эти точки разделяют кривую моновариантного равновесия на отрезки с участием в области субсолидуса разных глиноземистых фаз (R-фаа) — анортита, шпинеля и пиропа. R — глиноземистал фаза, \Pr — протоэпстатит, En — энстатит, O'H — данные O'Хары [9].

 $\Pr + R < |\cdot|$ Liq. Приведенные в этой таблице экспериментальные данные, взятые из нескольких источников, позволяют наметить следующие три аспекта роли давления, которые следует учитывать при обсуждении полибарической кристаллизации:

- 1) изменение температуры равновесия;
- 2) изменение состава жидкой фазы;
- изменение природы равновесия, а именно числа и характера фаз, находящихся в равновесии с жидкостью.

Таблица 1

	1 атм	10—20 кбар	30 кбар	40 кбар
Температура, °С	Около 1240		Около 1615	1680
Состав расила- ва	Пересыщен SiO ₂	Недосыщен SiO ₂	Пикритовый (нор- мативный гипер- степ)	An 32,4 Di 21,8 En 26,0 Fo 19,9
Реакции	$\begin{array}{c} Fo + Liq \rightarrow An + Di + \\ + Pr \end{array}$	En pearирует с жидкостью	En+Liq→Di+ +Py±Fo	$En + Liq \rightarrow$ $\rightarrow Di + Py \pm Fo$
Источцик	[2], неопубликован- ныс данные О'Хары и Шерера	[7]	[10]	[4]

Условия равновесия системы дноисид (Di) — форстерит (Fo) — энстатит (En) или протоэнстатит (Pr) — глиноземистая фаза R — жидкость при разных давлениях
Полибарическая кристаллизация в системе Di — Fo — кремнезем

Полибарическая фазовая диаграмма системы Di — Fo — кремнезем. Для иллюстрации вероятного направления фракционирования в процессе кристаллизации в полибарических и политермических условиях была выбрана субсистема Di — Fo — кремнезем тройной системы CaO — MgO — SiO₂. Отчасти это объясняется наличием данных о положении главных границ полей устойчивости фаз субсистемы как при атмосферном давлении, так и при 20 кбар. При рассмотрении этой безглиноземистой системы отпадают дополнительные сложности, возникающие в результате появления серии фаз (анортит, шпинель и пироп), последовательно сменяющих друг друга по мере увеличения давления. Кроме того, создается возможность отобразить полибарические соотношения на двумерной трехкомпонентной диаграмме состояния, тогда как трехмерная модель четырехкомпонентной системы весьма ненаглядна.

На фиг. 2 показаны границы устойчивости фаз в системе Di — Fo — SiO₂ при атмосферном давлении по данным Кусиро и Шерера [8]. Здесь же приведены поля устойчивости фаз при 20 кбар, определенные Кусиро [6]. Для соотношений фаз при 20 кбар возможна и другая интерпретация экспериментальных данных, кроме приведенной на фиг. 2. Отметим, в частности, что Di и Pr или En при повышенных температурах образуют твердые растворы как в условиях атмосферного давления, так и при 30 кбар [1, 3]. У форстерита проявляется ограниченное поле твердых растворов в направлении к ларниту, Ca₂SiO₄.





Показаны также области устойчивости фаз при равновесии Di_{ss} + Fo_{ss} + En_{ss} + Liq в условиях давления 20 кбар [6]. Подчеркнуты температуры равновесия при 20 кбар. Сг — кристобалит, Di и Di_{ss} диопсид и диопсидовые твердые растворы, En и En_{ss} — энстатит и энстатитовые твердые растворы, Fo в Fo_{ss} — форстерит и форстеритовые твердые растворы, Pr и Pr_{ss} — протоэнстатит и протоэнстатитовые твердые растворы, Tr — тридимит.

Фиг. 3. Увеличенная п несколько искаженная днаграмма равновеспя в полибарических условиях (от 1 атм до 20 кбар) для части системы Di - Fo - кремнезем. Границы устойчивости фаз в изобарических условиях показаны по данным соотпоказаны по данным соот-ветствующих диаграмм сис-темы Di_{ss} ; $Fo_{ss} + Pr_{ss} +$ +Liq(A) при давлении 1 атм $и системы <math>Di_{ss} + Fo_{ss} +$ $+En_{ss} + Liq при 20 мбар$ (A'). Вычисленные подоженяя границ фаз при 10 кбар показаны на пунктирной показаны на пунктирной линии. Пунктирной АА' соответствует геометри-ческому месту точек соста-вон жидкостей моновариантного равновесия в полибарических условиях от 1 ат. до 20 кбар. Точечная линия DD" — вероятное геометрическое место точек термичесского порога в разновесии Di_{ss} + Fo_{ss} + Liq. Линии XD и $L_{5}Y$ соответствуют устойчивости форстсрита; COOTBETCTBYOT устойчивости форстсрита; они радиально расходятся из точки состава форстерита. Индексами в скобках [например, (En), (Fo)] показаны области, в которых зактюченные в скобки фазы рас-творяются. Значение индексов см. в подинен к фиг. 2.



Па фиг. З приведена увеличенная часть диаграмы фиг. 2, иллюстрирующая взаимоотношения фаз в области нонвариантных точек A и A' (при 1 атм и 20 кбар). Положение этих точек определяет состав жидкостей, сосуществующих с тремя твердыми фазами при двух значениях давления соответственно.

Рассмотрим равновесие $Di_{ss} + Fo_{ss} + Pr_{ss}$ или $En_{ss} + Liq$. В этой тройной системе максимальное число степеней свободы равно пяти. В изобарических условиях при давлении 1 атм равновесие, следовательно, будет нонвариантным. Жидкость может иметь лишь один-единственный состав, отвечающий точке А. При полибарических условиях, однако, равновесие получает дополнительную степень свободы. Оно становится моновариантным, и для определения состава жидкости мы должны иметь фиксированное значение температуры или давления. В проекции полибарического ликвидуса тройной системы составы равновесных жидкостей отражаются линией. Такая вероятная линия для полибарических условий в интервале давлений от 1 атм до 20 кбар показана на диаграмме пунктиром AA'. В настоящее время отсутствуют данные о составе жидкости для всех промежуточных значений давлечия.

10-0295

Рассуждая сходным образом, мы приходим к выводу, что равновесие $Fo_{ss} + En_{ss}$ или $Pr_{ss} + Liq$ имеет при 1 атм моновариантный характер и состав жидкости характеризуется линией. В полибарических условиях это равновесие дивариантно и составы жидкостей располагаются на определенной поверхности. Какой-либо конкретный состав жидкости однозначио соответствует лишь определенным единичным значениям как температуры, так и давления.

Точно так же и составы жидкости в равновесии Di_{ss} + Liq в изобарических условиях выражаются площадью, а в полибарических условиях — объемом.

Таким образом, границы устойчивости фаз на фиг. 3 при 1 атм и 20 кбар представляют собой предельные конечные члены бесконечной серии изобарических политермических условий. На фиг. 3, кроме фазовых границ при 1 атм и 20 кбар, показаны также вероятные поля устойчивости фаз при промежуточном значении давления (около 10 кбар). Следовательно, эта полибарическая политермическая диаграмма представляет собой проекцию серии изобарических тройных ликвидусов в направлении оси давления.

Направление фракционирования в полибарических и политермических условиях. Рассмотрим, используя фиг. 3, особенности фракционной кристаллизации в полибарических и политермических условиях жидкости, возникшей в результате парциального плавления состава, отвечающего точке Z при 20 кбар. Этот состав (Z на фиг. 2 и 3) принят как условный безглиноземистый эквивалент мантии Земли. Допустим, что к началу плавления при 20 кбар все три твердые фазы (Foss, Diss, Enss) были устойчивы. Первая порция жидкости возникает при температуре 1640 ± 10 °С и будет иметь состав L_1 . По мере развития парциального плавления Diss полностью выплавится, и состав жидкости будет далее изменяться по кривой L_1L_4 . При достнжении состава L_4 должен полностью выплавиться компонент Enss, после чего при парциальном плавлении будут возникать жидкости типа L_5 , располагающиеся по линии, соединяющей Fo и Z и продолжающейся к L_4 .

Фракционная кристаллизация и дифференциация, осуществляющиеся в процессе парциального плавления, начиная с 20 кбар явно зависят от соотношений между скоростями изменения двух переменных — T и P, т. е. от dT/dP. В природных условиях dT/dP магматической системы будет связана со скоростью подъема магмы. Тесная взаимосвязь dT/dP и скорости подъема магмы позволяют высказать следующие соображения.

Рассмотрим поведение жидкости состава L_4 , возникшей в условиях давления 20 кбар в двух предельных случаях — при dT/dP, стремящейся к бесконечности, и при dT/dP, стремящейся к 0.

В первом случае мы, по существу, имеем дело с изобарической кристаллизацией при 20 кбар. При полном фракционировании кристаллов и жидкости в этом случае должна возникнуть остаточная жидкость, состав которой будет изменяться по линии $L_4 - A' - M_2$, причем последняя порция кристаллизующегося расплава будет соответствовать нонвариантному эвтектическому равновесию $\mathrm{Di}_{ss} + \mathrm{Fo}_{ss} +$ акерманит + Liq. Между A' и M_2 остаточная жидкость будет недосыщена кремнеземом.

В противоположность этому в случае, когда dT/dP стремится к 0, при атмосферном давлении должна возникать перегретая жидкость M_1 состава L_4 . Если система не сообщается с вакуумом, то dT/dP стремится к бесконечности и осуществляется совершенная фракционная кристаллизация в изобарических условиях. Эволюция состава остаточной жидкости характеризуется последовательным обогащением кремнеземом и происходит вдоль линии $L_4 - Y$, а затем в направлении к нонвариантному равновесию $\mathrm{Di}_{\mathrm{ss}} +$ $+ \mathrm{Pr}_{\mathrm{ss}} +$ тридимит + Liq через равновесия $\mathrm{Pr}_{\mathrm{ss}} +$ Liq и $\mathrm{Pr}_{\mathrm{ss}} +$ Di_{ss} + Liq. В природе перегретые магмы этого типа, вероятно, действительно застывают на земной поверхности в виде лав с большим количеством стекла. Между двумя рассмотренными крайними случаями существует бесчисленное количество переходных типов фракционирования в полибарических политермических условиях. Характер эволюции расплава должен быть связан со скоростью его подъема. Дополнительные усложнения обусловливаются вариациями dT/dP в процессе фракционирования. Этот последний фактор в природе должен быть тесно связан с изменением скорости восхождения магмы.

Таким образом, в полибарических условиях за счет парциальных выплавок из любой маптийной ассоциации потенциально могут возникать весьма различные по составу остаточные жидкости и кристаллические продукты.

Рассмотрим серию остаточных жидкостей с составами $L_4 - a - M_3$. В этом случае dT/dP в процессе фракционной кристаллизации имест относительно небольшое значение и почти постоянна. Исхопный парпиальный состав L₄ при 20 кбар равновссен с Fo_{ss} и En_{ss}. При последующем уменьшении давления и температуры dT/dP ассоциации возникающих кристаллов и жидкостей оказывается подобной dT/dP равновесия $Fo_{ss} + En_{ss} + Liq$. В результате этого такая смесь кристаллов и жилкости продолжительное время удерживается в состоянии упомянутого равновесия, тогда как состав остаточных жидкостей изменяется в направлении к а и М₃. При подобном направлении фракционирования осадившиеся кристаллы будут представлены преимущественно Fo_{ss} и небольшим количеством En_{ss} или Pr_{ss}. Эту ассоциацию можно трактовать как кристаллический продукт Fo_{ss} + En_{ss}, осадившийся при наличии изобарического равновесия Fo_{ss} + En_{ss} + Liq, с добавлением «избытка» Foss, осаждение которого должно было предотвращать парушение этого равновесия в смеси кристаллов и жидкости, поскольку по мерс уменьшения давления происходит увеличение первичного объема фазы Foss. Так как dT/dP рассматриваемой смеси кристаллов и жидкости, с одной стороны, и равновесия Foss + Enss + Lig, с другой стороны, очень близки в нашем примере, то «избыточный» Foss будет составлять большую часть кристаллического осадка.

При некотором давлении ниже 10 кбар Fo_{ss} должен резорбироваться в условиях равновесия Fo_{ss} + Pr_{ss} + Liq. В результате при условии полного фракционирования Fo_{ss} совершенно исчезнет в кристаллической взвеси. Это изменение состава кристаллической части должно произойти в момент, когда состав остаточной жидкости будет близок к *a*, однако точно он может быть определен лишь при условии, если известен состав осаждающегося En_{ss} или Pr_{ss}.

Поскольку фракционная кристаллизация осуществляется при участии лишь двух твердых фаз, изменение состава остаточной жидкости от L_4 до *а* должно в общем осуществляться криволинейно, как это показано на фиг. З. Эволюция состава остаточной жидкости от *a* до M_3 происходит в соответствии с другой кривой, отличие которой от отрезка L_4 — *a* определяется тем, что осаждаться будет уже одна фаза — ромбический пироксен.

Фракционирование в соответствии с кривой $L_4 - b - c - d - e - M_3$ может осуществляться при фракционной кристаллизации парциального расплава, возникшего при 20 кбар, в условиях низкой dT/dP. При этом, однако, в отличие от рассмотренного выше случая нельзя принимать, что dT/dPимеет постоянную величину.

Пока состав жидкости находится между L_4 и b, dT/dP ассоциации расплава и кристаллического осадка будет меньше, чем при дивариантном равновесии $Fo_{ss} + En_{ss} + Liq$. В связи с этим «избыточный» Fo_{ss} будет осаждаться в недостаточном количестве, и состав остаточной жидкости при любом заданном давлении не будет соответствовать дивариантному равновесию; фактически ассоциация будет тривариантной $Fo_{ss} + Liq$ и единственной кристаллизующейся фазой будет Fo_{ss} . Поскольку колебания состава Fo_{ss}

()*

невелики, эволюция состава остаточной жидкости должна осуществляться по кривой, очень близкой к прямой $L_4 - b$.

Если при достижении составов остаточной жидкости, близких к точке b, произойдет увеличение dT/dP ассоциации жидкости и кристаллов, взвешенных в ней, то вновь могут реализоваться условия равновесия Fo_{ss} + + En_{ss} + Liq. При дальнейшем же увеличении dT/dP этой ассоциации изменение состава остаточной жидкости будет осуществляться по линии b - c, а в кристаллическом осадке будут присутствовать две фазы — Fo_{ss} и En_{ss} .

Уменьшение dT/dP ассоциации расплава и взвешенных в нем кристаллов в момент, когда состав остаточной жидкости отвечает точке *c*, может привести к повторному возникновению условий существования ассоциации Fo_{ss} + + Liq. В соответствии с этим состав кристаллической взвеси должен резко измениться от Fo_{ss} + En_{vs} до Fo_{ss}.

На фиг. З показана последовательность фракционирования для случая, при котором проявляются еще два изменения величины dT/dP в моменты, когда состав остаточной жидкости близок к точкам d и e. Изменения, осуществляющиеся здесь, близки к рассмотренным для точек b и c. В конечном счете при давлении, близком к атмосферному, возникает остаточная жидкость состава M_3 .

Интересное различие двух направлений фракционирования заключается в том, что из начальной жидкости одного и того же состава L_4 в процессе ее эволюции к конечному остаточному расплаву также одинакового состава M_3 будут возникать различные ассоциации кристаллических фаз. При этом суммарные количества выделившихся Fo_{ss} и ромбического пироксена в обеих сериях кристаллических осадков будут одинаковыми. Однако распределение двух фаз в двух линиях эволюции различно. Во втором случае возникают ассоциации Fo_{ss} и Fo_{ss} со значительным количеством ромбического пироксена, а в первом единственной ассоциацией кристаллических фаз будет Fo_{ss} с очень малым количеством ромбического пироксена.

При условии относительно большой величины dT/dP парциальный расплав, возникший при 20 кбар, может претерпевать фракционную кристаллизацию по линии $L_2 - f - g - M_4$. В общем случае эволюция здесь осуществляется при условии, что dT/dP ассоциации расплава и взвешенных в нем кристаллов имеет бо́льшую величину, чем у моновариантного равновесия $Di_{ss} + Fo_{ss} + En_{ss} + Liq$. В пределах интервала составов остаточных жидкостей между L_4 и точкой пересечения кривой их эволюции с линией AA' ассоциация расплава и взвешенных в нем кристаллов удерживается в пределах равновесия $Fo_{ss} + En_{ss} + En_{ss} + Liq$. При этом в кристаллический осадок выпадают Fo_{ss} и En_{ss} .

Изредка возникают условия моновариантного равновесия и кристаллизуется $\mathrm{Di}_{\mathrm{ss}}$, тогда как $\mathrm{En}_{\mathrm{ss}}$, находящийся в реакционных взаимоотношениях с расплавом, перестает выпадать в осадок. Поскольку значение dT/dPассоциации кристаллов и расплава больше, чем соответствующая величина для моновариантного равновесия, фракционирование по мере падения температуры и давления осуществляется в рамках равновесия $\mathrm{Di}_{\mathrm{ss}}$ + $\mathrm{Fo}_{\mathrm{ss}}$ + Liq . Кристаллический осадок представлен двумя фазами: $\mathrm{Di}_{\mathrm{ss}}$ и $\mathrm{Fo}_{\mathrm{ss}}$.

В момент, когда состав жидкости достигает точки g, уменьшение dT/dP обусловливает смену дивариантного поведения расплава с взвесью кристаллов на трехвариантное и фракционирование осуществляется за счет кристаллизации Fo_{ss} в рамках равновесия Fo_{ss} + Liq. Перед тем как состав остаточного расплава достигнет точки M_4 , происходит увеличение dT/dP и восстанавливается равновесие Di_{ss} + Fo_{ss} + Liq. При низких давлениях от остаточных расплавов состава M_3 отделяется жидкость состава M_4 , что происходит в результате наличия в равновесии Di_{ss} + Fo_{ss} + Liq термического порога DD''. В результате фракционирования расплава M_4 должны возникать остаточные продукты, сильно недосыщенные кремнеземом.

Если фракционирование осуществляется в рамках ливариантного равновесия $Di_{es} + Fo_{es} + Lig$. Эволюция состава происходит по линии $L_2 - t$ — h — M₅. При этом в момент, когда состав остаточной жидкости становится близким к f, должно происходить уменьшение величины dT/dP. Между точками f и h кристаллизуется лишь одна фаза — Foss. При дальнейшей эволюции увеличение dT/dP может способствовать восстановлению условий равновесия Diss + Foss + Liq, когда состав остаточных расплавов приблизится к h. При низком павлении в условиях прополжаютегося фракционирования состав остаточного расплава будет отвечать точке М₅. На этих поздних стадиях эволюции Fo_{ss} может раствориться. Однако реакция $Fo_{ss} \rightarrow Di_{ss} + Liq$ в системе $Di - Fo - SiO_2$ изучена недостаточно [8], поэтому такое направление фракционирования на фиг. З отображено без учета резорбция Foss. Если все-таки при фракционной эволюции в условиях низкого давления эта реакция осуществится, то должно выделиться небольшое количество одного Diss, и состав остаточных расилавов будет изменяться в направлении от точки Diss в сторону линии AA', при достижении которой начнет кристаллизоваться Pr.

Необходимо отметить две особенности направлений фракционной эволюции расилавов $L_2 = M_4$, $L_2 = M_5$ и $L_4 = a = M_3$. Во-первых, вследствие полибарических условий фракционной кристаллизации линия изменения состава остаточных расплавов может пересечь термический порог DD" (например, отрезок f = h). Во-вторых, в результате реализации заметно различающихся направлений эволюции одинакового исходного расплава Z, образующегося при парциальном плавлении 20 кбар, могут возникнуть остаточные жидкости близкого состава (например, М з и М 5). Таким образом, остаточные расплавы не дают возможности судить о характере исходного парциального расплава, состав которого может колебаться от L_1 через L_4 и L_5 до Z. При дальнейшей эволюции M_3 и M_5 должны стать совершенно идентичными по составу (в рамках равновесия $\Pr_{ss} + Di_{ss} + Liq$), несмотря на резкие различия свойств кристаллических фаз, выпадающих в процессе полибарического фракционирования. Действительно, в серии $L_4 - a - M_3$ кристаллический осадок представлен $Fo_{ss} + En_{ss}$ (позже Pr_{ss}), а в серии $L_2 - h - M_5$ кристаллические продукты последовательно представлены $Fo_{ss} + En_{ss}$, $Di_{ss} + Fo_{ss}$, Fo_{ss} , а, возможно, также и Di_{ss} .

Рассмотрим в заключение направление фракционирования $L_3 - k - k$ $-m - M_{\theta}$. В этой серии, как и в случае эволюции по кривой $L_2 - g$, dT/dPассоциации расплава и взвешенных в нем кристаллов значительно больше, чем при равновесии Diss + Foss + Enss + Liq. Вначале фракционирование осуществляется в рамках равновесия Foss + Enss + Liq, причем обе твердые фазы выпадают в кристаллический осадок. Когда состав остаточного расплава начнет отвечать точке k, в осадок будет выпадать также Di_{ss} . После этой точки фракционирование не будет происходить даже в том случае, если dT/dP будет сильно превышать аналогичную величину моновариантного равновесия Diss + Foss + Enss + Liq, поскольку это равновесие представляет собой эвтектику между D" и m. Даже в случае очень большой dT/dP последние капли жидкости должны исчезнуть прежде, чем ее состав достигнет точки т. Если все-таки состав жидкости достигнет точки т, то начнется растворение одной из твердых фаз (Foss), и при соответствующей dT/dP может осуществляться фракционирование при температурах более низких, чем характерные для рассматриваемого равновесия в пределах интервала условий от т до А. Кристаллические фазы будут представлены Diss и ромбическим пироксеном, и при низком давлении может возникнуть остаточный расплав состава, близкого к М.

Термический порог. Важнейшее значение для кристаллизационного фракционирования базальтовых расплавов имеет термический порог *DD*", существующий в области низких и средних давлений. Он разделяет две области существования расплавов, в одной из которых в конечном счете происходит эволюция к недосыщенному кремнеземом составу Di_{ss} + Fo_{ss} + + акерманит + Liq, а в другой — к пересыщенной кремнеземом конечной точке состава. На диаграмме для давления 1 атм этот порог представлен просто точкой D, термическим максимумом кривой Di_{ss} + Fo_{ss} (фиг. 4). В условиях полибарического фракционирования существуют значительная



Фиг. 4. Часть полибарической (1 атм — 20 кбар) фазовой диаграммы системы Di — Fo — кремнезем. Крапом показана область составов жидкостей, которые в процессе фракционной кристаллизации не относятся с определенностью к какому-либо одному из двух контрастирующих направлений фракционирования при низком давлении. Значение ивдексов см. в подписи к фиг. 2.

лены в табл. 1 (см., например, [9]). Это позволило приложить к природной системе общие принципы полибарического фракционирования, и в результате рассмотрения вероятных соотношений выдвинуть следующие положения, касающиеся дифференциации восходящей основной магмы.

1. Поскольку в процессе полибарической кристаллизации восходящей магмы появляется дополнительная степень свободы в системе, обусловливающая менее полную кристаллизационную дифференциацию, фракционную эволюцию восходящей основной магмы точно определить труднее, чем направление изменений состава в изобарических условиях.

Направления изменений состава остаточных жидкостей и число кристаллизующихся фаз в каждой системе восходящей магмы уникальны и должны зависеть в основном от соотношения dT/dP магмы и dT/dP соответствующего фазового равновесия.

область составов жилкостей (выделена краном на фиг. 4). которой не происхолит определенной эволюции в сторону той или иной из пвух контрастирующих конечных точек состава. Отметим, в частности, что некоторые жилкости на малокремнеземистой стороне от порога DD'', из которых нормально осаждатвердые ются лвө លំងនស $(Di_{ss} + Fo_{ss})$, даже при низких давлениях при условии соответствующей dT/dP могут выделять одип лишь Го. и в конечном счете эволюционировать в сторону пересыщенного кремнеземом остаточного расплава.

Заключение

Совершенно очевидно. что соотношения фаз в полибарических условиях в искусственной системе Di - Fo -SiO₂ нельзя прямо использовать (даже качественно) при рассмотрении фракционной кристаллизации основной магмы. Однако сложности природной системы отчасти можно понять, исходя из таких обусловленных давлением особенностей ее поведения, которые перечис-

2. Если допустить, что dT/dP восходящей магмы соизмерима со скоростью се полъема, то мелленно полнимающиеся расплавы должны эволюпионировать в сторону пятифазовых псевдомоновариантных условий с участисм моноклинного пироксена, оливина, ромбического пироксена, R и жилкости: фракционирование в этом случае осуществляется до постижения этих псевномоновариантных условий на большей глубине при условии появлепия реакционной точки. У быстрее полнимающихся магм булет проявляться тенденция сохранять температуру выше упомянутого пятифазового равновесия. В связи с непрерывным увсличением объема первичной оливиновой фазы по мере уменьшения давления в природной системе [9], а также вследствие того, что любой перипотитовый парпиальный расплав полжен вначале находиться в равновесии с оливином, составы таких относительно быстро поднимающихся магм будут заметно варьировать лишь по солержанию оливина, но мало изменяться или совершенно не отличаться с точки здения поведения других компонентов.

3. В связи с возможностью осуществления бесчисленных направлений эволюции магмы, количественная и даже качественная их оценка по включениям пород (серия подулей), которые обычно рассматриваются как кристаллические осалки ранних этапов полибарической эволюции расплава, очень трудна и не может служить для оценки исходного состава магмы.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Boyd F. R., Schairer J. F., The system $MgSiO_3 \rightarrow CaMgSi_2O_4$, J. Petrology. 5, 275, 1964.
- 2. Chinner G. A., Schairer J. F., The join $Ca_3Al_2Si_3O_{12} Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ and its bearing on the system $CaO MgO Al_2O_3 SiO_2$ at atmospheric pressure, Am.
- J. Sci., 260, 611, 1962.
 D a v i s B. T. C., B o y d F. R., The join Mg₂Si₂O₆ CaMgSi₂O₆ at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites, J. geophys. Res., 71, 3567, 1966.
- 4. Davis B. T. C., Schairer J. F., Melting relations in the join diopside for-Davis B. T. C., Schairer J. F., Melting relations in the join diopside — for-sterite — ругоре at 40 kilobars and at one atmosphere, Yb. Carnegie Instn Wash., 64, 123, 1965. [См. русский перевод: Б. Т. К. Дэвис, Дж. Ф. Шерер, Плавление в сечении диопсид — форстерит — пирон при 40 кбар и 1 атм, в кн. Д. Х. Грина, А. Э. Рипгвуда и др. «Петрология верхией мантии», изд-во «Мир», М., 1968.]
 I to K., Kennedy G. C., Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars, Am. J. Sci., 265, 211, 1967.
 K u shiro I., The system diopside — forsterite — enstatite at 20 kilobars, Yb. Car-negie Instn Wash., 63, 101, 1965.
 K u shiro I., The liquidus relations in the systems forsterite — CaAl₂SiO₆ — silica and forsterite — nepheling — silica at high pressures. Yb. Carpegie Instn Wash. 64

- and forsterite nepheline silica at high pressures, Yb. Carnegie Instn Wash., 64, 103, 1965. [См. русский перевод: И. Кусиро, Плавление в системах форстерит СаАl₂SiO₆ — кремнезем и форстерит — пефелин — кремнезем при высоких давле-пиях, *в кн.* Д. Х. Грина, А. Э. Рингвуда и др. «Петрология верхней мантии», изд-во «Мир», М., 1968.]
- 8. Kushiro I., Schairer J. F., New data on the system diopside forsterite silica, Yb. Carnegie Instn Wash., 62, 95, 1963.
 O'H a r a M. J., The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systematic studies. The second state of the studies of the studies of the studies of the studies of the studies.
- tems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks, Earth Sci. Rev., 4, 69, 1968.
- 10. O'H a r a M. J., Y o d e r H. S., jun., Formation and fractionation of basic magmas at high pressures, Scott. J. Geol., 3, 67, 1967. 11. Reay A., Harris P. G., The partial fusion of peridotite, Bull. volcan., 27, 115.
- 1964.

поток летучих, концентрация тепла и генерация магмы

Д. Бейли

Введение

Пути внедрения магмы зависят от многих факторов. Часть из них относится к числу внешних факторов, например природа, степець прогретости и структура вмещающих пород. Другие факторы — впутренние: химический состав, температура, вязкость, скорость поступления и фазовый состав магмы. Внутренние характеристики магмы определяются способом ее образования и дальнейшей эволюцией. При этом, вероятно, наименее ясный вопрос в проблеме геперации и развития магм — роль летучих компонентов. Эти компоненты, кроме того, имеют особенно важное значение для так называемых магм остаточного типа, с которыми связано образование трахит-фонолитовой, трахит-риолитовой и карбонатитовой ассопнаций магматических пород стабильных континентальных регионов, а также спилитовой ¹ и шелочно-известковой ассоциаций подвижных поясов. Ниже рассматривается роль летучих компонентов в магматизме стабильных регионов, поскольку для такого магматизма, судя по имеющимся геологическим, тектоническим и изотопным данным, можно не учитывать возможного участия морской воды и глубоко погребенного сиалического материала.

Постановка проблемы

При изучении обогащенных летучими компонентами континентальных магм возникает ряд проблем — от проблемы механизма их извержения до проблемы соотношений с обычными магмами. Однако главнейшими вопросами можно считать вопросы о приуроченности таких магм к специфическим зонам земной коры, о концентрации в них летучих и (так же как и применительно ко всякому магматизму) о способе концентрации тепла, необходимого для плавления. Изучение тектонической обстановки формирования «остаточных» магм выявило их приуроченность к регионам ослабленного давления, что приводило к плавлению в глубоких частях земной коры и в верхней мантии [1]. В простейшем случае этот фактор может действовать применительно лишь к тем ассоциациям пород, у которых параметры плавления, например dT/dP, имеют положительный знак, т. е. он справедлив только для так называемых «безводных» ассоциаций. Можно считать, что это условие проявляется в глубоких частях земной коры, где насыщенные ассоциации в связи с существованием среднего геотермического градиента в конечном счете нсизбежно должны подвергаться плавлению. Другой результат существования зон ослабленного давления заключается в том, что сюда вследствие возникновения нового градмента давления устремляются летучие и другие подвижные составные части. Концентрация летучих в зонах действующих вулканов подтверждается проявлениями сильного эксплозивного вулканизма и, вероятно, еще в большей мере, хотя и менсе очевидно, непрерывным выделением в этих районах газов, даже в нериоды покоя. Очевидно, в данном случае мы имеем дело с по крайней мере периодически открытой системой, которая обеспсчивает поступление к земной повсрхности газов и магмы, возникших при участии ювенильных газов глубоких частей земной коры и верхней мантии. В результате такой миграции летучих происходит

¹ Едва ли можно говорить о спилитах как о породах первичной кристаллизации. Более правильно рассматривать их как продукт метаморфизма соответствующих эффузивных пород. — Прим. ред.

два явления — изменяются термические условия в зоне растяжения и преобразуется валовой состав вещества в местах наибольшей концентрации летучих.

Влияние летучих на процесс плавления

Введение в химическую систему любого нового компонента должно понижать интервал плавления, и летучие в этом отношении не представляют исключения. В действительности же введение летучих в большинстве минеральных систем может вызывать очень резкое понижение температуры

плавления и даже привести к приеципиально иным параметрам этого процесса. В «сухих» условиях при плавлении общий объем системы увеличивается; следовательно, температура плавления должна возрастать по мере увеличения давления. В том же случае. когда присутстлетучие, которые вуют могут входить R состав выплавляющейся фазы, результате R плавления обычно происходит уменьшение общего объема: следовательно. **у**величение давления понижает температуру плавления. Эти соотношения были доказаны экспериментально на большом числе минералов; на фиг. З они графически иллюстрируются на примере Na — Fe-пироксена. акмита. Такие же закономерности были обнаружены Йодером и Тилли [16] при изучении базальтов. На фиг. 1 приведена РТдиаграмма этих авторов, иллюстрирующая поведе-



Фиг. 1. Условия плавления эклогитов в интервале давлений 0—10 кбар в безводной обстановке и в присутствии воды.



ние природных эклогитов в условиях континентальной земной коры (0— 10 кбар) при наличии и в отсутствие воды. Кривая начала плавления на этой диаграмме соответствует условию $P_{H_{2O}} = P_{o6m}$. Когда $P_{H_{2O}}$ меньше P_{o6m} , плавление начинается при больших температурах, но ниже точек кривой с $P_{H_{2O}} = 0$. Часть диаграммы, расположенная между этими крайними кривыми и покрытая крапом, соответствует области условий PT, при которых плавление безводного базальта может начаться без какого-либо увеличения температуры или изменения давления, в силу простого введения в систему воды. Такого рода плавление, вслед за Татлом и Боуэном [15] можно назвать адиабатическим. Эти авторы описали адиабатическую кристаллизацию в гранитной системе, хотя в системе, открытой для летучих, и должен был происходить некоторый перенос тепла. Татл и Боуэн очень убедительно описали процесс кристаллизации, обусловленный удалением из расплава летучих, Они не рассматривали обратный процесс плавления при введении летучих,





Фиг. 3. Условия плавления акмита NaFeSi₂O₆ ниже кривой его плавления в безводной обстановке (P_{H2O} = 0) [8].

обстановке (г $H_{20} = 0$) [0]. Линия HM — кривая плавления при $P_{H_2O} = P_{Ofill} C P_{O_2}$, регулируемым гематит-магнетитовым буфером; WM — кривая плавления аффевсонитового амфибола, который замецает акмит в твердом состоянии при P_{O_2} , регулируемом вюстит-магнетитовым буфером. Крапом покрыта область PT, в которой происходит плавление акмита в присутствии H_{2O} при различных значениях P_{O_2} . но указывали на его вероятность при соответствующих условиях, отмечая при этом очень интересные возможности петрогенетических построений.

На фиг. 2 привелены кривые плавления обычных магматических пород в присутствии избытка волы. В естественных условиях ввеление летучих полжно влиять на плавление еще многообразнее в связи с появлением не только волы, по и пругих компонентов и их сочетаний. Это полжно усиливать ряд физических свойств горных пород, например сжимаемость. О влиянии других газов, кроме паров воды, на экспериментальные системы при повышенных температурах имеются лишь ограниченные сведения [7]. Выявлено влияние изменения парциального давления кислорода на системы с участием железа. Установлено, что при понижении летучести кислорода заметно уменышается температура плавления мафических пород [10]. Очень наглялный пример влияния парпиального давления кислорода дало изучение относительно «простой» системы акмит — вода [3]. На фиг. З показаны изменеция условий плавления в этой системе при изменении давления вопы от $P_{H,O} = 0$ до $P_{H,O} = P_{O,O,M}$ и при переменной величине $P_{O,O}$. В условиях низкого парциального давления кислорода акмит неустойчив и замещается арфведсонитовым амфиболом. Область, показанная на диаграмме крапом, соответствует интервалу плавления, хотя выделена она пока педостаточно строго. поскольку еще не полностью определена зависимость пропесса от изменения потенциала летучих в системе. Верхний предел области плавкости показан без учета влияния парциального давления кислорода на плавление в безводных условиях. У нажнего предела происходит образование амфибола с высвобождением силиката натрия, который растворяется в сосуществующей флюидной фазе. Показанные здесь изменения плавления, вероятно, могут играть очень важную роль в щелочном магматизме.

Автор предлагает называть интервал между кривыми плавления в присутствии избытка летучих и в безводных условиях «водно-сухим» (wet-dry) интервалом плавкости. Полученные экспериментальные данные показывают, что введение летучих в безводную систему в этом интервале условий может обусловить частичное или полное плавление. Реализация этого процесса, вероятно, зависит от физических и химических особенностей среды, в которой перемещаются летучие, и в особенности от термического состояния кристаллического всщества и летучих.

Ограничительные условия

На фиг. 4 геотермические градпенты областей с нормальным и повышенным тепловым потоком в океанических и континентальных регионах сопоставляются с кривой начала плавления щелочного базальта. Хорошо видно, что в регионах с тепловым потоком повышенной (выше средней) интенсивности базальты и тем более другие обычные магматические породы на глубине болсе 20 км попадают в интервал условий плавления в присутствии воды. Предполагается, что обычно породы на такой глубине находятся в твердом состоянии и, по существу, безводны. В равной мере, однако, очевидно, что в зонах активной дегазации мантии в связи с достаточной прогретостью глубоких частей земной коры привнос летучих может вызвать парциальное плавление при условии не меньшей, чем в окружающей среде, температуры летучих.

По мнению Грейтона [9], газы не играют важной роли в качестве агентов переноса вулканического тепла; наоборот, они скорее обусловливают процесс охлаждения. Для вулканических явлений высоких коровых горизонтов заключение Грейтона пока можно считать справедливым, однако для условий глубоких частей земной коры, где эти соединения имеют бо́льшую плотность, чем в жидком состоянии при низких температурах и давлениях, это положение необходимо пересмотреть. При расширении этих газов в интервале



Фиг. 4. Геотермические градиенты в континентальных (СN и СH) и океанических (ON и OH) областях соответственно с нормальным (СN, ON) и повышенным (CH, OH) тепловым потоком [11].

AB — кривая начала плавления щелочного базальта [16]. Крапом выделена область условий, в которой базальты находятся в твердом состоянии в безводной обстановке, но начинают плавиться при при вносе H_2O в участки земной коры с несколько повышенным тепловым потоком. Кривая SS соответствует обратимому адиабатическому превращению (при $\Delta S = 0$) H_2O , перемещающейся из мантии в глубокие горизонты земной коры. Кривые H - H и $H_1 - H_1$ отражают превращение H_2O при постоянной энтальпии в процессе движения из мантии в глубокие горизонты земной коры (H - H для 1000° С, $H_1 - H_1$ для 750° С).

высоких давлений происходит гораздо меньшее охлаждение, чем в близповерхностных условиях. На фиг. 4 приведены кривые адиабатического превращения воды, построенные исходя из уравнения состояния, а также по данным зависимостей параметров воды от температуры и давления [14]. Одна из кривых S-S построена по данным для адиабатического поведения воды и отражает обратимое расширение при постоянной энтропии. Ближе к реальным геологическим условиям, при которых предполагается истечение газов в зоны меньшего давления, должна наблюдаться кривая расширения Джоуля — Томсона, характерная для условий постоянной энтальпии. Эта кривая позволяет оценить максимальное внутреннее охлаждение ${
m H_2O}$ в процессе подъема H₂O из участка с данными *PT*-условиями в мантии в земную кору (H - H и $H_1 - H_1$ на фиг. 4). Хорошо видно, что вопреки представлениям Грейтона адиабатическое охлаждение воды, перемещающейся в земную кору из участка мантии со средней типичной температурой, будет меньше, чем падение температуры в окружающей среде вследствие геотермического градиента. Иными словами, в регионах активной дегазации будет происходить перенос тепла вверх, обусловливающий подъем геоизотерм.

В большом интервале условий газы, перемещающиеся из мантии в верхние горизонты, до того как они начнут действовать в качестве охладителей, вызывают повышение температуры в окружающей среде. Судя по кривой наибольшего охлаждения, пары воды, поднимающиеся из мантии с типичными для нее PT-условиями, в средней части земной коры должны (при условии отсутствия дополнительной потери тепла) иметь температуру, на 170° превышающую температуру окружающей среды ($H_1 - H_1$ на фиг. 4). Практически некоторая потеря тепла во вмещающие породы все-таки будет происходить, однако продолжительное течение газов по узким каналам приведет к быстрому прогреву вмещающей среды за счет ее теплопроводности, в связи с чем последующие порции газов будут двигаться в существенно термически изо-

лированной обстановке. По подсчетам Райса и Уолша [14], удельная теплоемкость воды в таких условиях близка к этой величине для жидкой воды при атмосферных температуре и давлении. Отсюда следует, что вода должна быть эффективным агентом переноса тепла из верхней мантии в глубокие части земной коры.

Таблица 1

Давление	15 кбар		10 кбар		5 кбар		
	объем, см ³ /г	темпера- тура, °С	объем, см ³ /г	темпера- тура, °С	объем, см ³ /г	темпера- тура, °С	температура по геотерми- ческому гра- диенту, °С
Кривая <i>H</i> ₁ <i>H</i> ₁ Кривая <i>HH</i>	0,966 1,040	750 1000	1,033 1,106	640 823	1,124 1,197	4 7 9 631	310 310

Расширение при постоянной эвтальнии

Таким образом, в зонах дегазации происходит концентрация тепла, что совместно с явлением понижения температуры плавления летучими превращает их в участки, наиболее благоприятные для частичного плавления и генерации обогащенных летучими магм. После того как началось плавление, система становится еще более эффективной, поскольку при движении расплава вверх тепло будет перепоситься еще интенсивнее, чем восходящим газовым потоком. Близкое представление высказал Барт [5], полагавший, что дегазация была главным фактором генерации магм в регионе Осло.

Приложение концепции

Характер кривых геотермических градиентов, приведенных на фиг. 4. позволяет предположить, что наиболее интенсивно процесс частичного плавлепия должен проявляться в глубоких частях континентальной земной коры. На этих уровнях в пределах шитов, вероятно, преобладает базальтовый материал, хотя местами может еще присутствовать и сиалическое вещество. В подвижных поясах на соответствующие глубины может опускаться сиалический материал, который вовлекается в пропессы плавления. Условия в подвижных поясах исключительно сложные, поэтому весьма затруднительно анализировать различные факторы, которые могут так или иначе влиять на процесс плавления. Магматизм в этих зонах, однако, характеризуется излиянием магм, богатых летучими, а также эксплозивными изверженнями. Поскольку подвижные пояса традиционно считаются участками нисходящих движений и конвективных течений холодного материала, то наиболее простым объяснением пеясного с других точек зрения появления здесь горячих и обогащенных летучими магм представляется воздействие восходящего потока летучих. Общая последовательность магматических образований в подвяжных поясах (офиолиты, риолиты — андезиты, граниты), вероятно, отражает прогрессирующий во времени процесс плавления, обусловленный летучими, которые вначале воздействовали на верхнюю мантию, а затем, по мере эволюции геосинклипали, на базальтовый слой земной коры и погрузившийся сиалический слой.

В оксанических бассейнах роль истечения летучих, по-видимому, сводится преимущественно к локализации теплового потока, поскольку земная кора здесь значительно тоньше и на соответствующих глубинах обычно присутствует лишь относительно тугоплавкий материал мантии. О плавлении ультрабазитов в присутствии летучих пока имеется очень мало данных. Боуэн и Татл [6], рассматривая проблему серпентинизации дунитов, высказали предположение об ограниченной растворимости летучих в ультрабазитовых расплавах. Крупные вулканические суперструктуры, за счет которых происходит местное утолщение океанической коры, могут создавать условия, благоприятные для генерации «остаточных» магм типа трахитов при флюсующем участии летучих, но на этой стадии газы играют подчиненную роль в круппых проявлениях океанического магматизма.

Вероятно, роль потока летучих гораздо лучше можно оцепить в стабильных коптинентальных регнонах. Здесь мощность земной коры, относительная тектоническая стабильность и величина геотермического градиента таковы, что можно ожидать присутствия базальтового материала на глубинах и в условиях, благоприятных для частичного плавления. Региональные поднятия и рифтовые зоны представляют собой участки проявления магматизма с повышенным участием летучих [1] и зоны дегазации мантии. Ориентировка этих зон, для которых характерны щелочные и обогащенные летучими магматические породы, не зависит от положения других структурных элементов земной коры; они должны были возникать в силу специфических условий. Резкая концентрация здесь щелочей и других подвижных компонентов, очевидно, связапа с концентрацией газов, особенно паров воды и двуокиси углерода.

Одна из самых неясных особенностей щелочного магматизма — сушествование провинций с резко различной ролью калия и натрия. Эти соотношения могут отражать колебания состава располагающихся ниже питающих областей, в частности гетерогенность мантии. Последнее предположение обычно отвергается при общем рассмотрении магматизма в оксанических областях. Калисвый щелочной магматизм иногда связывают с взаимодействпем ювенильной карбонатитовой магмы и гранитного сиалического материала. Такому предположению, однако, противоречат данные по содержанию малых элементов и изотопов, соображения о термическом режиме, а также большее количество карбонатитов в натровых провивциях. Этот вопрос рассматривался автором [1, 2] ранее, причем было выявлено, что сравнительно основные обогащенные калием магмы характеризуются меньшим объемом и извергаются в относительно короткие периоды времени. Они представляются эквивалентными кимберлитам, которые пропикают сквозь земную кору в расплавленном состоянии и мало загрязняются коровым материалом. Главные различия калиевых и натровых шелочно-магматических провинций следует связывать с уровпями генерации магмы с учетом геохимических особенностей поведения подвижных компонентов. Минеральный состав и химизм обогащенных калием пород позволяет считать, что активность калия и воды на относительно глубоких уровнях мантии возрастает. Образование натровых щелочных магм, обнаруживающих родство с щелочными базальтами и характеризующихся большими объемами, вероятно, связано с распространснием плавления в верхние горизонты мантии и в глубокие части земной коры, где, видимо, увеличивается активность натрия и двуокиси углерода. Предложенная концепция по мере накопления петрохимических и экспериментальных данных будет модифицироваться, однако несомненно, что копцентрации ультращелочных пород связаны с интенсивной деятельностью летучих и специфической геоструктурной обстановкой.

Одна из замечательных особенностей континентального щелочного магматизма — высокая пересыщенность щелочами во многих провинциях. Исходя из данных по плавлению акмита (фиг. 3), представляется, что при возникновении пересыщенных щелочами расплавов в процессе частичного плавления в зонах пониженного давления очень важное, если не решающее, значение имеет парциальное давление кислорода в летучей фазе. Очень низкое парциальное давление кислорода, во-первых, понижает интервал плавления, а во-вторых, благоприятствует кристаллизации арфведсонита вместо акмита, что приводит к высвобождению во флюидную фазу натрия. В силу ГЕНЕРАЦИЯ МАГМЫ

этих соотношений активность натрия в летучей фазе значительно увеличивается, что приводит к пересыщенности шелочами расплавов, образующихся на верхних уровнях. Летучие, поступающие из мантии, могут иметь низкое парциальное давление кислорода, которое регулируется своеобразным буферным равновесием между свободным углеродом и кислородом (промежуточной реакцией С + О, = СО, можно пренебречь). Вероятно, именно эти соотношения объясняют формирование ассоциации карбонатитов, с одной стороны, с кимберлитами, внедрявшимися из глубоких частей мантии. а с другой — с сильно пересышенными шелочами магмами, возникшими в результате плавления на относительно высоких уровнях.

Заключение

Обычно считают, что процессы плавления в земной коре протекают в закрытой изохимической системе и контролируются главным образом изменениями температуры и общего давления. Однако такие условия маловероятны пля любой системы, открытой для тепла, и особенно пля таких систем с переменным общим давлением, как магматические системы с вулканическим режимом. При магматических явлениях следует ожидать миграции летучих и полвижных компонентов в зоны пониженного давления и растяжения. Эти процессы приволят к частичному плавлению в результате изменения валового состава вещества в зонах пониженного давления. С притоком летучих породы, находившиеся в твердом состоянии в безводной обстановке, должны претерпевать частичное плавление в пределах интервала плавкости в присутствии воды. Экспериментальные данные по плавлению пород и минералов в присутствии летучих подтверждают возможность «адиабатического» плавления такого рода. Модели теплового потока позволяют считать, что условия плавления горных пород в присутствии воды создаются в глубоких частях континентальной коры при наличии обычного геотермического граниента. Кроме того, данные по зависимости параметров обычных газов от температуры и давления свидетельствуют о том, что охлаждение их в результате расширения при подъеме осуществляется медленнее, чем падение температуры в земной коре вследствие геотермического градиента. При подъеме газов на более высокие уровни должен происходить перенос тепла и прогрессивный подъем геоизотерм. Таким образом, в зопах активной дегазации мантии создаются условия, благоприятные для концентрации тепла и частичного плавления. Эта концепция может быть использована для общей интерпретации щелочного магматизма и образования магматических пород, обогатенных летучими, в пределах стабильных континентальных регионов, где в рифтовых зонах и поднятых блоках установлены повышенная эмиссия газов и высокие тепловые потоки. Сходные процессы могли проявляться и в подвижных поясах, однако в этом случае условия плавления анализировать трудпее в связи со сложностью тектонической обстановки и вероятной многократной циркуляцией летучих.

ЛИТЕРАТУРА

- B a i ley D. K., Crustal warping a possible tectonic control of alkaline magmatism. J. geophys. Res., 69, 1103, 1964.
 B a i ley D. K., Carbonatite volcanoes and shallow-intrusions in Zambia, in The
- Carbonatites (Ed. O. F. Tuttle and J. Gittins), Interscience Publishers, New York, p. 127, 1967.
- 3. B a i ley D. K., The stability of acmite in the presence of H₂O, Am. J. Sci. (Schairer Volume), p. 1, 1969.
 4. Barker D. S., Alkalic rocks at Litchfield, Maine, J. Petrology, 6, 1, 1965.
 5. Barth T. F. W., Provenance of the Oslo magmas, Vidensk. Skr., mat.-naturw. Kl.,
- № 4, 1954.

- 6. Bowen N. L., Tuttle O. F., The system MgO SiO₂ H₂O, Bull. Geol. Soc. Ат., 60, 439, 1949. [См. русский перевод: Н. Л. Боуэн, О. Ф. Туттл, Система MgO — SiO₂ — H₂O, в кн. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии», ИЛ, М., 1950.]
- 7. Burnham C. W., Hydrothermal fluids in the magmatic stage, in Geochemistry of hydrothermal deposits (Ed. H. L. Barnes), Holt, Rinehart, and Winstone, N.Y., 1967.
- B. Gilbert M. C., Acmite, Yb. Carnegie Instn Wash., 65, 241, 1967.
 Graton L. C., Conjectures regarding volcanic heat, Am. J. Sci., 243A, 135, 1945.
 Hamilton D. L., Burnham C. W., Osborn E. F., The solubility of water and the effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas, J. Petrology, 5, 21, 1964.
- Her z e n R. P., Surface heat flow and some implications for the mantle, in The Earth's Mantle (Ed. T. F. Gaskell), Acad. Press, Lond. and N.Y., p. 197, 1967.
 H o l m e s A., The petrogenesis of katungite and its associates, Am. Miner., 35, 772,
- 1950.
- 13. Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F., The granite system at pressures of
- 4 -10 kilobars, J. geophys. Res., 69, 759, 1964.
 14. R i c e M. H., W al s h J. M., Equation of state of water to 250 kilobars, J. chem. Phys., 26, 824, 1957.
- Tuttle O. F., Bowen N. L., Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈ KAlSi₃O₈ SiO₂ H₂O, Menn. geol. Soc. Am., 74, 1958.
 Yoder H. S., jun., Tilley C. E., Origin of basalt magmas, J. Petrology, 3, 243, 1962. [См. русский перевод: Г. С. Йодер мл., К. Э. Тилля, Происхож-дение базальтовых магм, изд-во «Мир», М., 1965.]

СООТНОШЕНИЯ ВУЛКАННЗМА И ПЛУТОННЗМА В СВЕТЕ ВАРИАЦИЙ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГОРНЫХ ПОРОД

П. Харрис. У. Кеннеди, К. Скарф

Введение

Уже более полувека известно, что среди вулканических образований преобладают основные базальтоиды, а среди плутонических пород — кислые гранитоиды [13]¹. Эти соотношения состава и преобладающего способа проявления магматических пород были одним из краеугольных камней концепции плутонических и вулканических ассоциаций, выдвинутой Кеннеди и Андерсоном [31]. Однако во время выдвижения этой концепции были еще неясны причины преимущественно эффузивной природы одних магм и интрузивной — других. Лишь в результате работ Татла и Боуэна [46] по солидусу гранитного расплава и Йодера и Тилли [55] по соотношениям солидуса и ликвидуса базальтов было установлено, что причины различий состава плутонических и вулканических пород можно связывать с их химизмом.

Некоторые аспекты такой интерпретации проблемы развиты Винклером [53], Брауном [6], ден Тексом [45] и Бернхемом [8]. Эти авторы, однако, не касались общих вопросов соотношения вулканизма и плутонизма. В пастоящей статье дан обзор проблемы влияния химического состава магм и особенно содержания в них воды на положения солидуса и ликвидуса, в связи с чем рассматриваются возможности излияния главных типов магм на поверхность Земли.

¹ Вперчые на это указал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, который, основываясь на этом свойстве, создал теорию двух голоначальных магм. Дели в цитируемой работе [13] полностью восприняя идею Ленисон-Лессинга. - Прим. ред.

Физические факторы, определяющие способ проявления магматических горных порол

Тенденция магмы каждого данного типа к определенному способу проявления — вулканическому или плутоническому — зависит от трех главных факторов:

- а) наличия доступных каналов для проникновения к поверхности и наличия магмы этого типа в каждой конкретной ситуации, допускающей излияние расплава;
- б) величины эруптивной силы магмы;
- в) флюидности магмы.

В общем кислые и основные магмы должны возникать в различной тектонической обстановке. Уже это может определять преимущественно интрузивный или эффузивный способ становления тел двух главных типов магм. Например, гранитные магмы, вероятно, генерируются преимущественно в периоды орогенеза, в регионах, претерпевающих сжатие. В такие периоды подъем магмы к поверхности, очевидно, затруднен. Если в противоположность этому базальтовые магмы генерируются в условиях растяжения и уменьшения давления, то расплавы основного состава легче будут находить пути движения к поверхности, образуя свиты даек и нотоки базальтов. Однако значение такого простого объяснения снижается тем обстоятельством, что андезиты, вероятно, генерирующиеся в такой же тектонической обстановке, как и граниты, встречаются тем не менее преимущественно в качестве излившихся пород.

Предполагается, что базальты вмеют подкоровое происхождение, и с этой точки зрения, казалось бы, имеют меньше возможностей достичь земной поверхпости по сравнению с гранитными магмами, возникшими внутри земной коры.

С другой стороны, если считать, что эффузивная, или инъекционная, сила магмы обусловлена преимущественно давлением нагрузки окружающих пород, то относительно легкие гранитные расплавы должны были бы скорее выжиматься к поверхности, чем более тяжелая базальтовая магма. Принято считать, что плотность базальтового расплава при 1200 °C составляет 2,65 г/см³, а плотность гранитной жидкости при 800 °C равна 2,4 г/см³. Исходя из этих цифр, можно утверждать, что в среде метаморфических нород базальтовый расплав обладает лишь слабой самопроизвольной способностью к всплыванию, а возможно, даже должен тонуть. В осадочных породах базальтовая магма будет явно тяжелее вмещающей среды. Гранитная магма, несомненно, значительно легче метаморфических пород и многих плотных осадков.

Для кислых магм характерно значительно большее содержание летучих, чем для основных расплавов. Если давление газов является составной частью эруптивного усилия, то высокое содержание летучих должно способствовать извержению грацитов на поверхность. Отделение газов с образованием пузырьков в магмс должно уменьшать ее плотность и в большей мере увеличивать эруптивную способность гранитной магмы по сравнению с базальтовой.

Все вышеприведенные соображения в противовес установленным фактическим соотношениям свидетельствуют в пользу большей вероятности извержения на земную поверхность гранитной магмы по сравнению с базальтовой. Могут ли быть в таком случае контролирующим фактором механические свойства магмы в процессе движения? Не может ли быть вязкость гранитных магм столь высока, чтобы предотвратить их излияние на земную поверхность?

Действительно, гранитпые магмы значительно более вязкие, чем базальтовые, даже в условиях высокого давления воды. Вязкость гранитной магмы, насыщенной водой, на глубинах земной коры, соответствующих давлению

11- 0296

3

1-2 кбар, составляет 10^6 П [40]. В аналогичных условиях базальтовая магма имеет вязкость менее 10^3 П [41, 42]. При таких соотношениях внедрение базальтовой магмы по ограниченной системс даек должно происходить в 10^3 раз быстрее, чем гранитного расплава. Скорость внедрения, однако, зависит также от диаметра жерла. Это соотношение представлено в общем уравнении вязкого течения в трубке [33]:

$$v = \frac{R^2 p}{4\eta l},$$

где v — скорость вязкого течения, R — радиус трубки, P — давление (в нашем случае интрузивное или эруптивное), l — длина трубки (пли жерла), η — вязкость. Из приведенного выражения видно, что гранитная магма даже при вязкости 10⁶ П может достигнуть поверхности при достаточно большом диаметре жерла.

Однако наиболее существенное объяснение преимущественно интрузивного способа проявления гранитной магмы связано с представлением о растворимости воды в жидкой фазе под давлением. Почему в одних случаях магмы достигают земной поверхности в жидком состоянии, а в других полностью закристаллизовываются на пути к ней? Причину этого можно установить при анализе кривых солидуса и ликвидуса гранита и базальта.

Химические факторы, определяющие способ проявления магматических горных пород

Повышение давления в нормальных условиях увеличивает температуру плавления горных пород. Например, в интервале давлений 0—10 кбар увеличение температуры плавления гранита в безводных условиях по мере роста давления (dT/dP) составляет, вероятно, около 12 °C на 1 кбар. Подобный градиент был установлен для плавления альбита в безводных условиях [5]. Градиент dT/dP для плавления базальта в безводной обстановке составляет 6 °C на 1 кбар [12]. Однако влияние давления на температуру плавления насыщенных водой веществ прямо противоноложно. Растворимость воды в силикатных расплавах возрастает примерно пропорционально квадратному корню из величины давления воды [23]. Введение возрастающих количеств воды в силикатный расплав понижает температуру ликвидуса. Таким образом, в насыщенной водой системе при возрастании общего давления температура ликвидуса уменьшается.

На фиг. 1, а, б показаны кривые солидуса (начало плавления) и ликвидуса (полное плавление) базальта и гранита как в безводном, так и в насыщенном водой состоянии. Параллельно ликвидусу для сухого состояния проведены дополнительные гипотетические кривые ликвидуса для магм с фиксированным содержанием воды. В действительности, согласно уравнению Клаузиуса — Клапейрона, эти линии не могут быть ни прямолинейными, ни параллельными линии ликвидуса для безводных условий. Всличина отклонения их от прямолинейности на фиг. 1, а, б неизвестна, но, вероятно, соответствует кривизне линий ликвидуса в насыщенном водой состоянии при давлении более 1 кбар (фиг. 2). При высоком давлении воды ликвидус грапита должен иметь положительный наклон в связи с увеличением устойчивости мусковита по мере нарастания давления воды [47]. Кривые ликвидуса некоторых щелочных базальтов также, возможно, имеют положительный наклон, если они пересекаются границами полей устойчивости амфиболов [55]. При одинаковом давлении воды ее содержания в граните и базальте примерно равны, однако вода значительно сильнее понижает температуру плавления грапита по сравнению с базальтом.

Анализ приведенных на фиг. 1 кривых позволяет высказать некоторые соображения о вероятном эруптивном поведении магмы. Безводные магмы



Фиг. 1.

а — кривые ликвидуса (в безводном состоянии и при насъщении водой и солидуса (при избытке воды) базальта [55, 12]. Данные по растворимости, использованные для построения ликвидусов при содержании воды 2 и 4 вес. % Н₂О, заимствованы из работы Гамильтона и др. [23]. Солядус безводного базальта при атмосферном давлении показан вертикальной питриховой линией. 6 — кривые ляквидуса (в безводном состояния п при насыщении водой) и солидуса (при избытке воды) гранита [A6, 5, 35, 20, 37]. Данные по растворимости, использованные для построения ликвидусов при содержании воды 2 и 4 вес. %, заимствованы из работы Бернхема и диканса [9]. Кривая устойчивости мусковита в равновесии с гранитным расплавом (см. текст) зацмствована из работы Вогрна [47]. Содиндус безводного гранита при атмосферном давлении показан вертикальной штриховий линией.

могут подниматься к поверхности в условиях последовательного уменьшения давления без какого-либо изменения своего состояния. Они могут оставаться в пределах поля жидкости диаграммы давление — температура. Насыщенные водой магмы по мере уменьшения давления должны терять воду. Если температура их остается постоянной, они будут перемещаться из области жидкого состояния, т. е. в них начнется кристаллизация. Магмы, насыщенные водой на глубине, могут достигать земной поверхности без раскристаллизации лишь в том случае, если их первоначальная температура была выше линии ликвидуса, т. е. если они были перегреты. При этом анализ фиг. 1, а, б показывает, что необходимая величина перегрева для гранитвой магмы должна быть в три раза больше, чем для базальтовой. В общем случае при образовании магм не должно возникать перегрева, и магмы должны быть насыщены в отношении манеральных фаз окружающей кристаллической среды. Перегретая магма будет быстро растворять минералы вмещающих пород до тех пор, пока эндотермическая теплота растворения не понизит ее температуру до точки ликвидуса или жидкость насытится компонентами вмещающих пород.

Таким образом, приняв, что магмы обычно находятся в состоянии близ ликвидуса или ниже его, мы должны признать также, что уменьшение растворимости воды в магмах в процессе подъема должно обусловливать некоторую кристаллизацию расплава. Степень этой кристаллизации частично зависит от соотношения кривых ликвидуса и солидуса для данного типа магмы. В базальте поздно кристаллизующиеся фракции заметно отличаются по составу от исходного расплава [ср. 48, 50, 52] и обогащены железо-кремниевыми минералами. Температура кристаллизации у этих остаточных жидкостей значительно ниже, чем у исходного базальтового расплава. В связи с этим солидус базальта располагается при значительно более низкой температуре, чем ликвидус. С другой стороны, граниты близки к наиболее легкоплавкому составу в системе Ab — Or — Q — H₂O; составы породы в целом и конечных остаточных жидкостей отличаются незначительно. Поэтому термический интервал между ликвидусом и солидусом у гранита также невелик [37].

Рассмотрим поведение насыщенных водой базальтовых и гранитных магм в процессе их подъема, приняв, что вначале они паходились под общим давлением 4 кбар и имели температуры ликвидуса.

В базальтовой магме по мере уменьшения давления от B до B' (фиг. 1, a) будет происходить отделение воды в виде самостоятельной фазы и начнется кристаллизация снликатного расплава. Однако даже при атмосферном давлении B' траектория восхождения не пересечет линии солидуса. Базальт сохранится в частично жидком состоянии и будет способен течь по земной поверхности. В процессе кристаллизации скрытая теплота кристаллизации (примерно 100 кал/г базальтоидных минералов) должна увеличивать температуру магмы максимально на 300 °С (прп теплоемкости 0,3 кал/(г.°С). Однако охлаждающие эффекты отделения растворенной воды и ее адиабатического расширения могут быть достаточными, чтобы уравновесить часть теплоты кристаллизации. В конечном счете траектория BB' должна быть не изотермической, а направленной в сторону больших температур, т. е. истинное положение точки B' должно быть ближе к ликвидусу, чем показано на диаграмме.

При подъеме гранитной магмы в аналогичных условиях давление и температура будут изменяться по линии GG' (фиг. 1, 6). Из магмы будет выделяться вода, и магма начнет кристаллизоваться. При достижении условий точки S магма полностью закристаллизуется. Еще до достижения точки S гранитный расплав практически должен потерять подвижность; отвердевание его начнется при давлении более 2 кбар (около 7 км глубины). Скрытая теплота кристаллизации гранитной магмы (около 65 кал/г) предположительно может повысить температуру магмы на 195 °C. Однако влияние отделения воды и расширения газа в водных гранитных магмах должно быть весьма значительным. Эти эндотермические эффекты практически уравновесят теплоту кристаллизации [32]. Истинная температура G' может быть лишь слегка выше показанной на диаграмме.

В приведенных примерах приняты условия, наименее благоприятные при подъеме жидких расплавов (максимальное содержание воды на глубине). С целью более реалистического подхода к проблеме следует оценить истинное содержание воды в магмах. Содержание воды в базальтовых магмах колеблется от 0,4 до 15% [55, 22]. (Во всех случаях содержание воды дается в вес.%.) В обзоре Уокера [51] приведены содержания от 0,5 до 3% с обоснованием средней величины менее 1%. При трещинных излияниях базальтовая магма с содержанием не более 1% растворенной воды может подниматься непосредственно с глубины 45—60 км (15—20 кбар). В этом случае при условии отсутствия потери тепла во вмещающие породы вследствие их теплопроводности или в результате растворения вещества вмещающих пород базальтовая магма будет достигать поверхности при температуре, превышающей температуру ликвидуса.

Труднее оценить содержание воды в гранитных магмах. Согласно Ингерсону [27], содержание воды в обсидианах колеблется от 1% (в болыцинстве случаев) до более 10%. Высокие значения обусловлены скорее вторичной гидратацией, чем наличием первичной воды. Для кристаллизации мусковитовых гранитов из магмы [47], вероятно, необходимо давление воды около 4 кбар (9—10% H₂O). В орогенах многие граниты образовались в результате парциального плавления геосинклинальных осадков, таких, как граувакки.

По-видимому, при парциальном плавлении водусодержащих осадков силикатный расплав растворял почти всю находившуюся в них воду, хотя часть ее могла удерживаться в кристаллическом остатке в составе роговой обманки и биотита. Исходное давление воды в игнимбритах Новой Зеландии оценено в 2 кбар [16], а в тех же породах Америки в 500—1200 бар [34]. Исходя из всех этих данных представляется вероятным, что во многих гранитных магмах давление воды равно 2—3 кбар (примерно 6—8% H₂O). При подъеме и снятии давления такие магмы полностью раскристаллизовываются в равновесных условиях к моменту уменьшения давления до 1 кбар.

Таким образом, химизм нормальной базальтовой магмы, например гавайских толеитов, не затрудняет ее поступление на земную поверхность в жидком состоянии. Напротив, водная гранитная магма, проявления которой следует ожидать в орогенах и регионах с предшествовавшим магматизму геосинклинальным осадконакоплением, должна полностью кристаллизоваться на глубине, не достигая земной поверхности. При равновесных условиях кристаллизации такие гранитные магмы должны слагать на глубине плутонические тела.

Факторы, контролирующие интрузивное или эффузивное поведение гранитных и базальтовых магм, можно отнести и к магмам других типов. Сохранению магмы в жидком состоянии до атмосферных условий благоприятствуют:

- 1) небольшое содержание воды и других летучих;
- химический состав, обусловливающий минимальное понижение ликвидуса растворенной в магме водой;
- 3) большой интервал температур между ликвидусом и солидусом.
- Кристаллизации магмы на глубине способствуют:
- 1) высокое содержание воды и других летучих;
- максимальное понижение ликвидуса в результате растворения в магме воды под давлением;
- 3) небольшой интервал температур между ликвидусом и солидусом.

Исходное содержание воды частично определяется химической обстановкой среды, в которой происходит магмообразование. Нормальные магмы, выделившиеся из мантии, должны быть относительно безводными. Вероятно, небольшое содержание воды свойственно и магмам, возникшим в результате парциального плавления в нижних частях земной коры континентальных щитов. При парциальном плавлении геосинклинальных осадков или в случае отложений на морском дне должны генерироваться относительно обогащенные водой магмы. Кроме того, высокие концентрации воды могут возникать в остаточных магмах, образовавшихся в результате фракционирования.

Влияние высокого давления воды на температуру ликвидуса изучено лишь для единичных типов магм [ср. 55]. В общем представляется, что влияние воды сильнее проявляется в существенно полевошпатовых и фельдшиатоидных магмах с сильными связями кремнекислородных тетраэдров и в меньшей степени в железо-магнезиальных магмах с более слабыми кремнекислородными связями. В магмах, близких к наиболее легкоплавкому составу или существенно мономинеральных, температуры ликвидуса и солидуса должны быть близки, в связи с чем даже небольшое охлаждение или потеря воды могут вызывать полное их отвердевание.

Приложение концепции к анализу вулканических и плутонических ассоциаций

Кеннеди и Андерсон [31] предложили относить к вулканическим ассоциациям не только эффузивные лавы и пирокластические породы, но также мелкие связанные с субаэральными вулканитами во времени и пространстве малоглубинные интрузивные тела — дайки, силлы, вулканические некки и трубки. К плутоническим ассоциациям, кроме крупных интрузивов, следует относить связанные с ними глубинные малые иптрузии — пегматитовые жилы и апофизы. Вулканические ассоциации представлены преимущественно основными породами, а плутонические — гранитами, но также сиенитами, анортозитами, перидотитами и серпентинитами. Некоторые породы, например кимберлиты, казалось бы, следовало отнести к вулканическим, поскольку они встречаются лишь в виде мелких интрузивных тел — даек и трубок. Однако этому противоречит полное отсутствие их эффузивных аналогов.

Плутонические ассоциации

Подавляющая масса пород гранитного состава имоет плутонический характер. Отчасти это, вероятно, связано с тем, что гранитные магмы были неспособны достигать земной поверхности до полной кристаллизации, но частично, по-видимому, объясняется и тем, что гранитные породы нередко не являются истинно магматическими, а возникли в результате метасоматоза и ультраметаморфизма. Однако, кроме интрузивных, существуют и вулканические кислые породы — риолиты и обсидианы. Их существование нуждается в специальном объяснении, особенно в связи с тем, что ранее чрезмерно подчеркивалось резкое преобладание объемов гранитных батолитов по сравнению с масштабами проявления риолитов и игнимбритов [24]. В современном Тихоокеанском вулканическом кольце риолитовый материал извергается в виде трех типов вулканитов:

- 1) экструзивных штоков и куполов, а также мощных вязких потоков кислого вулканического стекла;
- 2) эксплозивных пемз (продуктов пеплопадов);
- 3) игнимбритовых потоков (потоков сваренных пепловых туфов).

Вероятно, во многих случаях гранитные магмы в Тихоокеанском вулканическом кольце возникли в результате царциального цлавления геосинклинальных осадков: следовательно, для них можно допустить высокое исходное содержание воды. Однако такое утверждение нельзя считать категоричным, поскольку при плавлении осадков с высоким содержанием темнопветного материала в условиях давления воды не более 1 кбар роговая обманка и биотит должны оставаться устойчивыми при температурах выше солидуса [37, 2]. С увеличением давления воды возрастает и устойчивость этих минералов. Кристаллизация амфиболитов и биотита может приводить к уменьшению содержания воды в новообразованной магме. Такая магма будет иметь повышенную температуру (больше 850°), а следовательно, и большую возможность лостигнуть земной поверхности и излиться в виде риолитовых или дацитовых потоков. Кроме того, нельзя утверждать, что при потере воды в процессе быстрого подъема магмы непременно установится равновесие произойдет раскристаллизация расплава. Гранитные расплавы при и быстром охлаждении скорее должны не кристаллизоваться, а переходить в метастабильное стекло. В таких условиях будут проявляться преимущественно некоторые типы экструзий. Например, при 700 °С и давлении воды 50 бар (глубина 200 м) вязкость гранитной магмы должна составлять $10^{10}~\Pi$ [40]. Шток риолитов такой вязкости диаметром 100 м, обладающий эруптивным давлением 100 бар, может внедряться со скоростью около 0,1 см/с. Примерно такие же подсчеты были сделаны для потока обсидиана [17]. Файф (личное сообщение) отмечал полностью стекловатый характер многих риолитовых куполов и связывал это с тем, что при отсутствии ранее существовавших центров кристаллизации в совершенно жидком риолитовом расплаве образование новых зародышей и кристаллизация близ поверхности становятся практически невозможными. Полное же исчезновение рансе

существовавших центров кристаллизации легко может произойти при временном перегреве магмы. Такой перегрев возможен при быстром подъеме недосыщенной водой магмы (с положительным наклоном ликвидуса). При таком состоянии магмы возможна полная резорбция всех взвешенных в ней кристаллов.

Выше было проанализировано вероятное объяснение появления экструзивных куполов и субаэральных потоков риолитов. По-иному следует объяснять возникновение игнимбритов и пеплопадов.

Обычно считают, что игнимбриты полнимаются по вулканическому каналу как жилкий расплав. вскипают близ поверхности и извергаются в виле флюилизированной системы твердое-в-газе [44, 4]. Бойд [4] показал. что исхолное содержание воды в игнимбритах составляет около 4%. Объем отдельных потоков игнимбритов очень значителен и обычно достигает нескольких кубических километров [44]; при этом каждый поток должен был извергаться в очень короткий промежуток времени, поскольку в нем удерживалась постаточно высокая температура, способная обеспечить сваривание. Наблюдавшиеся жерла, из которых происходили извержения игнимбритов. невелики, и, следовательно, твердо-газовая система должна была подниматься с очень большой скоростью, что указывает на ее малую вязкость. Однако ниже предполагаемого уровня вскицания риолиты должны были иметь вязкость около 106 П. Следовательно, для того чтобы обеспечить очень быструю скорость истечения флюидизированных игнимбритов, жерло, по которому поднимался риолитовый расплав, должно было, по существу, иметь размеры магматической камеры. Возможно, игнимбриты истекают через небольшие каналы, непосредственно сообщающиеся с глубинными камерами, наполненными твердо-газовой флюндизированной массой. При сопержании воды около 4% флюидизированная система должна генерироваться на глубине около 4 км (1 кбар). В свете изложенного игнимбриты следует скорее считать продуктами эксплозивного плутонизма, нежели вулканитами.

Иногда риолиты ассоциируют с гранитами эпизоны [7] и кольцевыми магматическими комплексами неорогенных областей. В гранитах этого типа пегматиты редки; происхождение их нужно связывать с парциальным плавлением скорее относительно безводной континентальной коры, чем водных геосинклинальных осадков, развитых близ границ континентов. Щелочные минералы во многих посторогенных гранитах относительно бедны щелочами и имеют субглиноземистый характер [39]. Это также может свидетельствовать об их образовании в условиях относительно низкого содержания воды. Если посторогенная гранитная магма действительно характеризуется достаточно небольшим содержанием воды, то она могла достигать поверхности в виде расплава. С другой стороны, водная орогенная гранитная магма должна отвердевать на глубине, образуя плутонические тела.

Сиениты и нефелиновые сиениты. Можно предполагать, что у обеих пород, рассматриваемых в настоящем разделе, температуры кривых ликвидуса и солидуса сильно понижены и сближены вследствие большого содержания воды. Эти особенности положения солидуса и ликвидуса обусловливают плутонический способ проявления сиенитовой и нефелин-сиенитовой магм.

Трахиты и фонолиты встречаются в такой обстановке (например, на вулканических островах), которая позволяет говорить об их образовании в результате дифференциации в камерах, расположенных на высоких уровнях и окруженных проницаемыми вулканическими породами, сквозь которые происходила утечка воды. В этом случае фракционирование не приводит к возникновению повышенных содержаний воды, и фельзические магмы могут извергаться в виде лав.

Обширные фонолитовые покровы Кении [54] образовались в обстановке континентального щита, вероятно, в результате парциального плавления

коровых пород с повышенной щелочностью. Поскольку такая обстановка характеризуется относительно низким содержанием воды, возникшая здесь магма также должна была содержать немного воды. По своему вулканическому способу проявления фонолиты Кении сопоставимы с риолитами, образовавшимися на других континентальных щитах.

Перидотиты и серпентиниты. Боуэн и Татл [3], Хесс [26], Уэйджер [49], а также другие исследователи убедительно обосновали представление об образовании дунитов либо в результате осаждения кристаллов из базальтовой магмы, либо в результате внедрения в земную кору твердого материала мантии, в котором в качестве «смазки» присутствовал серпентин или небольшое количество базальтового расплава. Таким образом, дуниты не должны иметь эквивалентных вулканических пород. Однако высказывались предиоложения о лавовой природе некоторых серпентинитов Турции [1] или экструзии их на земную поверхность в виде твердой кристаллической «каши» [18]¹.

У перилотитов практически отсутствуют вулканические эквиваленты (об исключениях см. [19]). Вероятно, малочисленность проявлений вулканических пород, по составу отвечающих перидотиту, обусловлена не столько особенностями поведения магм такого состава при кристаллизации в условиях уменьшающегося давления, сколько просто редкостью перидотитовых магм. При давлении 1 атм плавление перидотита с образованием толеитовой магмы начинается при 1200—1250 °С [38], однако полное плавление перидотита происходит лишь при 1650-1700 °С (Пол. Скарф, в печати). Для того чтобы из твердых перидотитов верхней мантии образовалась неридотитовая магма, необходимо полное их расплавление. Однако такое плавление весьма маловероятно в условиях постепенного нагревания, поскольку при достаточно интенсивном проявлении парциального плавления твордый остаток должен осаждаться из жидкой фазы. Представляется, что неридотитовый расплав может возникать лишь при очень быстром нагревании, а следовательно, его образование практически невероятно. Правда, при давлении 30 кбар и более в гранат-перидотитовой зоне мантии самая легкоплавкая фракция, вероятно, имеет состав пикрита, а не толеита [14, 28]. При еще больших давлениях выплавляющаяся жидкость может имсть еще более ультраосновной состав. Однако и в этом случае интервал между начальным и полным плавлением ещо слишком велик, чтобы можно было говорить о возможности появления перидотитового расплава.

Таким образом, представляется, что плутонический способ проявления ультраосновных пород связан с их возникновением либо за счет твердого материала мантии, либо в качестве кристаллического осадка базальтовой магмы, а ис обусловлен какими-либо особепностями соотношений солидуса и ликвидуса перидотитовых магм.

Вулканические ассоциации

Андезиты. Второе место после базальтов по распространенности среди вулканических пород занимают андезиты. Андезиты, вероятно, образуются в результате парциального плавления океанической коры [20] в условиях высокого давления воды, на что указывает большая роль эксплозивных и вулканических способов их проявления. Последнее обстоятельство позволяет считать, что магмы такого состава должны были бы также кристаллизоваться в плутонической обстановке.

Данные о положении солидуса и ликвидуса изверженных пород среднего состава очень немногочисленны. Эти кривые, однако, известны для тоналита

¹ Авторы настоящей статьи, к сожалению, не учитывают существования маймечнтов — пород, содержащих ультрабазитовое стекло. — Прим. ред.



Фиг. 2. Кривые ликвидуса (в безводном состоянии и при насыщении водой) и солидуса (при избытке воды) андезита [20, 37]. Солидус безводного андезита показан штриховой линией.

[37]. У тоналитового, а вероятно, и андезитового составов ликвидус при большом давлении воды имеет положительный наклон dT/dP вследствие увеличения устойчивости биотита и роговой обманки с ростом давления воды. На фиг. 2 приведена качественная диаграмма PT-условий плавления андезита.

Рассмотрим подъем полностью жидкой андезитовой магмы с исходным давлением воды 4 кбар (точка A). По мере подъема магмы будет происходить потеря воды, но, поскольку ликвидус имеет положительный наклон, расплав будет удерживаться в жидком состоянии вплоть до давления около 0,4 кбар. Здесь траектория изменения P и T пересечет ликвидус и начнется кристаллизация магмы. К моменту понижения давления до 1 атм достигается положение солидуса в равновесных условиях. В действительности, однако, равновесная кристаллизация восходящей магмы, насыщенной газом, в интервале первых сотен метров от поверхности невозможна, и андезитовые расплавы извергаются либо в виде жидко-газовых смесей, либо в жидком состоянии при некотором переохлаждении (следовательно, обладая повышенной вязкостью).

Диатремовая ассоциация

Деление магматических пород на две группы — плутонические и вулканические — подразумевает, что восходящая магма или образует глубинные тела, которые при последующей эрозии могут обнажаться на дневной поверхности, или извергаются на эту поверхность в виде лавы. Очевидно, целесообразно выделять третий тип проявления магматических пород, образующих только дайки и диатремы. Представляется, что такие породы внедряются не в виде магматических расплавов, а в состоянии флюидизированных газом систем [10, 43, 15, 25].

Рассмотрим магму с очень большим содержанием летучих, эквивалентным давлению воды (или двуокиси углерода) в 10 кбар. На глубине около 35 км такая магма насыщена летучими. Глубже этого уровня магма недосышена летучими, и газовая фаза в ней отсутствует; на меньшей же глубине расплав пересыщается летучими и из него выделяется самостоятельная флюидная (газовая) фаза. Поскольку, однако, новообразованная двухфазовая (магма — газ) система занимает больший объем, чем исходный однородный расплав, выделение газовой фазы может осуществиться лишь при условин увеличения размера магматической камеры. Если размеры камеры не увеличиваются, в магме может развиться внутреннее давление, превышающее давление нагрузки. Какой-либо неоднородный или ослабленный участок коровых пород, расположенных над магматической камерой, может стать местом образования трещины, по которой устремится вверх смесь магмы и газа. Такие трещины должны будут быстро развиваться кверху. Как только внедряющаяся дайка достигнет поверхности, истечение газа приведет к снятию внутрепнего давления, и развитие системы даек прекратится.

При столь большом исходном давлении воды и, следовательно, низкой температуре ликвидуса силикатный расплав в восходящей смеси магмы и газа должен отвердевать на пути к поверхности. Кристаллизация несколько увеличит температуру и, таким образом, будет способствовать сохранению частично жидкостного состояния магмы в процессе выделения воды. Тем не менее наибольшую роль, вероятно, играют охлаждающие эффекты выделения паров воды и ее адиабатического расширения (эффект Джоуля — Томсона), а также работа по преодолению силы тяжести, произведениая газом в процессе транспортировки магмы вверх. Эти охлаждающие эффекты могут вызвать отвердевание магмы.

Твердо-газовые смеси, поднимающиеся к поверхности, могут действовать как флюндизированные системы не только при транспортировке ксенолитов; они должны также абрадировать эти ксенолиты и стенки каналов. Пульсация давления газов в жерле может обусловливать отщешление блоков вмещающих пород. Конечный результат всех этих процессов может сводиться к тому, что первичные дайковые жерла будут расширяться к поверхности в трубки или диатремы. К конечному этапу извержения жерло должно быть выполнено агломератом вулканического и ксенолитового материала, переходящего кверху в очень тонкий туфовидный материал¹. На поверхности такие экструзивные тела, очевидно. сопровождаются извергнутыми туфовыми отложениями.

В общем можно полагать, что чем выше исходное газовое давление и содержание газа в магме, тем больше глубина уровня, с которого происходит быстрое, подобное эксплозивному истечение вещества, и тем меньше температура этого вещества при достижении земной поверхности. Примером предельного эффекта такого истечения могут служить кимберлиты [15]. Присутствие в них алмазов и ксенолитов гранатовых перидотитов свидетельствует о том, что общая глубина источника их истечения составляла не менее 100 км [29]. В верхних частях кимберлитовых даек температура, вероятно, не превышала в большинстве случаев 600 °C, так как ксенолиты и вмещающие породы подвергались лишь очень слабому метаморфизму. В диатремовых частях кимберлитовых тел температура была еще пиже. В нескольких из них даже встречены неметаморфизованные включения каменного угля. О высоком содержании летучих в исходной магме свидетельствует присутствие в книберлитах до 10% двуокиси углерода и такого же количества волы в составе карбонатов и серпентина; при этом, вероятно, еще большее количество летучих было утрачено в процессе инъекции.

¹ Наиболее тонкокластический материал интрузивных туфов (туфизитов) этого типа обычно слагает центральные, а не верхние части трубчатых тсл. Литокристаллокластические туфизиты обладают характерными петрографическими признаками, прежде всего признаками макро- и микродробления на месте на всех, в том числе и завершающих стадиях становления, что позволяет отличать их от других типов инрокластов, вероятно, по одним лишь микроскопическим наблюдениям (см. П. Смолин, в сб. «Жизнь Земли», № 5, Изд-во МГУ, М., 1968).— Прим. перев.

Некоторые дампрофиры и щелочно-ультраосновные породы, слагающие пиатремы, характеризовались меньшим исходным газовым давлением и больними температурами в процессе инъекции по сравнению с кимберлитами. Пайковые лампрофиры поступали на место современного залегания скорее не в твердом, а в жидком состоянии.

Кимберлитовые магмы не могли давать плутонические тела на высоких уровнях в связи с очень высоким внутренним газовым давлением. Глубинные массивы могут возникнуть лишь в том случае, если павление нагрузки превышает внутрениее газовое давление. Для кимберлитов такое давление нагрузки достигалось только в мантии, т. е. на таких глубоких уровнях, которые никогда не вскрываются эрозией. Кимберлиты и некоторые лампрофиры не дают лавовых потоков, поскольку в результате отделения газов они полжны были затверлеть прежде постижения ими земной поверхности. Эти породы встречаются обычно близ поверхности в виде агломератов, выполняющих диатремы и трубки, а также в виде субаэральных туфов [30]. В зависимости от эрозионного среза дайковые части тел пород этой группы имеют агломератовый характер или являются продуктами кристаллизации in situ. Описание кимберлитов см. в работе Даусона [15]. Типичные лампрофиры описаны, например, в районах Навахо и Хоупи в Нью-Мексико и Аризоне [43], в Монтане [25] и в графстве Корк, Ирландия [11].

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Bailey E. B., McCallien W. J., Serpentine lavas, the Ankara melange and the Anatolian thrust, Trans. R. Soc. Edinb., 62, 403, 1953.
- B a y le y P. B., The effect of water pressure in the partial fusion of intermediate rocks. M. Phil. Thesis, Univ. of Leeds. 1968.
 B o w e n N. L., T u t t l e O. F., The system MgO SiO₂ H₂O, Bull. geol. Soc. Am., 60, 439, 1949. [См. русский перевод: Н. Л. В о у э н, О. Ф. Т у т т л, Система MgO — SiO₂ — H₂O, *в* кн. «Вопросы физико-химии в манералогии и петрографии».
- MgO SIO₂ H₂O, е кн. «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии», ИЛ, М., 1950.]
 4. B o y d F. R., Welded tuffs and flows in the rhyolite plateau of Yellowstone Park, Wyoming, Bull. geol. Soc. Am., 72, 387, 1961.
 5. B o y d F. R., E n g l a n d J. L., Effect of pressure on the melting of diopside, CaMgSi₂N₈, and albite. NaAlSi₃O₈, in the range up to 50 kilobars, T. geophys. Res., 68, 311, 1963.
- 6. Brown G. M., Melting relations of Tertiary granitic rocks in Skye and Rhum, Miner.
- Mag., 33, 533, 1963. 7. Buddington A. F., Granite emplacement with special reference to North America, Bull. gool. Soc. Am., 70, 671, 1949. 8. Burnham C. W., Hydrothermal fluids at the magmatic stage, in Geochemistry
- of hydrothermal ore deposits (Ed. H. L. Barnes), Holt, Rinehart and Winston, New York, p. 34, 1967.

- York, p. 34, 1967.
 B u r n h a m C. W., J a h n s R. H., A method for determining the solubility of water in silicate melts. Am. J. Sci., 260, 721, 1962.
 C l o o s H., Bau und Tätigkeit von Tuffschloten, Untersuchungen an dem Schwä-bischen Vulkan, Geol. Rundsch., 32. 705, 1941.
 C o e K., Intrusive tuffs of west Cork, Ireland, Q. J. geol. Soc. Lond., 122, 1, 1966.
 C o h e n L. H., I t o K., K e n n e d y G. C., Melting and phase relations in an anhyd-rous basalt to 40 kilobars, Am. J. Sci., 265, 475. 1967.
 D a l y R. A., Igneous rocks and their origin, republished in 1933 as Igneous rocks and the depths of the Earth, McGraw Hill, New York and Lond., 1914. [Cm. русскай пере-вол: Р. А. Леди, Имержение породы и глубины Земии ОНТИ. Глав ред геолвод: Р. А. Деля, Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ, Глав. ред. геол.развед. и геодезич. лит-ры, Л.-М., 1936.] 14. D a v is B. T. C., S c h a i r e r J. F., Melting relations in the join diopside-forste-
- гіte-ругоре at 40 kilobars and at one atmosphere, Yb. Carnegie Inst. Wash., 64, 123, 165. [См. русский перевод: Б. Т. К. Дэвпс, Дж. Ф. Шсрер, Плавление в сече-ини диопсид форстерит пироп при 40 кбар и 1 атм. в кн. Д. Х. Грина, А. Э. Ринг-
- ини диопсид форстерит пироп при 40 коар и 1 атм. екн. д. А. Грина, А. Э. гин-вуда и др. «Петрология верхней мантии». изд-во «Мир», М., 1968.] 15. D a w s o n J. B., A review of the geology of kimberlite *in* Ultramafic and related rocks (Ed. P. J. Wyllie), Wiley, New York, p. 241, 1967. 16. E w a r t A., Discussion, Water pressures during differentiation and crystallisation of some ash-flow magmas from southern Nevada, Am. J. Sci., 265, 898, 1967.

- А. Э. Р и н г в у д. Происхождение магматических пород известново-щелочного ряда, в кн. П. Х. Грина, А. Э. Рингвуда и др. «Петрология верхней мантни», изд-во «Мир», M., 1968.]
- 21. Green T. H., Ringwood A. E., Crystallization of basalt and andesite under high pressure hydrous conditions, Earth Planet. Sci. Letters, 3, 481, 1967.
- 22. Hamilton D. L., Anderson G. M., Effects of water and oxygen pressures on the crystallization of basaltic magmas, in Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition (Ed. H. H. Hess and A. Poldervaart), Interscience, New York, 1, p. 445, 1967.
- 23. Hamilton D. L., Burnham C. W., Osborn E. F., The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas,
- J. Petrology, 5, 21, 1964.
 H a milt on W., M y ers W. B., The nature of batholiths, Prof. Pap. U.S. geol. Surv., № 554-C, 1967.
- 25. Hearn B. C., Diatremes with kimberlitic affinities in north-central Montana, Science, N.Y., 159, 622, 1968.
- 26. Hess H. H., Serpentines, orogeny and epeirogeny, Spec. Pap. geol. Soc. Am., 62, 391, 1955.
- 27. Ingerson E., The water content of primitive granitic magma. Am. Miner. 35. 806, 1950.
- 28. It o K., Kennedy G. C., Melting and phase relations in a natural peridotite to
- Yu O, K., Kennieury G. C., Mennig and phase relations in a natural periodite to 40 kilobars, Am. J. Sci., 265, 519, 1967.
 I to K., Matsumoto T., Kawai N., Experimental study of a kimberlite at pressures between 42 and 88 kilobars, J. Geosci. Osaka Univ., 11, 1, 1968.
 J an se A. J. A., Gross Brukkaros, a probable carbonatite volcano in the Nama pla-
- teau of Southwest Africa. Bull. geol. Soc. Am., 80, 573, 1969.
- K e n n e d y W. O., A n d e r s o n E. M., Crustal layers and the origin of magmas, Bull. volcan., 3, 23, 1938.
 K e s l e r S. E., H e a t h S. A., The effect of dissolved volatiles on magmatic heat sources at intrusive contacts, Am. J. Sci., 266, 824, 1968.
- 33. Landau L. D., Lifshitz E. M., Fluid mechanics, Pergamon Press, Oxford, 1959.
- 34. Lipman P. W., Water pressures during differentiation and crystallization of some ash-flow magmas from southern Nevada, Am. J. Sci., 264, 810, 1966. 35. Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F., The granite system at pressures of
- 4 to 10 kilobars, J. geophys. Res., 69, 759, 1964.
- 36. Paul D. K., Scarfe C. M., Melting experiments on natural peridotite. 37. Piwinskii A. J., Experimental studies of igneous rock series, Central Sierra Neva-
- da Batholith, California, J. Geol., 76, 548, 1968.
- 38. Reav A., Harris P. G., The partial fusion of peridotite, Bull. volcan., 27, 115, 1964.
- 39. Rooke J. M., Element distribution in some acid igneous rocks of Africa, Geochim. et Cosmochim. Acta, 28, 1187, 1964.
- 40. S h a w H. R., Obsidian H_2O viscosities at 1,000 and 2,000 bars in the temperature range 700 to 900 °C, J. geophys. Res., 68, 6337, 1963.
- Shaw H. R., Comments on viscosity, crystal settling, and convection in granitic magmas, Am. J. Sci., 263, 120, 1965.
 Shaw H. R., Wright T. L., Peck D. E., Okamura R., The viscosity
- of basaltic magma: an analysis of field measurements in Makaopuhi lava lake, Hawaii,
- Am. J. Sci., 266, 225, 1968. 43. Shoemaker E. M., Roach C. H., Byers F. M., Diatremes and uranium deposits in the Hopi Buttes, Arizona, in Petrologic studies (Ed. A. E. J. Engel et al.), Geol. Soc. Am., New York, p. 327, 1962. 44. S m i t h R. L., Ash flows, Bull. gcol. Soc. Am., 71, 795, 1960.
- 45. Tex E. den, Metamorphic lineages of orogenic plutonism, Geol. Mijnb., 44, 105, 1965.
- 46. Tuttle O.F., Bowen N.L., Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈ – KAlSi₃O₈ – SiO₂ – H₂O, Mem. geol. Soc. Am., 74, 1958.
- 47. V a u g h a n D. E., The crystallization ranges of the Spruce Pine and Harding peg-matites, M. Sc. Thesis, Pennsylvania State Univ., 1963.
- E. A., The chemical composition and physical properties of the residual 48. Vincent glass of the Kap Daussy tholeiite dike, east Greenland, Miner. Mag., 29, 46, 1950.
- 49. Wager L. R., Beneath the Earth'crust, Ad. Sci., 58, 31, 1958.

- 50. Walker F., Vincent H. C. G., Mitchell R. L., The chemistry and mine-ralogy of the Kinkell tholeiite, Stirlingshire, Miner. Mag., 29, 895, 1952.
- 51. W a 1 k er G. P. L., Some thoughts about gases and volcanism, Proc. Geol. Soc. Lond., 1969.
- 52. Wilkinson J. F. G., Residual glasses from some alkali basaltic lavas from New
- South Wales, Miner. Mag., 35, 847, 1966.
 Winkler H. G. F., Viel Basalt und wenig Gabbro wenig Rhyolith und viel Granit, Beitr. Miner. Petrogr., 8, 222, 1962.
 Wright J. B., Petrographic sub-provinces in the Tertiary to Recent volcanism of the second seco
- 54. W Fight J. S., Fettographic sub-provinces in the fettiary to Recent volcanism of Kenya, Geol. Mag., 102. 541, 1965.
 55. Y o d e r H. S. j u n., T i lley C. E., Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems, J. Petrology, 3, 342, 1962. [См. русский перевод: Г. С. Йодер, К. Э. Тилли, Происхождение базальтовых магм, изд-во «Мир», M., 1965.]

НЕСКОЛЬКО МЫСЛЕЙ О ГРАНИТНЫХ МАГМАХ

Y. Paŭd

Ввеление

Перед тем как написать эту статью, я перечитал несколько классических работ и понял, что сейчас почти невозможно сказать что-либо новое о гранитах. Все пути, велущие к решению проблемы, уже использованы, н, вероятно, осталось лишь собрать воедино все представления и нарисовать крупными мазками, в стиле Матисса, общую картину, для чего нужно обладать изрядной смелостью, если учесть бесчисленные типы и условия проявления гранитов.

В последние годы огромное количество работ было посвящено происхождению базальтондов. Совместное использование методов геохимии и геофизики позволило наметить картину глубинного происхождения базальтов в результате фракционного плавления мантии, вслед за которым происходил подъем расплава в земную кору или даже до земной поверхности. При этом рассмотрены многочисленные случаи, которые могли бы реализоваться в процессе подъема базальтовой магмы. Что касается габброидных плутонов, то здесь вопрос совершенно ясен. Они представляются просто отдельными порциями расилава, застрявшими на пути к поверхности и раскристаллизовавшимися. часто с проявлением значительной дифференциации.

Почему же в таком случае проблема столь усложняется, когда мы переходим к гранитам? Только немногие пытались решать гранитную проблему, исходя из ограниченного проявления кислых вулканических пород. Большинство исследователей рассматривают гранитные плутоны в качестве самостоятельных проявлений. Рид [19] писал: «Проблема гранитов — это плутоническая проблема», и далее: «Я не могу следовать, например, за Ниггли в его увязке по вертикали риолитов и гранитов, ... а также за Боуэном в аналогичной увязке андезитов и диоритов». Однако другие исследователи, в том числе Ниггли и Боуэн, высказывали иную точку зрения. Так, Дели [5] довольно убедительно, по мнепию автора, пишет: «Попытке понять эти могучие явления (гранитные плутоны) в известной мере способствует изучение вскрытых эруптивных тел». Резонны также соображения Гроута [11]: «Проявления габбро не вызывают особых генетических вопросов... Существуют также проявления тел промежуточного типа — даек и силлов, часть из которых имеет грубозернистое, а часть — порфировое строение. Такая же серия цереходов имеется от риолитовых потоков через дайки гранит-порфиров до плутонических массивов гранитов».

Тенденция рассматривать гранитную проблему как чисто плутоническую обусловлена несколькими причинами. В гранитах не возникает скольконибуль крупных фракций тяжелых минералов, которые должны были бы погружаться в этой вязкой среде, как это происходит в габброилах. Часто количественные соотношения гранитов и излившихся кислых порол кажутся резко отличными от таких же соотношений у базальтоидов. В послепние голы, однако, это положение все чаше ставится под сомнение. В Новой Зеландии выявлены излияния игнимбритов (по составу преимущественно отвечающих гранодиоритам), объем которых не меньше объема батолитов. К востоку от гранитных вершин Сьерра-Невады, Калифорния, располагаются крупные массивы кислых стекол Моно-Крейтерс, а также многочисленные проявления кислых туфов. Осмотр этого региона помог мне избавиться от представления об ограниченных объемах проявления кислых вулканических пород (см. статью Тазиева на стр. 134). По мнению некоторых ученых, кислые эффузивы репко встречаются в архее, опнако в связи с этим следует напомнить, что метаигнимбриты могут выглядеть точно так же, как метаграниты. Это прекрасно видно в тех случаях, когда граниты интрудируют кислые вулканиты. Контакты здесь совершенно стираются вследствие увеличения размеров зерен при перекристаллизании в зоне контакта.

Все большее признание получает точка зрения Гроута. В упиверситете Сан-Пауло нам показали граниты и риолиты района Гаибу. Эти породы имеют одинаковый возраст и во многих случаях образуют взаимпые постепенные структурные переходы. Кислые малоглубинные интрузивы и экструзивы часто связаны в пространстве и во времени. Необходима известная твердость, чтобы отрицать возможное присутствие гранитных батолитов во многих регионах проявления гидротермальной деятельности, где тепловой поток в десять раз больше обычного.

Глубинные гранитные массивы редко имеют небольшие размеры, и это приводит, с моей точки зрения, ко многим ошибочным выводам. Круппые тела гранитного расплава не могут охлаждаться быстро. Как показал Ларсеи [15], их охлаждение может длиться около 10⁶ лет. В лаборатории за неизмеримо более короткие сроки в присутствии воды удалось синтезировать большинство минералов. Следовательно, если граниты во всех случаях характеризовались повышенным содержанием воды, то в них по мере охлаждения должна была проявляться тенденция к метаморфической перекристаллизации. Действительно, часто ли встречаются гранитонды умеренной глубинности без призпаков вторичной ассоциации эпидот — хлорпт — мусковит или даже без полевых шпатов, приближающихся по составу к альбиту? В настоящсе время эти породы, по существу, относятся к фации зеленых сланцев. Таким образом, граниты зарождаются и исчезают как таковые в процессе метаморфизма. Это может привести к ошибочным выводам о температуре их образования [ср. 16].

Области плавления

Где же возникают граниты? По крайней мере по этому вопросу намечается известное согласие. Граниты появляются в участках земной коры с относительно высокой степенью метаморфизма. Для батолитов изредка удается доказать образование в результате дифференцпации габброидов [12], но нам следует с осторожностью подходить к таким выводам, особенно с точки зрения развития массивов во времени. Автор наблюдал мигматиты, связанные с породами кианитовой и силлиманитовой зон, но никогда не встречал мигматитов, ассоциирующих с андалузитсодержащими породами. Насколько известно автору, мигматиты не встречаются также в регионах, где натровый плагиоклаз неустойчив в контакте с иатровым пироксепом (жадситом). Эта область выделена при экспериментальных исследованиях [3] (фиг. 1). Следует принять, что гранитные расплавы образуются при температурах 700—800 °С. Давление при этом не должно превышать 20 кбар, что подтверждается, как было отмечено выше, отсутствием в зонах зарождения

гранитных расплавов жадеитового пироксена. Однако часто давление, по-видимому, может быть несколько выше или ниже давления равно весия силлиманит — кианит (7-9 кбар). Если граниты возникают в участках, где устойчивая форма Al₂SiO₅ представлена силлиманитом, то при термическом градиенте 30°/км глубина таких участков должна быть равна 30 км. Следовательно, можно полагать, что граниты скорее образуются в участках с повышенной интенсивностью теплового потока, поскольку в этом случае отпадает надобность в представлении о большой мощности земной коры. В пользу этого свидетельствует редкость тесной ассоциации мигматитов и эклогитов.

В настоящее время большинство авторов считают, что гранитные расплавы могут возникать в результате выборочного парциального плавления осадочных пород, погрузившихся в сферу метаморфизма высокой ступени. Однако

40 30 C1 Q z кбар Qz Давление, 20 Δh ın Солидус гранита п 500 600 800 700 onn Температира .°С

Фиг. 1. Форма кривой плавления гранита в условиях насыщения водой [3].

Отметим изменения наклона кривой, обусловленные фазовыми переходами альбит — жадеит и кварц коэсит. Јд — жадеит; Сt — коэсит; Qz — кварц; V — пар; L — жидкость.

до начала плавления осадки в процессе прогрессивного метаморфизма должны достигнуть состояния амфиболитовой или гранулитовой фаций. Вода в этих породах присутствует лишь в таких минералах, как биотит, роговая обманка или мусковит. Поскольку содержание воды в них не превышает нескольких процентов, то ее количество в породе в целом составляет не более 1—2%. Часто в процессе мигматизации мусковит разлагается. Вода, выделяющаяся при прогрессивном метаморфизме, должна двигаться к поверхности. Предполагается, что нормально давление воды в результате таких реакций должно возрастать примерно до величины литостатического



Фиг. 2. Форма капель, поднимающихся в вязкой среде [11].

Кроме случаев з и и, остальные случаи — масла́ и сиропы. В примерах з и и показаны пузырьки воздуха в сиропе. Эти два примера по соотношениям величины вязкости наиболее близки к рассматриваемому случаю подъема гранитных расплавов в земной коре. давления, что подтверждается прямыми измерениями в глубоких буровых скважинах. Так как роговые обманки и биотиты соответствующего состава могут быть устойчивыми в равновесии с жидким гранитным расплавом на глубине, общее количество воды, которая может растворяться в расплаве, должно в действительности значительно уменьшаться. Поскольку батолиты имеют очень крупные размеры и по мощности сопоставимы с земной корой в целом, следует признать, что их значительное водосодержание хотя бы частично обусловлено поступлением воды из мантии. Во всяком случае этот последний источник нельзя игнорировать полностью.

После образования расплав должен подниматься. При этом, как показал Гроут [11], никакой проблемы «кровли» не возникает (фиг. 2). В следующих разделах некоторые из высказанных положений будут обсуждены более детально.

Плавление гидратов

Выше автор высказал предположение, что граниты образуются за счет относительно безводных метаморфических пород. Удается ли обнаружить в них самих признаки безводности? Прежде всего изучение кислых вулканических пород позволило разделить их на два типа: 1) возникщие при участии обильной газовой фазы туфы и 2) стекловатые купола и штоки, становление которых происходило при меньшей роли газовой фазы. По крайней мере последние свидетельствуют о том, что на высоких уровнях гранитная магма не содержала огромных количеств волы. Опнако этот факт не может служить доказательством небольшого содержания волы в гранитной магме, поскольку расплав мог терять или, наоборот, поглошать воду в пропессе подъема. Вокруг многих гранитных тел высоких горизонтов (например, в Сьерра-Неваде, Калифорния) отсутствуют проявления гидротермальной активности, хотя их следовало бы ожидать, исходя из наблюдающихся масштабов гранитных тсл. В некоторых областях развития мигматитов в Бразилии в силлиманитграцат-биотитовых кристаллических сланпах встречаются мелкие обособления гранитного материала, которые во многих случаях содержат гранат. Это позволяет предполагать, что граниты здесь возникли в условиях дефицита воды. Можно написать следующие реакции:

Fe₃Al₂Si₃O₁₂ + KAlSi₃O₈ + 2H₂O
гранат
$$\downarrow$$

K₂Fe₃Al₂(Al₂Si₆O₂₀)(OH)₄ + 3SiO₂.
Биотит

Если эта реакция отражает равновесие биотит — гранат, то для рассматриваемого случая следует говорить о моновариантном равновесии или ограниченном содержании воды. Для других пород можно предполагать реакционные взаимоотношения магнетита и биотита:

$$K(Fe^{2+} + Fe^{3+})_{2-3}(AlSi_3O_{10})(OH)_2$$
 (биотит)
 \downarrow
 $KAlSi_3O_8 + Fe_3O_4 + H_2O.$

В этих реакциях участвуют не только твердые растворы; они контролируют также давление воды. Если в мнгматитовой зоне присутствуют пироксены, что наблюдается не так уж редко, то можно, очевидно, говорить о реализации роговообманково-пироксенового буфера давления воды. Можно также представить в этой роли фаялитовый оливин. Подобные факты указывают на неполное насыщение гранитов водой. Это означает, что гранитные расплавы далеко не всегда образуются в условиях, соответствующих минимуму кривой плавления, установленному экспериментально при $P_{H_2O} = P_{oбщ}$ в присутствии избытка воды. Представляется также, что общее условие приблизи-

тельного равенства $P_{H_{2O}}$ и $P_{H_{arpy_{3KH}}}$, которое, вероятно, приложимо к большинству обстановок регионального метаморфизма, нельзя считать справедливым для областей парциального плавления или даже для регионов метаморфизма очень высокой ступени. Отметим⁹лишь, что в фации зеленых сланцев не обнаружены реакционные взаимоотношения типа отмеченных выше.

Хорошо бы располагать данными прямых измерений температуры извергающейся кислой лавы, однако автору такие данные неизвестны. В результате изучения кристаллических фаз кислых стекол Кармишель [4] пришел

выводу, что «температуры к ликвидуса кислых вулканических пород (при неясной величине общего давления) обычно составляют около 900 °C; при этой температуре могут внепряться и недосыщенные водой Граниты, хотя интервал их кристаллизации должен быть значительным». Если эти выволы справедливы, то температура образования гранитных расплавов должна быть еще выше. В связи с этим представляют интерес данные по температуре некоторых фумарол острова Уайт, Новая Зеландия (Кларк. личное сообщение). Грин и Рингвуд [10] установили кривые плавления пород с различным содержанием кремнезема в условиях высокого давления (фиг. 3). При этом они нашли, что минимальные температуры плавления приходятся на состав андезитов — гранодиоритов. Остров Уайт представляет собой андезитовый вулкан, а фумаролы на нем испускают газы (вероятно, нагретая морская вода).



Фиг. 3. Линии ликвидуса (сплошная) и солидуса (пунктирная) обычных магматических пород при 30 кбар [10].

Как ни странно, для давления 1 кбар такие кривые пока неизвестны.

800 °С. В области нагревания этих температура которых превышает газов температуры должны быть, очевидно, еще выше. Дополнительные сведения по этому вопросу можно получить при изучении чувствительного к температуре фракционирования изотопов кислорода. К сожалению, этот процесс в условиях повышенных температур становится менее надежным индикатором. Согласно Эпштейну и Тейлору [8], для метаморфизма характерна температура 700 °C (силлиманитовая зона), для гранитов 780 °C и для пегматитов 730 °C. Эти данные основаны на изучении процесса фракционирования изотопов кислорода в парах минералов кварц — мусковит и кварц щелочной полевой шпат. Приведенные значения определяют лишь нижний предел температур. Мусковит, вероятно, представляет собой позднюю фазу, а полевой шпат неизменно обнаруживает признаки постмагматических изменений. Тем не менее все приведенные выше обрывочные сведения позволяют высказать предположение, что температуры гранитных расплавов не соответствуют гранитному минимуму, а составляют не менее 800 °С.

Существует еще одна группа доказательств маловодности гранитных расплавов. Если бы такие расплавы возникали в условиях минимума при насыщении водой, то при внедрении в верхние горизонты они должны были бы быстро переходить в состояние области солидуса и раскристаллизовываться. Этому противоречит стекловатое состояние многих кислых вулканических пород. При положительном наклоне кривой плавления безводных расплавов последние могут подниматься к поверхности, не подвергаясь



Фиг. 4. Влияние давления на плавление риодацита [10].

раскристаллизации. Кроме того, насыщенные водой расплавы должны вскипать на значительной глубине, и вокруг тел гранитоидов должны возникать большие ореолы гидротермального воздействия. Такого рода ореолы, по наблюдениям автора, отсутствуют по крайней мере у некоторых относительно



Ф и г. 5. Схематическая диаграмма плавления в системе АО — Н₂О при пеустойчивости гидратов в области плавления. Кривая АВ отражает понижение температуры плавления АО в результате присутствия воды. Кривая ZW соответствует давлению паров воды расплава с содержанием 2% H₁O. Пунктирные ляныи (1%, 2% и т. д.) отвечают кривым полного плавления составов с указанными содержаниями воды.

малоглубинных интрузивов. Однако более важно, что граниты, близкие к эвтектоидному составу, не способны к ассимиляции. По данным же Дели [5], кислые плутонические породы обладают значительной ассимиляционной емкостью.

Каким же образом недосыщенные водой гранитные расплавы образуются за счет метаморфических пород высокой ступени? Рассмотрим гипотетическую систему АО — H₂O, в которой возникает соединение A(OH)₂ с содержанием воды, допустим, 2%. Прежде всего, фазовая диаграмма для такой безводной системы будет похожа на диаграмму, приведенную Грином и Рингвудом [10] для риодацита (фиг. 4). Несмотря на ограниченное количество данных,

положенных в основу диаграммы Грина и Рингвуда, форма ее представляется нам правильной. Если ту же систему АО — H₂O рассматривать в условиях избытка воды, то диаграмма для нее приобретет иной вид (фиг. 5). Кривая АВ отражает понижение точки плавление АО в результате растворения волы в расплаве. Линии равного соцержания воды для кривой полного плавления на пиаграмме провелены параллельно кривой плавления в отсутствие волы.









Теперь мы можем ввести осложняющее условие, предположив, что присутствует гидрат А(ОН)₂. Это условие представит для нас интерес лишь в том случае, если кривая устойчивости гидрата пересечет кривую начала плавления. Такие соотношения могут быть двух типов (фиг. 6, 7). На фиг. 6 отражена картина, когда из гидрата выделяется такое количество воды (2%). которое достаточно, чтобы вызвать полное плавление в системе с кривой давления паров, пересекающей кривую плавления. Отметим, что плавление гидрата, происходящее в соответствии с одной из следующих двух реакций:

или

$$A(OH)_2 \longrightarrow pacmnab,$$

должно иметь положительный наклов как для ΔS , так и для ΔV . Линия ZWна диаграмме — та же кривая давления паров воды расплава с 2% H₂O, что



Фиг. 7. Плавление ассоцпации мусковит -- квари [20].

Виден положительный наклон кривой плавления и общее сходство диаграммы с гра-фиками, приведенными на фиг. 6, 8, 9.
и на фиг. 5. На фиг. 7 приведен пример реальной диаграммы такого типа [20]. Здесь необходимо отметить высокую температуру разложения мусковита. Более интересен для нас случай, когда кривая устойчивости гидрата пересекает кривую начала плавления (как на фиг. 8) при содержании воды более 2%. В этом случае реакция плавления будет иметь следующий вид:

 $A(OH)_2 \longrightarrow AO +$ расплав (примерно с 3,5% H_2O).

Если расплав, возникший в условиях точки C (фиг. 8), отделяется от кристаллического остатка, начинает подыматься в соответствии с линией CX и при этом достигает равновесия, то он начнет терять воду близ точки X после пересечения кривой давления паров воды расплава. В точке Y он



Фиг. 8. Схематическая диаграмма плавления A(OH)₂ для случая недостаточного поступления воды, в связи с чем не происходит полного плавления. Z'С — кривая инконгруентного плавления A(OH), с возникновением расплава и AO. Общее плавление осуществляется в условиях, отвечающих кривой 2% H₂O. Если нидкость, возникшая в С, поднимается к поверхности в условиях, отвечакощих кривой СХУ, то ва отрезке ХУ в ней происходит вскипание, а близ У — раскристаливация (см. текст).

должен закристаллизоваться, как только будет достигнуто пасыщение расплава водой. Отметим, что в период подъема, соответствующего отрезку *СХ*, расплав способен поглощать воду из окружающей среды. Этот процесс может сопровождаться экзотермическим эффектом.

Рассмотренная система похожа на гранитный расплав. На поведении последнего, однако, сказываются вариации состава гидратов (биотитовые и роговообманковые твердые растворы); кроме того, сам гранитный расплав имеет некоторый интервал плавления. Построить более близкую к природе диаграмму плавления гранитов в настоящее время невозможно, поскольку мы не располагаем данными по устойчивости присутствующих в них слюд и амфиболов. Тем не менее в этой связи можно высказать ряд довольно обоснованных предположений.

На фиг. 9 приведены некоторые относящиеся к рассматриваемому вопросу данные. В качестве нижней границы использованы определения устойчивости мусковита [9]. Эта граница в действительности располагается, вероятно, несколько ниже, поскольку в реальных породах мусковит разлагается при меньших температурах [2]. На диаграмме отражены также данные Ламберта и Уилли [14] по устойчивости роговых обманок при высоких температурах. Кривая устойчивости биотитов произвольно проведена между аналогичными кривыми роговых обманок и мусковита. Кривые разложения для случая, когда реакция имеет характер

гидрат --- расплав + твердое вещество,

проведены параллельно кривой устойчивости мусковита по данным Сегнита и Кеннеди [20]. В действительности, конечно, наклон этих кривых может отклоняться в ту или иную сторону и в настоящее время еще не известен. На диаграмму также нанесены кривая начала плавления гранита в условиях насыщения водой, линии, отражающие геотермические градиенты 20 и 30°/км и соответствующие среднему тепловому потоку, и кривая равновесия кнанит — силлиманит. Все кривые разложения в связи с вариациями состава твердых растворов в действительности должны представлять собой некоторые полосы. На фиг. 10 приведена схематизированная кривая плавления гранита, в процессе которого вода присутствовала лишь в составе мусковита (*a*), бнотита (*b*) или роговой обманки (*b*). Судя по некоторым экспериментальным





Положительный наклон кривых плавления биотитов и роговых обманок пока точно не установлен. Крапом вдоль кривых плавления условно показаны пределы колебаний температуры плавления, обусловленные вариациями состава рассматриваемых минералов. КS — кривая равновесия кианит силлиманит. Показаны кривые геотермяческих градиентов 20 и 30 °С/км. Область наиболее интенсивного гранитообразования располагается между точками W — A — Z — X. Кривая разложения мусковита по Эвансу [9]. Ликия AB соответствует вероятному изменению геотермического градиента 30 °С/км после возникновения в области плавления повышенной эффективной теплопроводности.

данным [18], кривые разложения биотита и роговой обманки на диаграмме даны с некоторым занижением температуры. Если это действительно так, то температуры плавления следует соответственно увеличить.

Анализ диаграммы позволяет сделать следующие выводы.

1) Видимо, существуют различные, вероятно, частично перекрывающие одна другую зоны плавления, в которых вода поступает в расплав за счет разложения мусковита, биотита или роговой обманки соответственно.

2) Количество расплава на всех стадиях плавления зависит от содержания гидрата в плавящемся субстрате, и, как будет показано ниже, небольшие массы гранита неспособны подниматься вообще.

3) Самые ранние граниты должны обладать наибольшим содержанием воды, и вероятность их подъема в верхние горизонты земной коры наименьшая (см. статью настоящего сборника на стр. 160).

4) Кислые вулканические породы и граниты высоких уровней должны иметь наименьшее содержание воды, а исходные для них расплавы, возможно, образуются в зонах разложения роговой обманки. Содержание воды в таких расплавах может не превышать 1% [22].





5) В результате выплавления гранитных расплавов в ранние периоды возникает кристаллический остаток амфиболитового состава, тогда как при возникновении наиболее горячих расплавов остаток близок к чарнокитам. При относительно небольшом геотермическом градиенте для образования обогащенного пироксеном остатка необходима очень мощная земная кора. Не в этом ли заключается причина приуроченности пород такого типа исключительно к архейским толщам?

6) Если основное количество воды на глубине присутствует в биотитах и роговой обманке, то в зависимости от местной величины геотермического градиента температура магм будет колебаться в пределах 750—950 °С.

7) Гравитационная сепарация гранитного расплава и твердой роговой обманки приводит к четкому одноступенчатому фракционированию кислого и основного материала.

8) Весьма вероятны некоторые колебания состава гранитов.

9) Если земная кора примерно поровну состоит из базальта и гранита и при этом происходит выплавление батолитовых гранитных массивов, то содержание воды в последних едва ли превышает примерно 2%. Этим предположением отвергается возможность интенсивного привноса воды из мантии.

10) Все гранитные расплавы, достигшие земной поверхности, имеют положительный наклон кривой плавления.

11) Типичность образования гранитов при высоком геотермическом градиенте подтверждается существованием мигматитов в толщах, претерпевших метаморфизм, близкий к условиям превращения кианит — силлиманит (по обе стороны этого равновесия).

12) Представляется вероятным (ср. фиг. 4), что поздние фракции гранитов, возникшие при наиболее высоких температурах, должны иметь наивысшее содержание кремнезема¹.

13) По мере переноса расплава должна возрастать эффективная теплопроводность зоны плавления, а геотермический градиент в течение магматического цикла должен выравниваться. Это будет способствовать увеличению температуры поздних расплавов, например, в соответствии с геотермическим градиентом по линии *AB* на фиг. 9.

Подъем расплава

Проблема сегрегации и движения вещества в гравитационно неустойчивых условиях рассматривалась Элсассером [7] в его блестящей работе, посвященной анализу вопросов образования ядра Земли. Основные положения этой проблемы сводятся к следующему:

¹ Едва ли это положение справедливо. Опыты Винклера в фон Платена говорят об обратном. Богатые кремнекислотой аплиты в аляскиты образуются при самых нязких температурах.— Прим. ред.

- a) плавление металлов осуществляется в верхних слоях планеты, где вязкость меньше, чем в глубоких частях Земли;
- б) капли металлических расплавов погружались с уменьшавшейся скоростью и образовали слой расплава;
- в) космические возмущения приводили к вздутию слоя, который в конечном счете собирался в очень крупную каплю, которая могла очень быстро падать к центру (режим Стокейзена);
- r) падение крупных капель, вероятно, последовательно происходило в одной и той же области. Это соотношение показано на фиг. 11.

Для случая движения гранитных расплавов необходимо рассматривать две проблемы: сегрегация капель батолитовых размеров и их подъем. Первая



Фиг. 11. Образование капли в неустойчивом тяжелом слое. Этот процесс рассмотрен Элсассером [7] применительно к проблеме образования ядра Земли.

из этих проблем, вероятно, менее сложна. В зоне плавления вязкость системы расплав — твердый материал должна быть значительно меньше, чем в нерасплавленных участках земной коры. Некоторую оценку вязкости в рассматриваемой зоне можно получить, используя соотношение Эйнштейна, выведенное им для вязкости системы твердое вещество — жидкость в 1906 г. Это соотношение можно выразить в следующей форме:

$$\eta$$
 системы = 2,5 $\phi \eta_0 + \eta_0$,

где η₀ — вязкость жидкости, а φ — отношение объема твердого вещества к объему системы в целом. Поскольку вязкость гранитных расплавов составляет около 10⁶ пуаз, то даже при самой неблагоприятной величине φ вязкость системы должна быть равна около 10¹⁰, т. е. должна быть примерно в 10¹⁰ раз меньше, чем у твердой земной коры.

В соответствии с законом Стокса скорость движения сферической капли под действием силы тяжести в вязкой среде определяется выражением

$$V = \frac{2gr^2(\Delta\rho)}{9\eta},$$

где g — ускорение силы тяжести, r — радиус капли, $\Delta \rho$ — разность плотностей капли и среды, в которой она движется, η — вязкость среды. В рассматриваемом случае величина $\Delta \rho$ должна быть равна примерно 0,3, и, следовательно, капля радиусом 10 см будет подниматься со скоростью около 30 см-год⁻¹. Когда эта капля столкнется с краем фронта плавления, скорость се движения уменьшится до $30 \cdot 10^{-10}$ см год⁻¹ или до 30 см в 10^{10} лет. Следовательно, жидкость должна собираться в более или менее выраженных узлах. Здесь жидкость должна задерживаться до возникновения вздутий элсассеровского типа, а крупные капли могут продолжать движение. Таким же способом нерасплавленный материал будет быстро погружаться на дно потенциальной магматической камеры.

Насколько велики могут быть размеры капель расплава? Зная вязкость нижней части земной коры, можно оценить скорость движения капель различных размеров. Однако существует другое затруднение. Рассматриваемая капля не должна заметно охлаждаться; в противном случае в ней начнется кристаллизация и малая плотность, обусловливающая ее движение, исчезнет. Возможно, логичнее подходить к решению этой проблемы другим, окольным путем. Можем ли мы использовать гранитные интрузивы для измерения вязкости земной коры? Каковы максимальные размеры батолитовых массивов и, в частности, обособленных интрузивных тел? Предполагается, что батолит Сьерра-Невады, занимающий площадь 6.10⁴ км², состоит из более чем 200 отдельных плутонов со средним размером 300 км². Мур [17]



Фиг. 12. Схема образованыя гранитного плутона. Магма концентрируется на довольно четко выраженном уровне в области пониженной вязкости, в которой происходит подъем капель расплава в быстрое погружение, нерасплавившегося остатка. В нижней части земной коры капля поднимается посредством пластической деформации. Вблизи поверхности становление массива происходит в условиях хрупких деформаций.

при изучении части этого региона плоталью 620 км² выявил 27 изолированных масси-BOB co средним размером 24 км² кажпый. Если принять. что средняя мощность массивов равна примерно 5 км, то радиус соответствующих им магматических капель должен колебаться в пределах 3—7км. время Опенить кристаллизапии таких массивов можно на основании ланных Ларсена [15] или при помощи хорошо известного уравнения охлаждения сферы. В обоих случаях период кристаллизапии массивов определяется примерно в 10⁶ лет. Если допустить, что магматическая капля поднялась за это время на 20 км (2 см в год), томожно оценить вязкость земной коры. Величина η, определенная исходя из указанных выше носылок, должна равна около 1020 П. быть Мне представляется, что этодовольно правдоподобная ци-

фра. Так, часто в литературе вязкость земной коры определяется в пределах $10^{18}-10^{22}$ П; Гроут, в частности, для зоны батолитовых интрузивов указывал величину 10^{19} П. Оценки этой величины разнятся в сотни раз, что резко меняет выводы о возможностях сегрегации расплава и внедрения гранитов по модели типа Стокейзена.

Интересно отметить, что в экспериментах Гроута наблюдалось последовательное восхождение капель по одной и той же траектории. Аналогичные выводы получены Элсассером. Применительно к гранитам такое явление вполне закономерно, поскольку восхождение капель расплава должно изменять геотермический градиент и приводить к прогреву всего пути их движения, а следовательно, и к уменьшению вязкости этого участка земной коры. Интересно отметить, что мигматитовые зоны скорее соответствуют области зарождения расплава, чем зонам подъема магматических капель. На фиг. 12 изображена обсуждаемая здесь модель гранитоидного магматизма, собственно, давно уже известная. Очевидно, эта модель может быть обоснована механическими свойствами земной коры, выявляемыми посредством изучения формы отдельных плутонов. Если эти последние данные имеются (ср. статью Ботта в настоящем сборнике), а динамика движения исслодована теоретически или на соответствующих моделях, то многие аспекты выдвинутых положений вполне поддаются проверке.

Выводы

В рассмотренной выше модели принято, что граниты, по крайней мере относительно молопые, образовались в результате фракционного плавления метаморфических пород высокой ступени. Тип сепарации расплавов отчасти зависит от термической устойчивости гипратов, обогашенных базальтоилными элементами. Неразумно, опнако, считать, что этап гипратапии или осалочная стапия обязательны как предпосылка образования всех гранитов. На ранних стапиях развития Земли, когда значительные ее части находились в расплавленном состоянии [13], могли в гигантских масштабах реализоваться соотношения, установленные в Скергаардском плутоне. с соответственно более крупными массами кислых дифференциатов. Насколько легко эти дифференциаты могли подниматься с тех или иных глубин мантии. опрепелялось в основном степенью затверпевания мантии в тот периоп. Если она была твердой, то гранитоидный материал, проходящий через верхнюю мантию, должен был собираться в гораздо более крупные массы, чем обсуждавшиеся выше. Такие массы, возникнув на большой глубине, могли и не полниматься к поверхности (это может, отчасти, помочь решению вопроса о распределении калия в Земле в целом). В этой связи большой интерес представляет статья Толбота [21] об архейских плутонических массивах. Масштабы проявления этих древних сообществ батолитов, вероятно, намного значительнее, чем более молодых батолитов. Имеет ли такое соотношение реальное значение? Размеры плутонов могут служить хорошим ключом к оценке глубины источника гранитоидного материала как с точки зрения гравитационных сил, так и в аспекте эффекта охлаждения.

В дальнейшем при изучении рассматриваемой проблемы, которое требует некоторой осторожности, следует накапливать доказательства в обоснование устойчивого характера химизма или циклического обмена веществом между земной корой и мантией [1]. Если океанические осадки при деформациях близ границ коптинента попадают в мантию, то за их счет туда поступает кислый материал и вода. Это захваченное мантией вещество может обеспечить затем поступление части рассмотренной выше воды, а также андезитовых расплавов со значительно больших глубин, чем уровни возникновения гранитов.

На симпозиуме в Глазго, посвященном проблемам метаморфизма, автор с интересом прослушал доклад проф. Ботта, касающийся генерации тепла, связанного с конвективным течением, а также генерации тепла близ окраин материков. Представляется, что в областях, где осадочный материал поддвигается под материк, тепловой поток может также возрастать. Вода таких осадков может перераспределяться с участием мантийного вещества и с образованием гидратов с повышенной термической устойчивостью, например, по следующей схеме:

 $\begin{array}{rl} \mathrm{Al}_4\mathrm{Si}_4\mathrm{O}_{10}(\mathrm{OH})_8 + 12\mathrm{MgSiO}_3 + \mathrm{SiO}_2 &\longrightarrow & 4\mathrm{Mg}_3\mathrm{Si}_4\mathrm{O}_{10}(\mathrm{OH})_2 + 2\mathrm{Al}_2\mathrm{SiO}_5, \\ & & \\ \mathrm{Глина} & & \\ & & \\ & & \Delta H = -61\ 000 \ \mathrm{кал\cdot моль^{-1}}. \end{array}$

Вероятно, могут возникать такие минералы, как флогопитовые слюды и роговые обманки. Хорошо известно, что флогопит представляет собой водусодержащий минерал с высокой термостойкостью. Не играет ли это определенной роли в характере распределения содержания калия в андезитовых вулканах [6] по мере продвижения в сторону от границ континентов? Калий, удерживаемый в термостойком флогопите, высвобождается лишь на поздних стадиях проявления вулканических серий. Затем, могут ли достигать термохимические эффекты значительной величины, если они проявляются в относительно небольших объемах? Ведь многие реакции осадков с мантийным веществом, вероятно, имеют экзотермический характер.

В заключение необходимо отметить, что мы не располагаем данными по повелению гранитных расплавов в пропессе кристаллизании. Не так давно при участии автора исслеповался вопрос о сохранности аргона в минералах. кристаллизовавшихся из расплавленного древнего гранита. В этих экспериментах мы стремились проследить цикл твердое вещество -> расплав -> - твердое вешество в закрытой системе в условиях повышения и понижения температуры. Большинство экспериментов проводилось со стеклами в условиях насыщения водой. В тех случаях, когда получалась жидкость, совертенно литенная кристаллов, кварц и полевой шпат повторно не кристаллизовались за время эксперимента (по восьми недель) даже в условиях значительно ниже кривой плавления. Эти соотношения нельзя связывать с опной вязкостью, поскольку биотит в этих же опытах легко кристаллизовался. Представляется, что образование центров кристаллизации некоторых минералов в гранитном расплаве сильно затруднено. Если подъем гранитных расплавов совершается в соответствии с кривой плавления, имеющей положительный наклон, то равновесие, вероятно, достигается очень медленно. Это подтверждается стекловатой природой даже относительно крупных экструзивных тел кислого состава. Многие из них должны были существовать в горячем состоянии в течение многих лет. Аналогичным образом замедленно может происхопить и возникновение заролышей пузырьков в этом материале. Не контролирует ли такой процесс образования зародышей пузырьков эксплозивные извержения игнимбритов и не происходят ли эти извержения в результате бурно вспыхивающей цепной реакции образования зародышей пузырьков? Замедленностью кристаллизации можно объяснить некоторые неясные с других позиций различия структур гранитоидов в ассоципрующих массивах. Ранние, быстрее охладившиеся тела могут резко отличаться от более поздних, попавших в тот же участок, когда среда там была теплее, даже при совершенно незначительных различиях химического состава.

ЛИТЕРАТУРА

- Armstrong R. L., A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth, Rev. Geophys., 6, 175, 1968.
 Bayley P. B., The effect of water pressure on the partial fusion of intermediate rocks, M. Phil. thesis, Univ. of Leeds, 1968.
 Boettcher A. L., Wyllie P. J., Melting of granite with excess water to 30 ki-lobars pressure, J. Geol., 76, 235, 1968.
 Carmichael I. S. E., The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesium silicates, Contr. Miner. and Petrology. 14, 36, 1967.
 Daly R. A., Igneous rocks and the depths of the earth, McGraw-Hill, N.Y., and Lond., 1933. [См. русский перевод: Р. А. Дели. Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ. Глав. ред. геод.-раавед. и геодевич. лит-ры, Л.-М., 1936.]

- Lond., 1933. [См. русский перевод: Р. А. Дели. Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ. Глав. ред. геол.-развед. и геодезич. лит-ры. Л.-М., 1936.]
 6. Dickinson W. R., Hatherton T., Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific, Science. N.Y., 157, 801. 1967.
 7. Elsasser W. M., Early history of the earth, in Earth science and metcoritics (Ed. J. Geiss and E. D. Goldberg), North-Holland Publ. Co., Amsterdam. p. 1. 1963.
 8. Epstein S., Taylor H. P., Wariation of O¹⁸O¹⁶ in minerals and rocks. Researches in geochemistry (Ed. P. H. Abelson), Wiley, N.Y., 2, p. 29, 1967.
 9. Evans B. W., Application of a reaction rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz, Am. J. Sci., 263, 647, 1965.
 10. Green T. H., Ringwood A. E., Origin of the calc-alkaline igneous suite. in Petrology of the Upper Mantle, Dept. of Geophysics and Geochemistry, Australian National University Publ., № 444, p. 105, 1966. [См. русский перевод: Т. Х. Грин. A. Э. Рингвул, Происхождение магматических пород известково-целочного А. Э. Рингвуд, Происхождение магматических пород известково-целочного ряда, в кн. Д. Х. Грина, А. Э. Рингвуда и др. «Петрология верхней мантин», изд-во «Mup».M., 1968.] 11. Grout F. F., Scale models of structures related to batholiths, Am. J. Sci., 243A,
- 260, 1945.
- 12. Grout F. F., Origin of granite, Mem. Geol. Soc. Am., 28, 45, 1948. 13. Kennedy G. C., Early thermal history of the earth, Geol. Soc. Am. Abstr. Annual Meeting, 1968, p. 158, 1968.

- 14. Lambert I.B., Wyllie P.J., Stability of hornblende and a model for the low yelocity zone, Nature, Lond., 219, 1240, 1968.
- 15. Larsen E.S., Time required for the crystallization of the great batholith of Southern
- Larsen E. S., Time required for the crystallization of the great batholith of Southern and Lower California, Am. J. Sci., 243A, 399, 1945.
 Marmo V., On the granite problem, Earth-Sci. Res., 3, 7, 1967.
 Moore J. G., Geology of the Mount Pinchot quadrangle Southern Sierra Nevada, California, Bull. U.S. Geol. Surv., 1130, 1, 1963.
 Piwinskii A. J., Wyllie P. J., Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon, J. Geol., 76, 205, 1968.
 Read H. H., Granites and granites, Mem. Geol. Soc. Am., 28, 1, 1948.
 Segnit R. E., Kennedy G. C., Reactions and melting relations in the system muscovite-quartz at high pressures, Am. J. Sci., 259, 280, 1961.
 Talbot C. J., Thermal convection in the Archaean crust, Nature, Lond., 220, 552, 1968

- 1968.
- 22. Tuttlc O.F., Bowen N.L., Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₂ - KAlSi₃O₂ - SiO₂ - H₂O, Mem. Geol. Soc. Am., 74, 1958.

РАЗЛИЧИЯ МЕЖДУ НЕПРОЗРАЧНЫМИ МИНЕРАЛАМИ В ТРЕТИЧНЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ ДАЙКАХ И ЛАВАХ

Дж. Аде-Холл, И. Лоли

Введение

Главное направление работ Геофизического факультета Ливерпульского <u>университета</u> — палеомагнитные исследования. Очень детально была изучена минералогия непрозрачных минералов ряда потоков континентальных платобазальтов и ассопиирующих с ними даек с целью установления источника остаточной намагниченности базальтовых пород — наиболее важных палеообъектов магнитных исследований.

Хотя дайковые породы и лавы содержат одни и те же непрозрачные минералы, отмечаются четкие различия в количестве этих минералов и в продуктах их изменения для пород неглубоких интрузий и экструзий. Существование таких различий должно быть увязано с тем фактом, что базальтовые дайки, по крайней мере в некоторых случаях, служат каналами для потоков лавы.

Непрозрачные минералы базальтовых пород

Для базальтовых пород характерны три группы непрозрачных минералов — титаномагнетит, ильменит и сульфиды железа.

Титаномагнетит. Титаномагнетит базальтов может рассматриваться как магнетит с частичным замещением железа титаном. По данным Акимото и др. [3], при магматических температурах между кристаллографически сходными конечными членами — магнетитом Fe₃O₄ и ульвошпинелью Fe₂TiO₄ — существует непрерывный ряд твердых растворов. Однако в базальтах даек и лав пределы растворимости титана в магнетите ограничены. Анализ с помощью электронного анализатора [1, 12] показал, что 75% анализированных гомогенных титаномагнетитов из базальта содержит от 60 до 90% ульвошинели. Среднее отношение магнетита к ульвошимнели для гомогенных титаномагнетитов из базальтов лав и даек было определено Смитом [12], который не обнаружил больших различий между значениями средних отношений. Так как титаномагнетит содержит ионы закисного железа Fe²⁺, в подходящей окружающей обстановке он может окисляться. Уста-



Фото і.

а — титаномагнетит, класс 1; б — титаномагнетит, класс 2. Белое — выпавший ильменит, светло-серое титаномагнетит; в — титаномагнетит, класс 3. Светло-серое — выпавший ильменит, темно-серое титаномагнетит; г — титаномагнетит, класс 4. Белое — гематит и другие инертукты распада иластинчатого ильменита, светло-серое — магнетит; б — титаномагнетит, класс 5. Бизее — титаносе в посерое — титаномагнетит, светло-серое — кубическая фаза, черное — игольчатые столбики; г — титаножагнетит, класс 6. Белое титаномагнетит, светло-серое — рутил, темно-серое — исивдобрукит. новлено несколько процессов окисления. Особый интерес представляет процесс высокотемпературного (вторичного) окисления, поскольку наблюдаются определенные различия в степени его развития в базальтах лав и даек. Вторичное окисление титаномагнетита приводит прежде всего к почти сплошному окислению богатого титаном титаномагнетита в слабо титанистый титаномагнетит и ильменит FeTiO₃. Образованный таким путем ильменит срастается, создавая ряды равносторонних пластинок, расположенных параллельно друг другу и легко распознаваемых под рудным микроскопом при большом увеличении. При полном удалении титана из первоначально богатого титаномагнетита происходит замещение примерно половины площади зерна пластинчатым ильменитом. Дальнейшее окисление приводит вначале к переходу пластинок ильменита в титаногематит (FeTi)₂O₃ и рутил TiO₂ и, наконец, к образованию псевдоморфоз по титапомагнетитовым зернам, состоящих из титаногематита, рутила и псевпобрукита.

В этом процессе окисления установлено шесть последовательных стадий (фото 1). Так как отдельные образцы обычно содержат зерна титаномагнетита в различных последовательных стадиях окисления, образец со средней окисленностью (со средним «магнетитовым окислительным числом») определяется либо по характеру окисления и по количеству окисленных зерен, приходящихся на сто зерен непрозрачных минералов, либо путем изучения полированного шлифа. Количественный метод подсчета 100 зерен более точен, так как определение средней окисленности образца может содержать элемент субъективности.

Установлено, что вышеописанный процесс окисления может быть только вторичным. Магнстит (и первичный ильменит) кристаллизуется из базальтового расплава при 1070 ± 10 °C [11]. В природных условиях процесс окисления, включая описанный здесь ход окисления титаномагнетита, был зарегистрирован на Гавайских лавовых озерах Сато и Райтом. По их наблюдениям, этот процесс происходил при температурах от 750 до 400 °C; такие колебания температуры лава обычно испытывает только в начале остывания. Линдсли [7] экспериментально получил в титаномагнетите пластинки ильменита при давлении водяного пара от 670 до 2000 бар и температурах от 1000 до 600 °C. Эти условия еще раз подтверждают вторичную природу окисления подобного типа.

Ильменит. Здесь рассматривается ильменит, кристаллизовавшийся из магмы в виде самостоятельных зерен, а не пластинчатый ильменит, возникший в титаномагнстите при его окисления. В дальнейшем ильменит первичной кристаллизации мы будем называть первичным ильменитом.

Первичный ильменит также является обычным железо-титановым окислом базальтовых пород. Он образует твердый раствор с гематитом при магматических температурах [10]. Однако анализы с помощью электронного анализатора показывают [12], что в гомогенном базальтовом первичном ильмените с составом, колсблющимся между 0,14 Fe₂O₃ 0,86 FeTiO₃ и 0,02 Fe₂O₃ 0,98 FeTiO₃, преобладает молекула ильменита.

Вторичное окисление базальта вызывает коренные изменения в первичном ильмените, так же как и в титаномагнетите. Эти изменения приводят к формированию структур распада, в данном случае, вероятно, с железистым рутилом (FeTi)O₂. Максимальное окисление ведет к образованию псевдоморфоз рутила — псевдобрукита — титаногематита по ильмениту.

Сульфиды железа. Сульфиды железа в базальтах представлены главным образом пиритом FeS и пирротином FeS_{1+x}, где $0 < x \leq 0,14$. Вторичные изменения в сульфидах железа базальтовых пород не известны. В изученных базальтах наблюдается обратная связь между присутствием сульфидов железа и развитием вторичного окисления.

189

Различия в характере непрозрачных минералов базальтов даек и лав

Различия в характере непрозрачных минералов пород даек и лав сводятся к различиям в относительных количествах минеральных фаз, кристаллизующихся из магмы, и к различиям в степени вторичного окисления. Фактором, осложняющим изучение этих различий, является изменчивость как первичного минерального состава, так и вторичных изменений даже в пределах одной породы. Эта характерная изменчивость будет описана ниже.

Титаномагнетит. Четких различий между составом или абсолютным количеством титаномагнетита, присутствующего в базальтах даек и лав, не наблюдается [12]. Однако степень вторичного окисления титаномагнетита



Фиг. 1. Сравнение степени вторичвой окисленности титаномагнетита из лав восточной Исландии и из пород линейной дайковой серии острова Малл.

1 — образцы пород из линейной дайковой серии острова Малл; 2 — образцы лав из восточной Исландии.

очень различна. В изученных нами случаях степень вторичного окисления титаномагнетита в дайках никогда не была настолько сильной, чтобы возникали три высшие формы окисления, т. е. титаномагнетит, окисленный до классов 4, 5 и 6 (фото 1, табл. 1). На фиг. 1 сравнивается степень вторичного окисления титаномагнетита из плато-базальтов восточной Исландии (213 образцов из такого же числа лавовых потоков) и из линейной дайковой серии с острова Малл (187 образцов из 57 даек). В исландских лавах магнетитовое окислительное число колеблется от 1,00 (окисление отсутствует) до 6,00 (максимальное окисление), тогда как в дайках оно не превышает 2,00 (за исключением одного образца). В небольшой коллекции образцов лав с острова Малл (71 образец из 19 потоков) отмечается такое же вторичное окисление титаномагнетита, как и в образцах исландских лав (табл. 1).

Таблипа 1

Местонахождение	Интервал магнетитового окисли- тельного числа					Число изу- чен-		Ссыл-
	1,00— 1,99	2,00— 2,99	3,00— 3,99	4,00- 4,99	5,00 6,00	ных образ- цов	Метод измерения	ка
			Дай	ки				
Остров Малл (палеоген), дайковая серия (%)	99,5	0,5	0,0	0,0	0,0	187	Количествен- ный (измерение 100 зерен)	[1]
Восточная Ислаидия (третичный период), дайки (%)	18,9	24,5	56,6	0,0	0,0	159	Оценка	[14]
			Лав	ы				
Восточная Исландия (тре- тичный и четвертич- ный? периоды), лавы (%)	55,3	19,8	17,8	3,3	3,8	213	Количествен- ный	[5]
Восточная Исландия, отдельные лавовые потоки (%)	14,1	11,4	31,7	15,6	27,2	396	Оценка	[14]
Остров Малл (палеогеи), лавы (%)	46,5	25,4	14,1	5,6	8,5	71	Количествен- ный	
Плато Колумбия, лавы (%)	9,8	18,7	27,6	27,1	16,7	207	Оденка	[15]

Вторичное окисление титаномагнетита в породах даек и лав

Первичный ильменит. Мы располагаем количественными данными о развитии первичного ильменита (процентное отношение общей площади титаномагнетита к площади первичного ильменита) и вторичного окисленного ильменита в лавах Исландии и острова Малл, а также в породах линейной серии даек острова Малл (табл. 2). В лавах и дайках этих трех серий пород отмечаются четкие различия между обоими параметрами. Средние величины относительного содержания ильменита в лавах разных коллекций почти в 25 и 12 раз соответственно больше, чем в коллекции пород из даек. На фиг. 2 показано распределение ильменита в лавах Исландии и в дайковых

Таблыда 2

Средняя степевь Количество Первичный вторичного Местонахождение образцов ильменит, % окисления Дайки Остров Малл (налеоген), дайковая серия 187 1,45% I I 1,00 Лавы Восточная Исландия (третичный и четвертич-213 34,9% 1.26 ный? периоды), лавы Остров Малл (палеоген), лавы 71 16.85% 1,37

Первичный ильменит (процентнос отношение общей площади титаномагнетита и ильменита) и развитие в нем вторичного окисления

Шкала степени вторичного окисления ильменита охватывает предслы от 1,00 (окисление отсутствуст) до 2,00 (все зерна ильменита в образце окислены).









Фиг. 3. Сравнение степеви вторичной окисленности ильменита из лав восточной Исландии и из пород линейной дайковой серии острова Малл.

1 — образцы пород из линейной дайковой серии острова Малл; 2 — образцы лав из восточной Исландии.

породах острова Малл. Вторичное окисление ильменита, которое полностью отсутствует в породах из даек, хорошо развито в лавах (табл. 2, фиг. 3). Это соответствует различиям в развитии вторичного окисления титаномагнетита между базальтовыми дайками и лавами.

Таблица З

Местонахождение	Число образцов	Среднее содержание суль- фидов железа (как процент- ное отношение к общей площади непрозрачных минералов)	Процентное отношение (число) образцов в кол- лекции, содержащих сульфиды железа	
Остров Малл (па- леоген), дайковая серия	187 (113—57 отдельных даек)	Дайки 3,66	85,6 (160)	
Восточная Ислан- дия (третичный и четвертичный? пе- риоды), лавы	213 (из 213 отдельных лав)	Лавы 0,0038	2,3(5)	
Остров Малл (па- леоген), лавы	71 { Непневматоли- зпрованные 23 Писиматолизи- рованные 48	2,70 Непневматоли- зпрованные 0,56 Пневматолизи- рованные 3,75	45 (32) Непневма- толизиро- ванные 17 (4) Пневмато- лизирован- ные 58 (28)	
Антрим (палео- ген), единичный анализ лавы	57 { Верхняя зона 12 Нижняя зона 45	0,54 Верхняя зона 0,025 Нижняя зона 0,68	91 (45) { Верхняя зо- на 33 (14) Нижняя зо- на 91 (41)	

Сульфиды железа

Сульфиды железа. В табл. З приведены количественные данные, полученные при изучении сульфидов железа из лав Исландии и острова Малл и из дайковых пород острова Малл, а также результаты детального изучения одной породы из третичного потока толеитовой лавы из Северной Ирландии. Фиг. 4 иллюстрирует распределение сульфидов в исландских лавах и в породах даек острова Малл.

Изучение пород из лав и даек показывает, что по сравнению с лавами и дайковыми породами острова Малл сульфиды встречаются гораздо реже и их среднее количество намного меньше. Однако сходство лав и дайковых пород острова Малл по характеру содержащихся в них сульфидов обманчиво. Сульфиды из лав Исландии и дайковых пород острова Малл могут часто выглядеть как первичные. В то же время, согласно Бейли и др. [4], распространение сульфидов в лавах острова Малл (за исключением трех слабо окисленных образцов) ограничивается лавами из пневматолитовых зон. По крайней мере в некоторых лавах, подвергшихся пневматолитовым изменениям, сульфиды могут иметь вторичное происхождение. Например, зерпа сульфидов часто встречаются в центре пустот, выполненных деолитами.

Следовательно, при сравпении содержаний первичных сульфидов в лавах и дайковых породах необходимо использовать лавы острова Малл, не измененные пневматолитически; в этом случае частота встречаемости и среднее содержание сульфидов сопоставимы с соответствующими значениями для исландских лав.

Важно отметить, что, несмотря на довольно широкое распространение изменений, вызванных пневматолизом, степень вторичного окисления и пер-



Ф и г. 5. Соотношение между количеством сульфидов железа и степенью вторичной окисленности титаномагнетита, установленное при детальном изучении одного толентового потока палеогенового возраста из Антрима.

Черные кружки - лава из нижней зоны, светлые кружки - лава из верхней зоны.

воначальное относительное содержание магнетита и первичного ильменита могут быть легко определены.

Можно считать, что результаты изучения коллекций лав и даек позволяют говорить об ассоциации первичных сульфидов с вторично окисленным тита помагнетитом.

Ливерпульские ученые при изучении четырех третичных лавовых потоков только в одном из них обнаружили сульфиды железа. В этом толеитовом потоке мощностью 35 м из района «мостовой гигантов» Антрима, Северная Ирландия (табл. 3), наблюдается обратная связь между степенью вторичной окисленности и содержанием сульфидов железа. В толейте четко выделяется нижняя зона (нижние 45 образцов) и верхняя зона (верхние 12 образцов). Образцы нижней зоны (черные кружки на фиг. 5) характеризуются относительно низкой вторичной окисленностью титаномагнетита и высоким содержанием сульфидов железа. В отличие от этого образцы верхней зоны (светлые кружки на фиг. 5) обнаруживают сравнительно высокую вторичную окисленность титаномагнетита и низкое содержание сульфидов железа. Хорошо видно также, что в зонах слабой вторичной окисленности титаномагнетита, которые присутствуют в трех других изученных лавах, сульфиды железа отсутствуют.

Обсуждение результатов

Постановка проблемы. В изученных базальтах пока обнаружено только три типа различий между непрозрачными минералами дайковых пород и различных лав.

1. В титаномагнетите из базальтов даек отсутствуют три самые сильные стецени вторичной окисленности, характерные для титаномагнетита из лав.

2. Среднее количество первичного ильменита, выраженное (в %) как отношение общей площади титаномагнетита к площади первичного ильменита, значительно меньше в базальтах даек, чем в базальтах из лав.

3. Частота встречаемости и среднее количество первичных сульфидов железа значительно больше в базальтах из даек, чем в базальтах из лав.

Так как вполне вероятно, по крайней мерс для некоторых случаев, что дайки могли служить питающими каналами для лавовых потоков, проблема заключается в увязке различий в минералогии непрозрачных минералов с условиями кристаллизации и охлаждения по существу одной и той же базальтовой магмы в приповсрхностной интрузивной обстановке и при излиянии.

Факторы, вкимющие на характер непрозрачных минералов. Природа и характер изменения непрозрачных минералов в базальтах зависят от состава магмы и истории остывания пород.

По-видимому, количество кристаллических непрозрачных минералов определяется главным образом не историей остывания, а составом магмы. Как полевые, так и лабораторные данные указывают на исключительно важную роль природы и состояния газовой фазы базальтовой магмы. В составе вулканических газов преобладает водяной пар; кроме него присутствуют углекислый и серинстый газы, а также небольшие количества N₂, H₂, CO, S₂ и Cl₂ [6]. Такое сочетацие летучих при различных условиях может, вероятно, создать все различия, наблюдаемые в непрозрачных минералах базальтов из даек и лав. Таким образом, отношение первичного ильменита к магнетиту, возникшее в процессе магматической кристаллизации, завлсит, по крайней мере частично, от степени окисленности летучих при кристаллизании магмы (Линдсли, личное сообщение). И в этом случае вторичное окисление титаномагнетита требует окисленной газовой фазы в температурном интервале от 750 до 400 °C. Наконец, сульфиды железа в базальтовых породах образуются, вероятно, из магматической серы, которая выносится в газовой фазе в виде S2 и SO2. . ..

Газовая фаза базальтовой магмы в обстановке приповерхностных интрузий и эффузий. Различия в непрозрачных минералах базальтов лав и даек определяются природой газовой фазы в условиях извержения (вообще более окислительных) и низким содержанием серы в газовой фазе в обстановке приповерхностных интрузий.

Различия в давлении на газовую фазу сами по себе едва ли могут вызвать наблюдаемые минеральные различия. Гораздо вероятнее, что изменение характера газовой фазы связано с изменением окружающей обстановки.

На первый взгляд различия между непрозрачными минералами из базальтов даек и лав можно объяснить влиянием грунтовых вод или дождевой воды на окисление лавового материала. Однако такой вывод может быть ошибочным. Например, Сато и Райт [11] при изучении колсбаний степени окисленности летучих по скважинам в остывших Гавайских лавовых озерах обнаружили аномальное увеличение содержания летучих в некоторых скважинах, которое сопровожлалось вторичным окислением лавы. Так как увеличение содержания летучих в данном случае незакономерно как по времени проявления, так и по положению (в различных скважинах). едва ли оно могло быть вызвано поступлением возпуха. груптовых вод или дождевой воды. По мнению Сато и Райта, это объясняется тем, что в некоторых условиях закаленная корка лавы действует как полупроницаемая оболочка — проницаемая для водорода, но не для кислорода. В результате на равновесие диссоциации магматического водяпого пара 2II₂O = 2II₂ + + О₂ влияет перемещение водорода, вызывающее диссоциацию большого количества водяного нара с соответствующим возрастанием активности кислорода.

Сато и Райт не упоминают о потере серы, происходящей, видимо, различными путями, которые ведут также к потере водорода.

Базальты в приповерхностных интрузиях имеют относительно низкую пористость. Однако в некоторых крупных вертикальных обнажениях было установлено значительное возрастание пористости в приповерхностных интрузивах по мере приближения к первопачальной поверхности [13, 8]. Предполагается, что относительно низкая пористость в приповерхностных интрузивных породах является результатом только уменьшения давления, а не снижения количества газов или их отсутствия: этот вывод поддерживает Моор [9], изучавший подводные лавы. Моор продемонстрировал отчетливую обратную связь между пористостью и глубиной, на которой происходит затвердевание породы.

Выводы и дальнейшие задачи

Главная проблема заключается в установлении механизма образования непрозрачных минералов, так как имеющихся сведений о реакциях в системе H_2O — Fe — S при различных условиях явно недостаточно.

Могут быть предложены два механизма, с помощью которых газовая фаза базальтовой магмы вызывает различия в минеральном составе непрозрачных минералов: 1) возрастание роли кислорода в газовой фазе за счст потери водорода через лавовую полупроницаемую оболочку и 2) потеря серы из лав в виде газовой фазы.

Уже отмечалась важная особенность механизма полупропицаемой оболочки, обусловливающая значительное увеличение количества кислорода в газовой фазе. Однако до сих пор не ясно, может ли лава служить полупроницаемой оболочкой. Мы не обнаружили данных о действии па лаву компонентов магмы, содержащих серу. Однако потеря серы должна влиять как на осаждение сульфидных минералов, так и на количество кислорода в остаточной газовой фазе.

Несколько вопросов, возникших у авторов при изучении непрозрачных минералов, остается без ответа:

1. Почему существуют такие большие различия в степени вторичного окисления в пределах одной и той же лавы и в различных лавах?

2. Почему в тех зонах лавы, где вторичное окисление мало, сульфиды обычно отсутствуют и почему они почти всегла встречаются в дайках со слабым проявлением окисления?

Чтобы ответить на эти дополнительные вопросы, нужно достаточно удовлетворительно объяснить петрологические различия в составе непрозрачных минералов из базальтов паек и лав. описанных в настояшей статье.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. A d e H a l l J. M., Electron probe microanalyser analyses of basaltic titanomagnetites and their significance to rock magnetism, Geophys. J. R. astr. Soc., 8, 301, 1964. 2. Adc-Hall J. M., Dagley P., Wilson R. L., Evans A., Riding A.,
- S m i t h P. J., A paleomagnetic study of the Mull dyke swarm, Palaeogeophysics Conference, Newcastle, 1969.
- 3. A kimoto S., Katsura T., Yoshida M., Magnetic properties of TiFe₂O₄ -- Fe₃O₄ system and their change with oxidation, J. Geomagn. Geoclect., Kyoto, 9, 165, 1957.
- 165, 1957.
 Bailey E. B. et al., Tertiary and post-Tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban, Mem. Geol. Surv. U.K. (Scotland), 1924.
 Dagley P. D., Wilson R. L., Ade-Hall J. M., Walker G. P. L., Haggerty S. E., Sigurgeirsson T., Watkins N. D., Smith P. J., Edwards J., and Grasty R. L., Geomagnetic polarity zones for Icelandic lavas, Nature, Lond., 216, 25, 1967.
 Fater P. P. M. F. K. How welcances grow Science N.Y. 132, 925, 4960.
- E a t on J. P., Mu r a t a K. J., How volcanoes grow, Science, N.Y., 132, 925, 1960.
 L in d s l e y D. H., Investigations in the system FeO Fe₂O₃ TiO₂, Rep. Dir. geophys. Lab. Carnegie Instn, 61 (1961/1962), 100, 1962.
 L o m b a a r d B. C., Karoo dolerites and lavas, Tr. geol. Soc. S. Afr., 55, 175, 1952.

- B o m b a a r u B. C., Raho dolentes and rays, 11. geol. Soc. S. Alt., 33, 113, 1932.
 M o o r c J. G., Petrology of deep sea basalts near Hawaii, Am. J. Sci., 263, 40, 1965.
 P o s n j a k E., B a r t h T. F. W., Notes on some structures of the ilmenite type, Zts. Krist., 88, 271, 1934.
 S a t o M., W r i g h t T. L., Oxygen fugacities measured in magmatic gases, Science,
- N.Y., 153, 1103, 1966.
- 12. S m i t h P. J., Electron probe microanalyses of optically homogeneous titanomagne-tites and ferrian ilmenite in basalts of palaeomagnetic significance, J. geophys. Res.,
- 72, 5087, 1967.
 13. Stearns H. T., Macdonald G. A., Geology and ground-water resources of the Island of Hawaii, Bull. Div. Hydrogr., 9, 1946.
 14. Watkins N. D., Haggerty S. E., Oxidation and magnetic polarity in single lavas and dykes, Geophys. J.R. astr. Soc., 15, 305, 1968.
 15. Wilson R. L., Watkins N. D., Correlations of petrology and natural magnetic polarity in Columbia Pleton health Gonhys J.R. astr. Soc., 12, 405, 1967.
- polarity in Columbia Plateau basalts, Geophys. J.R. astr. Soc., 12, 405, 1967.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ПОДЪЕМА МАГМЫ И СТАНОВЛЕНИЯ ТЕЛ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА, МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРИЫХ ПОРОД И МЕХАНИЗМ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИНТРУЗИЙ

С. Маррелл

Введение

Для решения рассматряваемой проблемы важное методологическое значение имеет принцип актуализма. гласящий, что настоящее есть ключ к познанию прошлого. Проф. Е. К. Устнев высказал ценные соображения по поводу выделения двух классов магматических интрузий — вулканического и плутонического. В этой связи весьма существенно отметить, что вулканические интрузии мы можем с успехом изучать и в настоящее время.

Проф. Рамберг и д-р Элдер показали большие возможности использования законов механики жидкостей для интерпретации механизма магматических интрузий. Робертс рассмотрея возможность такой интерпретации с точки зрения механических свойств горшых пород, что особенно важно при изучении малых интрузий.

В настоящей статье рассматриваются механические свойства горных пород главным образом с точки зрения их влияния на соотношения вулканизма и тектоники в регионах современного активного вулканизма.

Роль давления поровых флюндов в процессе образования трещиноватости горных пород

При температурах дневной поверхности хрупкие деформации (т. е. трещиноватость, появляющаяся после небольшой, преимущественно упругой деформации) в горных породах проявляются при сравнительно большом всестороннем давлении [27, 28]. Даже при относительно высоких температурах и больших всесторонних давлениях в некоторых породах в процессе сжатия трещиноватость возникает полухрупким образом [29, 13]. Хорошо известно, что прочность горных пород на хрупкое разрушение возрастает с увеличением всестороннего давления и находится в довольно сложной зависимости от трехосной системы напряжений в горной породе [27, 28, 29].

Эти соотношения нагляднее всего иллюстрируются диаграммой Мора. На диаграмме три главных напряжения P, Q и R при $P \gg Q \gg R$ (например, при разрыве) изображаются окружностями с центрами на горизонтальной оси. Окружности проводятся через точки главных напряжений, взятых нарами (фиг. 1). Точки на окружностях и внутри площади между окружностями соответствуют скалывающему (ординаты) и нормальному (абсциссы) напряжениям, действующим на плоскостях, ориентпровка которых в теле (или его части), испытывающем данные главные напряжения, определяется простым геометрическим построением. Можно, например, определить напряжение, действующее в плоскости разрыва. Точка X на фиг. 1 соответствует компонентам напряжений, действующих в плоскости, параллельной Q, причем нормаль к этой плоскости располагается под углом ϕ к направлению P. Достоинство этого построения заключается в том, что соотношения трехосного напряженного состояния могут быть представлены на одной илоской диаграмме. Таким образом, если условие возникновения трещин



Фпг 1. Диаграмма Мора.

может быть выражено как отношение между главными напряжениями, то эти соотношения можно проиллюстрировать графически в виде геометрического места точек (или огибающих кривых) окружностей, соответствующих главным напряжениям. Рассмотрим простейший случай напряженного состояния, в котором промежуточное напряжение Q равно максимальному напряжению P. Такие условия создаются в цилиндрическом образце породы, испытывающем давление флюида (= P = Q), а также осевое сжимающее давление. В этом случае имеется лишь одна окружность главного напряжения для данной величины P. Серию окружностей, возникающих при меняющемся значении P, можно описать огибающей кривой, которая получила название огибающей Мора. Огибающая Мора для хрупкого разрушения горной породы имеет квазипараболическую форму (фиг. 2). Кривая этого



Фиг. 2. Огибающая кругов Мора для горных пород [27]. Жирными точнами показаны величины напряжений после разрыва (обусловленные трением).

рода для начала пластической деформации в кристаллическом твердом веществе представлена прямой линией, что отражает постоянную величину скалывающего напряжения (τ = const; см. также фиг. 1, где показаны кривые для критерия пластической деформации Мазиса).

В случае хрупкого разрушения огибающая на диаграмме Мора должна пересекаться с осью напряжения, нормальной к поверхности разрыва, под прямым углом, поскольку круговое напряжение, соответствующее одноосному растяжению, полжно соприкасаться с огибаюшей в точке пересечения. Любая окружность напряжения, пиаметр которой меньше, чем у окружности кривизны в вершине огибающей, может касаться огибающей в этой вершине. Таким образом, если максимум скалывающего напряжения меньше половины пиаметра окружности кривизны огибающей, может образоваться только трещина растяжения, и то лишь при условии, что максимальное напряжение P равно прочности породы на одноосное растяжение. Если же максимум скалывающего напряжения больше этой величины, то возникнет трещина скалывания, а в том случае, когда максимум скалывающего папряжения достигает значения напряжения пластического течения, реализуется скорее последнее, чем хрупкий разрыв. Переход от трешин растяжения к трещинам скалывания, а затем к пластическому течению обусловливается увеличением всестороннего сжатия (или гидростатического напряжения, т. е. средней величины главных напряжений). В породах может реализоваться также переход к катакластическому течению при всестороннем сжатии, величина которого может быть меньше, чем это необходимо для осуществления пластического течения [27, 28]. Этот вид деформации проявляется в тех случаях, когда сила трения на потенциальных поверхностях трешин скалывания превышает скалывающее напряжение, необходимое для образования трещин отрыва.

Прежде чем обратиться к эффекту давления поровых флюидов, полезно рассмотреть физические причины образования трешин в горных породах. В соответствии с концепцией Гриффитса [11] хрупкое разрушение обусловлено присутствием в твердом веществе микротрещин. При трехосном сложно напряженном состоянии хрупкое разрушение объясняется наличием стрессового (осевого) давления, необходимого для образования поверхности разрыва с преодолением молекулярных сил сцепления вблизи концов микротрещин [12, 26; Дигби, личное сообщение]. В горных породах возникает сеть микротрещинок, которая играет существенную роль в увеличении податливости пород упругим деформациям при небольшом всестороннем сжатии. Микротрещины, вероятно, связаны с относительно изометричными порами [40, 4]. Системы микротрещин и пор имеются и в других твердых веществах, например в чугуне и бетоне, где они также играют важную роль в проявлениях хрупких разрывов [28]. Получаемая исходя из концепции Гриффитса огибающая Мора должна иметь параболическую или прямолинейную форму в зависимости от характера трещин: открытого или закрытого [26, Дигби, личное сообщение], тогда как при экспериментальном ее определении она имеет промежуточный вид [27].

Было доказано теоретически, что в твердых телах с микротрещинами, в которых флюид находится под давлением, разрыв осуществляется при меньшей величине стрессовых напряжений, чем при отсутствии флюпда. Давление флюида p, заполняющего трещинки, увеличивает эффективные главные напряжения на величину p, т. е. P + p, Q + p, R + p. Это явление хорошо известно для сталей, в которых присутствует растворенный водород; миграция водорода в микротрещины резко увеличивает хрупкость стали. Установлено, что в более хрупкие, чем сталь, твердые вещества, такие, как горные породы, бетон и чугун, флюиды могут проникать под давлением и уменьшать их прочность. Автор [27] экспериментально показал, что эффективные напряжения в горных породах слагаются из главных напряжений и давления поровых флюидов.

Считается, что интерстициальные флюиды играют важную роль в глубинных деформациях земной коры и метаморфизме. Источником таких флюилов могут быть магмы. Уместно напомнить об аномально высоких давлениях флюидов, равных или близких к литостатическому, установленных на глубине в нефтяных полях. Решающая роль флюидов в тектогенезе наиболее четко выявилась, по-видимому, в экспериментах [32]. показавших резкое увеличение хрупкости серпентинитов в результате дегидратации. В этих опытах породы подвергались всестороннему сжатию при низких температурах. Пеформация здесь осуществлялась по способу катакластического течения без образования макроскопических трещин. При повышении температуры опытов началась дегидратация серпентиновых минералов и высвобождение паров воды, выполнявших систему микротрещин и пор. В условиях закрытой системы (когда истечение воды невозможно) эффективные напряжения в испытуемой породе возросли, гидростатическое (или среднее) напряжение понизилось и разрывы реализовались при меньшей величине максимального скалывающего напряжения, чем это необходимо для катакластического течения.

На диаграмме Мора влияние давления порового флюида *р* можно выявить посредством смещения кругов главных напряжений на величину *р* по горизонтальной оси (нормальное напряжение) в положительном направлении (считая растягивающие напряжения положительными). Скалывающие напряжения не изменяются за счет давления поровых флюидов, но гидростатическое напряжение, или всестороннее давление, уменьшается на величину *р*. Таким образом, давление поровых флюидов противодействует эффекту всестороннего давления и в общем случае будет обусловливать проявление катакластического течения или разрывов при меньшей величине дифференциального напряжения (или максимального скалывающего напряжения). Кроме того, поровое давление при определенном давлении и температуре может вызвать катакластическое течение, при отсутствии которого осуществилось бы только пластическое течение. Аналогичным образом давление поровых флюидов может обусловливать трещины скалывания вместо катакластического течения или растяжения вместо скалывания.

Очевидно, давление поровых флюидов, связанных с магмами, парциальным плавлением, дегидратацией, погребенными или ювенильными водами и т. д., может играть стимулирующую роль в проявлении сейсмических разрывных нарушений. Важное влияние оно должно оказывать также на механику вулканических процессов. Уже давно движение магматических флюидов по трещинкам и порам горных пород признается важным процессом; в условиях повышенных напряжений, когда становится возможным возникновение разрывов, его значение должно быть еще больше [5]. В настоящей статье рассматривается связь между вулканизмом и течением флюидов по трещинам в земной коре и мантии.

Приоткрывание трещин происходит лишь в тех случаях, когда нормально к их поверхностям действуют напряжения растяжения. Эти условия соответствуют растягивающей части огибающей Мора (растягивающее, или положительное, нормальное напряжение). Для реализации таких условий необходимо, чтобы хотя бы одна из главных приложенных извне сил работала на растяжение или чтобы давление поровых флюидов обусловливало положительный знак по крайней мере одного из эффективных напряжений. Сама по себе трещина не обязательно должна возникать в условиях растяжения (трещины растяжения соответствуют вершине огибающей Мора и образуются перпендикулярно наибольшему растягивающему напряжению). Трещины скалывания также будут приоткрываться при условии, что окружность этого напряжения касается огибающей Мора в точке с положительной величиной (растяжение) нормального напряжения. Можно, например, показать, что в рамках концепции Гриффитса, когда огибающая Мора определяется уравнением

$$\tau^2 + 4K\sigma = 4K^2,$$

где K — прочность на разрыв в условиях одноосного растежения [26]. приоткрывания сколовых трещин следует ожидать при условии 2 ($\sqrt{2} - 1$) < <(P+p) K < 1 и -2 ($\sqrt{2}+1$) <(R+p)/K < -3. В более общем смысле трещины полжны приоткрываться, если P + p > 2 ($\sqrt{2} - 1$) K и R + 1+ p > -2 ($\sqrt{2} + 1$) K (где p может быть равно нулю при отсутствии давления поровых флюидов). В случае трехосного растяжения, по концепции Гриффитса (Дигби, личное сообщение), соответствующие условия зависят также от формы трещины и коэффициента Пуассона твердого вещества. Так, кольцевая трещина дисковидной формы будет приоткрываться, если P + p > 0.75 ($\sqrt{5} - 1$) К и R + p > -0.75 ($\sqrt{5} - 1$) К и если коэффипиент Пуассона равен 0.25. Если гипростатическое напряжение больше величины, отвечающей приведенным условиям, то кольцевая трешина должна остаться закрытой, и не возникнет, например, структуры, благоприятной для вулканической деятельности. В условиях приложения больших внешних сжимающих усилий, характерных для глубоких частей земной коры или мантии, для приоткрывания вулканического жерла должно проявляться и магматическое давление соответственно большей величины. С другой стороны, в условиях приложения внешних растягивающих усилий или при небольших величинах сжимающих сил давление магмы может быть небольшим. Представляется, однако, что во всех случаях системы тектонических напряжений должны играть важную роль, обусловливающую место проявления вулканической деятельности.

Соотношения вулканической деятельности и тектоники

Ритман [33] доказал существование тесной связи между вулканизмом и тектонической обстановкой. Многие положения, выдвигаемые в этом разделе, перекликаются с его взглядами. Однако новейшие геофизические исследования позволяют значительно точнее охарактеризовать эти соотношения.

Большая часть действующих вулканов мира приурочена к узким зонам или поясам (фиг. 3) [18, 19], в которых одновременно проявляется и максимальная сейсмическая активность. Зоны сейсмической активности также имеют вид узких поясов (фиг. 4) [19, 18]. Сейсмические зоны протягиваются по поверхности Земли на огромные расстояния и, видимо, расчленяют кору на относительно небольшое число стабильных блоков (фиг. 5) [22, 25].

Большинство вулканов, действовавших в исторический период, приурочено к Тихоокеанскому кольцевому поясу (62%) и Индонезийскому архипелагу (14%) [33]. Кроме того, вулканы, важные с точки зрения их связи с тектоникой, тяготеют к Срединноатлантическому рифтовому хребту (13%), располагаются в Средиземноморье и в Малой Азии, ассоциируют с Аденским рифтом в рифтом Красного моря, а также приурочены к рифтовым депрессиям Восточной Африки. Сведения о вулканизме океанических областей довольно ограничены отчасти просто из-за недостатка наблюдений, а отчасти в связи с тем, что периоды извержений слишком кратковременны, чтобы на современном этапе развития науки можно было осуществить их систематическое изучение. Интересно было бы проследить сходство и различие вулканов, располагающихся внутри относительно стабильных блоков коры (например, Гавайских вулканов) и по границам таких блоков. Представляет также интерес вопрос о существовании двух сейсмических регионов, в которых неизвестны действующие вулканы, а именно Гималайского пояса, продолжающегося в Гиндукуш и горы Загрос в Иране, и региона гор Уосатч — Вайомингского линеамента — разлома Гарлок в Кордильерах западной части Северной Америки [19]. Последний регион образует восточную и юго-восточную границу геосинклинали Кордильер [41].







Фиг. 4. Распределение эпицентров землетрясений за период с 1961 по 1967 г. по данным Береговой и геодезической службы США [19].



Ф и г. 5. Стабильные блоки земной коры и скорости дифференциального движения [22].

1 — линии с известной скоростью дрейфа; 2 — другие границы блоков с вычисленной общей величиной движения; 3 — границы других возможных блоков с неустаповленной скоростью движения; 4—5 — скорости результирующего дифференциального движения: 4 — области растяжения, 5 — области сжатия. Скорость дана в см/год.

В разрезах активных краевых зон устойчивых блоков земной коры устанавливаются их различия, имеющие карлинальное значение для рассматриваемой проблемы. Прежде всего слепует отметить, что, судя по сейсмическим данным и данным изучения рельсфа, все срединцооксанические рифтовые хребты испытывают тектонические напряжения растяжения. Для них также характерны высокие значения теплового потока. Сейсмические происссы в предслах этых хребтов проявляются на небольшой глубине и сопровождаются, очевидно, возникновением нормальных (растяжение) сбросов со сдвиговыми смещениями, которые характерны преимущественно для нарушений. секущих хребты [19]. Считается, что вулканизм, проявнышийся в пределах участка центральной рифтовой зоны срединноокеанического хребта, пересекающей один из островов в Исландии, характерен для рифтовых хребтов вообще. Остров целиком имеет вулканическое происхожление. По-видимому. его размер увеличивался за счет последовательного спорадического приращения участков по обе стороны от центральной рифтовой зоны в результате появления все новых и новых порций вулканического материала в рифтовой зоне [3, 39]. Преобладающие вулканические извержения — это излияния базальтовых дав из трещин, преимущественно ориентированных вдоль оси депрессии. Исландия располагается в центре Британской арктической, или Тулейской, провинции плато-базальтов [3, 24]. В 1783 г. в пределах этой провинции произошло извержение по трещине Лаки, которос считается крупнейшим примером излияния в новейшее время [18]. В процессе этого извержения из трешины протяженностью 32 км излилось около 4 км³ базальтов, которые покрыли площадь около 670 км². Очень важное значение пмеет изучение линейных магнитных аномалий, располагающихся параллельно хребтам в океанических бассейнах. Существование таких аномалий рассматривается как подтверждение гипотезы раздвигания океанического дна [16]. В соответствии с этой гипотезой близ хребтов происходит новообразование океанического дна, причем эти вновь возниките участки расталкивают более превние блоки в обе стороны.

Иные соотношения выявляются в Тихоокеанском кольцевом поясе островных дуг и дугообразных третичных и четвертичных складчатых горных целей западной окраины Американских континентов. Ряд признаков позволяет считать, что в этом поясе океаническая кора поддвигается под континентальную кору или под другие блоки океанической коры, а в некоторых случаях континентальная кора надвигается на океаническую. На многих участках пояса предполагаемые надвиговые движения сопровождаются интенсивным складкообразованием и орогенией. Фокусы землетрясений. связанных с Тихоокеанским поясом, располагаются в илоскости, протягивающейся от вогнутой стороны островных дуг под углом примерио 45° под континенты до глубины 700 км. Эти сейсмические поверхности выходят в глубоких океанических впадинах (фиг. 6). Приводится [19] различные доказательства, особенно сейсмологические, в обоснование гипотезы надвигания континентальной и поддвигания океапической коры, которые происходят в результате проявления тектонических напряжений сжатия. В Тихооксанском поясе в пределах интервала 150-250 км от выхода ссйсмической поверхности в сторопу контпцента (на вогпутой стороне дуг) очень широко проявляется вулканическая деятельность. Здесь извергаются андезиты. дациты и риолиты. Образование пирокластического материала, более чем на 80% состоящего из обломков, связано с вулканическими газами, главным образом с нарами воды, находящимися под высоким давлением. Холмс [18] высказал предположение, что значительцая часть этих паров возникла за счет морской воды, погребенной вместе с оксанической корой под надвинутыми континентальными блоками.

Третий тип современных тектонически подвижных зон представлен Аденским заливом, Красным морем и системой рифтов Восточной Африки.



Фиг. 6. Сейсмические поперечные разрезы островной дуги Тонга [19]. Точками показаны землетрясения, зарегистрированные в 1965 г. в пределах сегмента дуги протяженностью 300 км с центром на Ниумате. Кружки — землетрясения севернее Ниумате, треугольники землетрясения южнее Ниумате.

В этих регионах наблюдаются различные стадии отрыва отдельных блоков от континентов в результате воздействия тектонпческих сил растяжения или растаскивания. Гёрдлер [10] высказал предположение, что в пределах Аленского залива располагается участок океанической коры, возникшей вновь на месте прежде существовавшей здесь континентальной коры (см. также [21, 19]). Рифтовая система Восточной Африки представляет собой крулный структурный элемент земной коры, связанный с «разломами» Аденского залива и Красного моря. В этой рифтовой зоне широко проявились нормальные сбросы, региональцые поднятия и гравитационные депрессин. По мнению Холмса [18], разрывные нарушения здесь могут процикать сквозь всю земную кору. Вулканическая деятельность в трех регионах зоны характеризуется преимущественно излияниями базальтовых дав, но имеются и участки, особенно в Восточной Африке, с магматизмом переходного типа [33]. Разрывные нарушения в Восточной Африке обусловлены скорее скалывающими растягивающими усилиями, чем чистым растяжением. Мы располагаем данными, указывающими, что сейсмические явления здесь имсют иной характер, чем в срединноокеанических рифтах. Можно ожидать, что эта зона по величние давления магматических флюндов и глубине возникновения магы занимает промежуточное положение между срединными океаническими рифтами и дугами Тихоокеанского кольца.

В четвертом тектонически активном регионе — Альпийско-Гималайском поясе современной сейсмичности и третично-четвертичного орогенеза можно наблюдать заключительные стадии последовательного причленения

друг к другу крупных континентальных блоков в пределах древнего «моря Тетис» [18, 19, 25, 23, 16]. Южные блоки, вероятно, некогда составлявшие часть континента Гондваны, на различных стадиях этого процесса были разрушены, смещены и повернуты по отношению друг к другу [23]. В течение мезозоя Африка, судя по палеомагнитным данным, медленно двигалась к северу или к югу. С пругой стороны, палеомагнитные данные свидетельствуют о прополжительном прейфе Инлии к северу в течение мезозоя и кайнозоя. Вероятно, происходило также врашение Пирснейского полуострова по отношению к прилегающим континентальным массам Европы и вращение Африки относительно Аравии. Для этих районов отсутствуют данные, свидетельствующие о напвигании континентальной коры или поддвигах пластии океанической коры в настоящее время или в прошлом, хотя зоны сейсмичности по своей ширине и рассредоточенности проявлений похожи на Тихоокеанский кольшевой пояс сжатия. Кроме того, здесь имеются явные признаки «съедания» кристаллической коры в молодых складчатых горных сооружениях. В восточных, гималайском и иранском, отрезках пояса, на месте замыкания Тетиса, гле наблюдаются самые широкие в мире цепи складчатых гор, современный вулканизм отсутствует, хотя в Иране установлены недавно потухшие вулканы. Запапная, средиземноморская часть пояса, где еще сохранились остатки моря Тетис, представляет собой классический район современного вулканизма (тектонические карты и разрезы этого региона см. в работе Бедгли [1]). Развитый здесь вулканизм относится к тпхоокеанскому или переходному типу [33]. Начиная с 1500 г. продукты извержений на Греческом архипелаге сопержат 84% обломочного материала по сравнению с 41% в Южной Италии (в Исландии 39%, в рифтовой системе Восточной Африки 40% [33]. Лавы, развитые в Грепии, относятся к тихоокеанскому типу (андезитовые), но лавы Южной Италии Нигли выделия в отдельную средиземноморскую группу [33].

Природа и механизм вулканизма

Выше были выделены два главных типа вулканизма — базальтопдный срединноокеанических хребтов и андезитовый Тихоокеанского кольца островных дуг и складчатых гор. Другие отмеченные вулкано-тектонические ассоциации представляются автору разновидностями двух главных типов.

Прежде всего следует отметить, что вулканизм не зависит от характера земной коры и что магмы для обоих главных типов генерируются в мантии. Так, базальты извергаются и в океанической, и в континентальной (например, Южная Африка) обстановке. Равным образом андезитовый вулканизм проявляется у окраин континентов и в островных дугах (например, на Алеутских островах), расположенных на океанической корс [8, 20, 15, 7]. Эту точку зрения разделяют Тейлор и Уайт [37] и Тейлор [36], которые выдвинули предположение, что андезитовые магмы представляют собой сиалический материал, отделившийся от мантии в качестве первичной основы континентальной земной коры.

Если магмы действительно генерируются в мантии, то о глубине (а следовательно, и о давлении) их образования, очевидно, можно судить по сейсмпческим данным. Сейсмические, тектонические и другие данные указывают на характер напряжений в областях магмообразования. Некоторые сведения о механизме вулканизма можно получить при изучении химизма и физических свойств извергающихся лав. Исследование минералов высоких давлений в лавах позволяет сузить пределы оценок давления в момент магмообразования.

Базальтовые лавы, извергающиеся в океанических бассейнах, поступают из верхних горизонтов мантии. Большинство землетрясений в океанических рифтах происходит на небольшой глубине (менее 70 км; см [14]), а из них подавляющее число проявляется лишь несколько ниже границы коры и связано со срединным прогибом [38]. С другой стороны, значительная часть Восточнотихоокеанского поднятия асейсмична; срединный прогиб здесь отсутствует. Тобин и Сайкс [38] предположили, что это связано с очень большой скоростью раздвигания океанического дна. Вероятно, подъем магмы из области зарождения к поверхности должен сопровождаться сериями землетрясений. На Гавайских островах очаги землетрясений располагаются на глубине до 60 км [9]. Установлено, что серии землетрясений приурочены к океанической рифтовой системе и к гребню рифта [19]. Данные электромагнитных определений позволяют считать, что на глубине около 30 км под всей Исландией, вероятно, развит базальтовый расплав [17].

Высокофлюилные базальтовые магмы и после потери газовой фазы легко могут извергаться. Однако Ритман [33] подчеркивал вероятную роль газов в извержениях магм всех типов. По мнению этого исследователя, газы сильно уменьшают плотность магмы, увеличивая тем самым ее эруптивную силу. Кроме того, как уже отмечалось выше, базальтовые лавы извергаются преимущественно в тектонических поясах, для которых характерны растягивающие напряжения. Это означает, что величина давления магматических флюидов в области магмообразования к моменту извержения может иметь такой же порядок, как и величина литостатического давления (т. е. давления нагрузки), так как условие приоткрывания трещин растяжения определяется выражением $P_M + P \gg K$, где P_M — давление магмы, P — тектоническое напряжение (растяжения), а К — прочность пород при растяжении. Фактически Р и не должно вызывать разрывов, но его величина должна быть больте литостатического давления P_L. Из выражения $P = P_L + P_T$ находим $P_{M} + P_{L} + P_{T} \gg K$, а поскольку величина K невелика (около 0,1 кбар), то представляется, что даже при небольшой разности тектонических напряжений (Р_т) для приоткрывания необходимая величина магматического давления (положительная) не должна сильно отличаться от литостатического давления (отрицательного).

Таким образом, механизм излияния базальтовых лав в рифтовых поясах сравнительно прост. Однако для разработки детальной его модели необходимы дополнительные данные о физических и химических процессах магмообразования и свойствах самих магм.

Андезитовые лавы, извергающиеся вдоль континентальных и океанических окраин Тихого океана, поступают с большей глубины, чем океанические базальты. Андезитовые вулканы располагаются на расстоянии 150-250 км от оси приконтинентального рва (или выхода наклонной сейсмической поверхности). В зоне вулканов глубина сейсмической поверхности также составляет 150-250 км. Имеющиеся немногочисленные данные [2] не позволяют определить эту величипу более точно, хотя для некоторых участков Тихоокеанской окраины уже получены более точные сведения [35]. Нельзя считать, что только поверхности сейсмических разломов представляют собой места зарождення магм, однако нет и оснований полагать, что магмы на глубине пе приурочены к сейсмической поверхности. В пользу гипотезы приуроченности областей магмообразования к сейсмической поверхности свидетельствуют дапные Диккинсона [8] о линейной зависимости между содержанием калия в лавах тектонических дуг Тихоокеанского кольца и вертикальным расстоянием от вулканов до сейсмической поверхности. Эту гипотезу поддерживает и Куно [20], который выявил закономерные изменения химизма магм по направлению от океана к континентальной стороне (см. также [34]). В обоснование этой гипотезы Куно привел некоторые экспериментальные геохимические данные.

О соотношениях тектоники и вулканизма в Тихоокеанском кольце можно судить по характеру различий как между отдельными дугами, так и в пределах самих дуг. В серии дуг Тонга — Кермадек — Новая Зеландия — хребет Маккуори с севера на юг интенсивность вулканизма уменьшается, что коррелируется с уменьшением глубины наиболее глубокофокусных землетрясений с 690 до 100 км [19]. В этом же направлении уменьшается скорость поддвигания морского дна. Близкие соотношения наблюдаются в Алеутской дуге, где интенсивность вулканизма затухает с востока на запад. В этом же направлении уменьшается величина сдвиговой компоненты разрывных нарушений, возникающих при землетрясениях.

Степень укорачивания земной коры в результате складкообразования и орогенического подъема также различна для разных дуг. Так, в Индонезии. Японии и Андах проявилось сильное сжатие, тогда как на Алеутских островах [7] и островах Тонга [31] оно было очень незначительным. Тем не менее пространственные соотношения вулканических дуг и дуговидных впадин. а также общие пределы колебаний химического состава лав в различных дугах отличаются не так уж сильно [20]. На основании всего вышесказанного об обшем характере систем тектонических напряжений в дуговых структурах можно прийти к выводу о существовании устойчиво проявляющейся особенности развития этих дуг: сжимающие напряжения и вулканизм проявляются на расстоянии 150-250 км (в сторону континента) от выхода надвиговой поверхности, определенной по сейсмическим данным. Предполагается, что тектогенез (складкообразование) и орогенез (подъем) проявляются вдоль осей вулканических дуг на определенной стадии их эволюции в результате локального подъема геотермического градиента, обусловленного вулканизмом. С этой точки зрения довольно четкое положение зон вулканизма и орогенеза, а также связанных с ними сейсмических надвиговых поверхностей может иметь некоторое значение пля ввспения количественных опенок. в физическую теорию орогенеза.

Для определения условий магмообразования в дуговых структурах (в предположении, что этот процесс приурочен к сейсмической надвиговой поверхности) важное значение имеет изучение зоны апомально повышенных скоростей прохождения волн. Мощность этой зоны, располагающейся параллельно надвиговой поверхности и ниже, достигает 100 км [30]. Эти наблюдения и данные о расширении океанического дна (аномальное распределение параметров магнитности) подтверждают представление о боковом смещении пластин океанической литосферы (мошностью около 100 км) ниже сейсмической поверхности в сторону континента по периметру Тихого океана [19]. В этой сдвинутой книзу по надвигу пластине океанической земной коры и мантии могла присутствовать вода, погребенная в порах океанических осадков и химически связанная в гидратных минералах. Холмс [18] обстоятельно проанализировал геохимические данные А. Б. Ронова и других исследователей, собранные в обоснование представлений о поступлении океанической воды вниз в мантию с последующим участием ее в вулканической деятельности. Эта вода могла играть большую роль как в андезитовом вулканизме, так и в проявлении глубокофокусных землетрясений вследствие ее способности увеличивать хрупкость среды.

Предварительные оценки скорости движения по надвигу (5—15 см/год) указывают, что геологическое время перемещения пластины океанической коры даже до глубины 700 км (около 10 млн. лет) настолько невелико, что в этом блоке из-за малой теплопроводности горных пород могли сохраниться низкие температуры [19]. В связи с этим, а также вследствие других факторов небольшие аномалии должны обнаруживаться в верхней части сдвинутой книзу пластины. Мы располагаем ограниченными данными о теплопроводпости и теплоемкости горных пород (особенно при повышенных температурах), что не позволяет сколько-нибудь точно оценить скорость прогрева в рассматриваемом случае. Однако на осповании имеющихся данных по теплопроводности [6], а также приняв, что термическое рассеивание тепла составляет 0,002, а мощность вдвинутой пластины равна 100 км, можно найти, что через 10 млн. лет по обе стороны от контакта пластины и мантии теплообмен распространится лишь на расстояние около 25 км. Высказано предположение, что присутствие на больших глубинах низкотемпературного материала будет способствовать проявлению реакций дегидратации в мантии также на большей (по сравнению с обычно принимаемой) глубине [19]. Это должно оказывать большое влияние как на сейсмическую активность, так и на вулканические процессы на глубине.

В регионах сжатия приоткрывание трешин, по которым может произойти истечение магмы, должно происходить лишь в тех случаях, когда магматическое павление превысит литостатическое, хотя избыточная его величина может быть лишь немногим больше прочности горных пород на разрыв (0.1 кбар). Эти соображения наряду с представлениями о присутствии волы в области магмообразования на глубине 150-250 км. а также панными о большей вязкости анлезитовой магмы позволяют объяснить преимущественно эксплозивный характер андезитового вулканизма. Однако, если сжимающее напряжение (т. е. разность напряжений, или максимальное скалывающее напряжение) имеет большую величину, что может наблюдаться в относительно холодных верхпих частях литосферы и в том случае, если магматическое давление (или давление погребенной воды) меньше литостатического, то возникнут лишь трешины сжатия скалывающего типа, покоторым не может происходить истечения магмы и летучих. Эти соотношения, вероятно, объясняют отсутствие участков зарождения вулканизма на сейсмической надвиговой поверхности на глубине менее 150-250 км.

Отсутствле вулканизма с источником на более глубоких участках надвиговой поверхности можно объяснить тем, что здесь исчерпаны запасы воды и других летучих (на относительно умеренных глубинах) и магма имеет большую вязкость (еще глубже), хотя сейсмическая активность на поверхности надвига еще продолжается. Вероятно, эта глубинная сейсмическая активность по-прежнему определяется присутствием флюидов, находящихся под высоким давлением и уменьшающих эффективные напряжения. Однако количество флюидов здесь недостаточное для возбуждения вулканической деятельности.

Представления Харриса и его соавторов о причинах различий плутонизма и вулканизма (см. статью на стр. 160) дополняют рассмотренную в этой статье проблему андезитового вулканизма.

Выводы

Данные геофизических исследований дополняют современные представления о тектонической обстановке вулканизма. Этому, в частности, в последние годы способствовало усовершенствование сейсмических методов. Материалы этих исследований вместе с новыми представлениями о раздвигании океанического дна и о дрейфе континентов, основанными на изучении палеомагнетизма, а также интенсивное развитие морской геологии и геофизики позволили выдвинуть ряд плодотворных гипотез о глобальной тектонике. Конечно, практическое приложение этих гипотез еще требует дальнейших детальных исследований. Одно из основных положений новых представлений о глобальной тектонике заключается в том, что земная кора разделяется на небольшое число стабильных блоков, расчлененных узкими поясами, в пределах которых преимущественно проявляется сейсмическая и вулканическая деятельность.

Очевидно, между тектоникой и вулканизмом (вероятно также, и плутонизмом) существует очень тесная связь. Характер вулканизма в сильнейшей степени зависит от тектонических напряжений (растяжения или сжатия). В блоках с тектоникой сжатия (надвиговой) проявления вулканизма возможны при условии сочленения надвиговых поясов с океанической корой

хотя бы с одной стороны. Полагают, что сейсмические разрывные движения на глубине связаны с присутствием магмы и летучих. Некоторый вклал в понимание глубинной сейсмичности и механизма внепрения магмы уже сейчас вносят панные о механическом повелении горных порол. особенно если они используются вместе с другими геофизическими данными. Однако пока еще мы располагаем очень ограниченными сведениями о реологических свойствах горных пород при высоких давлениях и температурах, особенно в условиях парциального плавления, а также о химической природе и физическом состоянии горных пород и магмы на различных глубинах. Поэтому на современном этапе еще очень трудно судить о механизме внедрения магмы. Тем не менее можно напеяться, что по мере накопления новых геохимических и геофизических данных в недалеком будущем удастся разработать более точные модели рассмотренных в настоятей статье пропессов.

ЛИТЕРАТУРА

- B a d g l e y P. C., Structural and tectonic principles. Harper and Row, Lond., 1965.
 B e n i o f f H., Orogenesis and deep crustal structure -- additional evidence from seismology, Bull. geol. Soc. Am., 65, 385, 1954.
 B o d v a r s s o n G., W a l k er G. P., Crustal drift in Iceland, Geophys. J.R. astr. Soc., 8, 285, 1964.
 B r a c e W. F., M a r t i n R.J., A test of the law of effective stress for crystalline rede of low.

- 5. Brace W. F., Martin R.J., A test of the law of effective stress for crystalline rocks of low porosity, Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 5, 415, 1968.
 5. Brace W. F., Paulding B. W., Scholz C., Dilatancy in the fracture of crystalline rocks, J. geophys. Res., 71, 3939, 1966.
 6. Carslaw H. S., Jaeger J. C., Conduction of heat in solids, Clarendon Press,
- Oxford, 1959.
- 7. Coats R. R., Magma type and crustal structure in the Aleutian arc, in The Crust of the Pacific Basin (Ed. G. A. MacDonald and H. Kuno), Am. Geophys. Union (publ. n 1035), Washington, D.C., 1962.
- 8. Dickinson W. R., Circum-Pacific andesite types, J. geophys. Res., 73, 2261, 1968. 9. Eaton J. P., Murata K. J., How volcances grow, Science, N.Y., 148, 925, 1960. 10. Girdler R. W., The formation of new oceanic crust, Phil. Trans. R. Soc., 258A,
- 123. 1965.
- 11. Griffith A. A., The phenomena of rupture and flow in solids, Phil. Trans. R. Soc., 221A, 163.
- Griffith A. A., Theory of rupture, *in* Proceedings of the 1st Int. Congr. of Applied Mathematics (Ed. C. B. Biezino and J. M., Burgers), Waltman, Delft, p. 55, 1924.
 Griggs D. T., Handin J., ed., Rock deformation, Mem. geol. Soc. Am., 79,
- 1960.
- 14. Gutenberg B., Richter C. F., Seismicity of the Earth and associated pheno-
- 14. Gutten Derg B., Archter C. F., Seisnichty of the Earth and associated phenomena, Princeton Univ. Press, Princeton, 1954.
 15. Hamilton W., Origin of the volcanic rocks of eugeosynclines and island arcs, Geol. Surv. Can. Pap. 66-15, 348, 1966.
 16. Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M., Pitman W. C. III, Le Pichon X., Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and metions of the complete review of the princeton. J. 2010. motions of the occan floor and continents, J. geophys. Res., 73, 2119, 1968.
- Hermance J. F., Garland G. D., Deep electrical structure under Iceland, J. geophys. Res., 73, 3797, 1968.
 Holmes A., Principles of physical geology, Nelson, London, 1965.
 I sacks B., Oliner J., Sykes L. R., Seismology and the new global tectonics, L geophys. Res. 73
- J. geophys. Res., 73, 5855, 1968.
- 20. Kuno H., Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs, Geol. Surv. Can. Pap. 66-15, 317, 1966. 21. Laughton A. S., The Gulf of Aden, Phil. Trans. R. Soc. Lond., 259A, 150, 1966. 22. Le Pichon X., Sea floor spreading and continental drift, J. geophys. Res., 73,
- 3661, 1968. 23. Le Pichon X., Heirtzler J. R., Magnetic anomalies in the Indian Ocean

- 26. Determined and A., Herrizzier J. R., Magnetic anomalies in the Indian Ocean and sea-floor spreading, J. geophys. Res., 73, 2101, 1968.
 24. Menard H. W., The world-wide oceanic rise-ridge system, Phil. Trans. R. Soc. Lond., 258A, 109, 1965.
 25. Morgan W. J., Rises, trenches, great faults, and crustal blocks, J. geophys. Res., 73, 1959. 1968.

- 26. Murrell S. A. F., The theory of the propagation of elliptical Griffith cracks under various conditions of plane strain or plane stress, I. II and III, Brit. J. appl. Phys., 15, 1195, 1964.
- 13, 1195, 1954.
 Murrell S. A. F., The effect of triaxial stress system on the strength of rocks at atmospheric temperatures, Geophys. J.R. astr. Soc., 10, 231, 1965.
 Murrell S. A. F., The effect of triaxial stress systems on brittle fracture and on the brittle-ductile transition, in Physical basis of yield and fracture (Ed. A. C. Stick-theorem 1995). land), Conference Series № 1, Institute of Physics and Physical Society, Lond., p. 225, 1966.
- M ur r e l l S. A. F., The effects of triaxial stress systems on the fracture of rocks and on the nature of faulting and earthquakes, Geophys. J.R. astr. Soc., 14, 81, 1967.
 O l i v e r J., I s a c k s B., Deep earthquake zones anomalous structures in the upper

- on the nature of faulting and earthquakes, Geophys. J.R. astr. Soc., 14, 81, 1967.
 30. O l i v er J., I s a c k s B., Deep earthquake zones anomalous structures in the upper mantle, and the lithosphere, J. geophys. Res., 72, 4249, 1967.
 31. R a i t t R. W., F i s h e r R. L., M a s on R. G., Tonga Trench, in Crust of the Earth (Ed. A. Poldervaart), Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 62, 237, 1955.
 32. R a l e i g h C. B., P a t e r s o n M. S., Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications, J. geophys. Res., 70, 3965, 1965.
 33. R i t t m a n n A., Volcanoes and their activity, Wiley, London, 1962.
 34. S u g i m u r a A., Chemistry of volcanic rocks and seismicity of the Earth's mantle in the island arcs, Bull. volcan., 30, 319, 1967.
 35. S y k e s L. R., The seismicity and deep structure of island arcs, J. geophys. Res., 71, 2981, 1966.
 36. T a y l o r S. R., The origin and growth of continents, Tectonophysics, 4, 17, 1967.
 37. T a y l o r S. R., W h i t e A. J. R., Geochemistry of andesites and the growth of continents, Nature, Lond., 208, 271, 1965.
 38. T o b i n D. G., S y k e s L. R., Seismicity and tectonics of the northeast Pacific Ocean, J. geophys. Res., 73, 3821, 1968.
 39. T u z o W i l s o n J., Theories of huilding of continents, in The earth's mantle (Ed. T. F. Gaskell), Acad. Press, Lond., Chapter 14, 1967.
 40. W a l s h J. B., B r a c e W. F., Elasticity of rocks: a review of some recent theoretical studies, Felsmechanik, 4, 283, 1966.
 41. W i s e D. U., An outrageous hypothesis for the tectonic pattern of the North American Cordillera, Bull. geol. Soc. Am., 74, 357, 1963.

количественное лабораторное изучение динамических моделей МАГМАТИЧЕСКИХ ИНТРУЗИЙ

Дж. Элдер

Ввеление

При рассмотрении явления интрузии магмы мы сталкиваемся с двумя группами вопросов. Во-первых, это проблемы происхождения и характера процессов, приводящих к интрузии, а во-вторых — вопросы, связанные с пониманием самого механизма, который определяет строение интрузивов. Масштабы внедрения магмы и необходимые для этого большие количества тепла побуждают признать, что рассматриваемые явления по своему происхождению связаны с мантией, причем хотя бы в верхней мантии должны проявляться интенсивные конвекционные течения. Многие структурные особенности объяснимы с точки зрения гравитационной неустойчивости и последующей проницающей конвекции. Однако в негомогенных системах та или другая структура может возникать и в результате иных процессов.

Пониманию процесса внедрения магмы (и других геологических явлений) во многом может способствовать создание лабораторных моделей, или аналогов [11]. К этой группе относятся и математические модели, получаемые с использованием вычислительных машин. В широком плане существует два класса моделей интрузий — «флюидные» и «пластические». В качестве



Фиг. 1. Схема строения мантии.

отправного положения «флюидных» моделей принимается вязкое течение магмы и, следовательно, подчеркиваются явления циркуляции и перемешивания внедряющихся масс ([1] и др.). При использовании «пластических» моделей исходят прежде всего из упруго-пластической природы горных пород и, следовательно, подчеркивают аспекты разрыва земной коры и становления интрузивов [12]. В настоящей статье рассматриваются лишь модели первого типа.

При лабораторном моделировании необходимо задать граничные условия на верхней и нижней поверхностях модели. Совершенно очевидно, что с хорошим приближением за верхнюю границу можно принять поверхность Земли как жесткую оболочку с более или менее постоянной температурой. Но каковы условия на глубине? Этот важный вопрос рассматривается в следующем разделе статьи. При моделировании в общем виде можно принять, что нижняя граница представляет собой поверхность с изменчивой температурой.

При практическом применении эти препставления удобно связывать со схемой мантии, представленной на фиг. 1, а. На этой фигуре изображены очень мепленные процессы, осуществляющиеся в пвуслойной мантии. Если бы эти процессы определялись одной теплопроводностью, то временной масштаб их проявления составил бы 10¹² лет. Возможно, однако, что главный пропесс — это свобопная конвекция самого вешества, стимулируемая охлаждением вверху и некоторым пологревом со стороны ядра Земли снизу. На схеме это показано системой повольно неправильных замкнутых течений. На фиг. 1. б. масштаб которой в 10 раз больше, показана неустойчивая часть верхней мантии, сквозь которую быстро всплывают магматические массы. Независимо от того, откуда всплывают эти массы: из верхней мантии или из более высоких горизонтов, по мере их подъема в области пониженного давления увеличивается количество расплава; поведение системы напоминает при этом миграцию вещества в пористой среде. Всплывающие магматические массы частично проникают сквозь земную кору и постигают земной поверхности (фиг. 1, в).

В этой статье в основном рассматривается динамический механизм пространственно-временно́го поведения магматических интрузий. Обсуждаются четыре главных тезиса:

1. Моделирование магматизма невозможно без учета интенсивной термической копвекции в верхней мантии и сильной зависимости вязкости мантийного вещества от температуры.

2. Экспериментами с подогревом снизу слоя жидкости иллюстрируются чисто термические эффекты.

3. Эффекты, которые возникают за счет сильной зависимости вязкости от температуры, можно смоделировать путем введения флюида с малой вязкостью в более вязкую жидкость.

4. В силу различий коэффициентов температуропроводности и диффузии при конвекционном смешивании флюидов в системах возникает ранее не описанное явление многократного расслаивания. Сразу же после возникновения подобных неустойчивых соотношений дальнейшее развитие системы должно осуществляться в направлении, показанном в экспериментах Рамберга. В настоящей статье описана обстановка, в которой создаются такие соотношения. В заключение кратко рассмотрены дальнейшие перспективы применения простых моделей.

Зарождение процессов внедрения; динамика маптии

Рассмотрим прежде всего природу или источники процессов, которые приводят к интрузии магмы. Изучение фигуры Земли показало, что наша планета ведет себя подобно самогравитирующей массе почти невязкого слабо сжимаемого флюида при равномерном вращении. Некоторые отклонения от состояния равномерного вращения могут быть связаны с несбалансированными варпациями плотностей, которые, очевидно, обусловлены колебаниями температуры, вследствие отсутствия общего термодинамического равновесия Земли. Для описания таких эффектов с точки зрения динамической теории в первом приближении необходимо принять, что флюид является вязким. Такое допущение приемлемо при условии, если напряжения в флюиде достаточно малы. Это приближение можно распространить практически на всю Землю, за исключением, вероятно, участков землетрясений и регионов интенсивного проявления тектонических сил.

Рассмотрим методом анализа размерностей конвекцию в гомогенном сферическом теле флюида с массой M и радиусом R, вращающемся с угловой скоростью Ω при начальной энергии на единицу объема Q, и с постоянной релаксации затухания λ . Примем, что флюид имеет плотность ρ , удельную
Mr. . 49. 1 2

теплоемкость с, коэффициент кинематической вязкости v, коэффициент температуропроводности ж и коэффициент объемного расширения у.

Рассматривая задачу в приближении Буссинеска и учитывая выражение для выталкивающей силы в жидкости $\gamma g \Delta T$ с $g \sim GM/R^2$, где G — построенная силы тяжести, а $\Delta T \sim QR^2/\rho ck$, выясняем, что в рассматриваемом случае будут играть роль переменные

$$\nu, \varkappa, \gamma g \Delta T, \Omega, \lambda, R.$$

Эти шесть величин определяются лишь размерностями длины и времени, так что для описания системы необходимы четыре безразмерных комплекса. Удобно выбрать следующие параметры:

$A = \gamma g \Delta T R^3 / \varkappa v$	Число Рэлея
$\sigma = \nu/\varkappa$	Число Прандтля
$R = 2 \Omega R^2 / v$	Параметр Кориолиса
$Λ = λ R^2 / \varkappa$	Параметр релаксации затухания

Подставив примерные типичные значения $\gamma = 10^{-5} \, {}^{\circ}\text{C}^{-1}$, $g = 10^3 \, {}^{\circ}\text{cm/c^2}$, $\Delta T = 10^3 \, {}^{\circ}\text{C}$, $R = 6 \cdot 10^3 \, {}^{\kappa}\text{m}$, $\kappa = 10^{-2} \, {}^{\circ}\text{cm^2/c}$, $\nu = 10^{20} \, {}^{\circ}\text{cm^2/c}$, $\Omega = 7 \cdot 10^{-5} \, {}^{\circ}\text{pag/c}$, $\lambda = 10^{-9} \, {}^{\circ}\text{pet}^{-1}$, получим

$$A \sim 10^9$$
, $\sigma \sim 10^{22}$, $R \sim 10^{-2}$, $\Lambda \sim 10^{-1}$.

Эти значения свидетельствуют, что конвекция играет важную роль, а инерционные силы конвекции ничтожны; эффекты Кориолиса невелики, а источники энергии затухают быстрее, чем это могло бы происходить в теле, охлаждающемся посредством одной теплопроводности. Поскольку дальнейшее обсуждение касается преимущественно мантии, лучше принять в качестве характеристики длины мощность мантии *H*, а не радиус Земли *R*.

С начала геологического времени происходила потеря тепла Землей за счет начального запаса внутренней энергии. Большие потери тепла в зонах вулканизма, существование крупных тектонических структур и дрейф континентов побуждают в поисках их энергетической основы обратиться к конвекции в мантии. Таким образом, в качестве исследуемой модели необходимо принять горизонтальный слой флюида, быстро охладившийся в верхней части [7]. Если температура поверхности слоя понижается на величину ΔT . которая будет использоваться в качестве единицы температуры, то после некоторого периода охлаждения от поверхности должны отделяться и погружаться холодные капли. Эти капли должны поступать в более глубокие части флюида до тех пор, пока не возникнет статистически квазистационарная система с постоянной средней температурой флюнда по объему, но с тонким поверхностным слоем, имеющим резкий термический градиент. На это поле с некоторой постоянной по объему средней температурой накладываются резкие флуктуации температуры и скорости. Все мы хорошо знакомы с явлением колебания температуры над нагретой поверхностью.

Если при рассмотрении такого явления прибегнуть к усредненным в горизонтальном направлении величинам, то связывающие этп величины уравнения решаются просто. Решение уравнений с использованием слабосвязного приближения [9] дает величины, находящиеся в хорошем соответствии с лабораторными данными. Для флюида, характеризующегося большим числом Прандтля, имеем

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} &= T_{zz} - (iw\theta)_z, \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} &= \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} - k^2\right)(0 - iwT_z, \\ \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} - k^2\right)^2 w &= Ak^2\theta, \end{aligned}$$

где T — усредненная в горизонтальном направлении температура, а θ и w — флуктуации температуры и вертикальной составляющей скорости. Феноменологический параметр k^2 может быть выбран таким образом, чтобы максимизировать теплоперенос. Координата z измеряется в вертикальном направлении (радиально вверх).

Рассмотрим теперь модель мантии в свете собранных при лабораторном исследовании данных. Примем в связи с отсутствием более точных значений, что $5 \cdot 10^9$ лет назад возникла система мантия — земное ядро, температура Земли распределялась равномерно по объему и составляла около $3 \cdot 10^3$ К. Для дальнейшего обсуждения необходимо подчеркнуть важный факт сильной зависимости вязкости пород от температуры. Исследуемый объект, вероятно, за исключением зоны вблизи основания мантии, находится в твердом состоянии. Из физики твердого тела известно, что $v \propto \exp(G/T)$, где G — постоянная, а T — абсолютная температура. Отсюда, умножив член $Ak^2\theta$ на этот фактор, получаем

$$\exp\left[a\left(\frac{1}{1+T_0}-\frac{1}{T+T_0}\right)\right],$$

где T_0 — безразмерная величина поверхностной температуры, а величина $a = G/\Delta T$. Примем по грубой оценке $a \approx 10$, $T_0 \approx 0.1$. Допустим, что в ядре Земли в результате интенсивного перемешивания существуют изотермические условия. Отсюда граничные условия в основании мантии определяются выражением

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{3 \left(\rho c\right)_{\text{мантви}}}{\left(\rho c\right)_{\text{ядра}}} \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right).$$

На фиг. 2 показаны профили T, θ , w. В течение геологического времени (настоящий момент в единицах измерения времени H^2/\varkappa равен примерно t = 0,015) в большей части мантии существовало почти равномерное распределение температуры по объему. Исключение составляли области с большим термическим градиентом в зонах вблизи ядра и у земной поверхности. Флуктуации температуры имеют наибольшую величину на границе верхнего подслоя. Эта область большого термического градиента и флуктуаций температур в настоящей статье называется верхней мантией.

На фиг. 3 приведены данные, характеризующие термическую историю мантии. Различаются четыре стадии: 1) охлаждение поверхностного слоя; 2) период интенсивного движения и перемешивания в пределах мантии; 3) квазиравновесное состояние и 4) конечный период со слабым проявлением конвекции.

Можно ли модель такого типа подтвердить фактически наблюдаемыми соотношениями? Прежде всего, в связи с тем что неизвестны величины вязкости, возникает проблема выбора масштаба времени. Если пик на фиг. З признать за момент первого проявления огромных гранитоидных интрузивов 3—4.10⁹ лет назад и учесть величину современного теплового потока, равную примерно 1 мккал/(с см²), то число Ролея A, равное примерно 10⁷, будет вполне достаточным, чтобы обусловить турбулентное движение в мантии.

Флуктуации температуры, выявленные в рассмотренной модели, обеспечивают связь глубинных внутренних частей Земли с процессами, протекающими в веруней мантии. Так, при некоторых вариантах термической истории на глубине 300 км должна установиться температура около 2000 °С с колебавиями в горизонтальном направлении ±500 °С. Эти изменения температуры обусловливают соответствующие вариации плотности верхней мантии, однако гораздо бо́льшую роль играют сильные изменения вязкости в горизонтальном направлении. В такой обстановке должны быстро возникать термические потоки, обусловливающие вулканическую деятельность.

До недавнего времени все модели термической истории Земли основывались на теплопроводности. Эти модели имели небольшое геологическое



Фиг. 2. Профили распределения параметров слоя.

а — горязонтальный профиль средней температуры Т; б — профиль среднеквадратичных флуктуаций температуры θ ; в — профиль среднеквадратичной вертикальной скорости w при t = (1, 2, 3, 4, 5, 6).0,005. Все профили нормализованы по максимальным величинам, которые для кравых 1, 2, 3, ... соответственно составляют: T 0,95; 0,90; 0,87; 0,85; θ 0,24; 0,15; 0,08; 0,05; w 195, 96, 55, 37, 27, 20.

значение, поскольку они допускали высвобождение энергии лишь из верхней зоны мощностью в первые сотни километров. Совсем недавно только такие модели можно было анализировать количественно, однако теперь положение изменилось. В рассматриваемой модели допускается, что первоначально Земля была горячей, а затем охлаждалась. Автору представляется, что гипотезы образования Земли в холодном состоянии не соответствуют геологическим наблюдениям, которые свидетельствуют об устойчивой мобильности Земля.

В модели, предложенной автором, учитывается только внутренняя термическая энергия Земли и игнорируется возможное участие радиогенного тепла. В рассматриваемой модели турбулентной конвекции, предполагающей очень вязкую верхнюю мантию, возможно участие в геологических процессах всей внутренней энергии Земли. С точки зрения этого положения с радиогенным теплом следует связывать лишь локальные термические аномалии, а не общую потерю земного тепла. В моделях же, основанных на теплопроводности, радиогенному теплу приписывается решающее значение, поскольку одна теплопроводность обеспечивает доступ лишь к очень незначительной части внутренней энергии Земли. По мнению автора, усиленное внимание к радиогенному теплу запутывает дело изучения термической истории Земли.

В настоящем разделе затронуты лишь самые общие особенности мантии. Главное заключается в том, что верхняя мантия рассматривается как термический подслой, в котором вязкость резко колеблется в зависимости от температуры. Необходимо указать, что эта простая модель тем не менее предусматривает вполне определенную структуру.

Вертикальная структура движения хорошо видна, если мы будем рассматривать сбоку слой интенсивно конвектирующего флюида. При этом обнаруживается очень хаотичный характер движения. Наиболее интенсивное движение происходит в пределах крупного непрерывно изменяющегося

водоворота, по размерам сопоставимого с глубиной Капли слоя. холодного флюида выпадают из верхнего подслоя, а затем перемешаются внутри слоя. Эти капли накапливают способность к погружению в результате проявления молскулярных пропессов в верхнем подслое и после периода созревания поступают в другие части слоя по мере падения. Такой пропесс перемешивания с наибольшей скоростью осуществляется на границе верхнего подслоя. где квадратный корень из среднеквадратичной флуктуации температуры достигает максимальной величины. Дальнейшее движение вещества имеет очень прихотливый характер.

При взгляде сверху наблюдается горизонтальная структура слоя, в котором происходит конвекционное движение вещества. Движение распределяется по отдельным полигональным участкам (фото 1, ∂), внутри которых



Фиг. 3. Термическая история мантии Земли. a — тепловой поток на поверхности N_s ; δ — то же на границе ядра и мантии N_c ; ϵ — максимум среднеквадратичных флуктуаций температуры в пространстве (θ как функция времени t). Цифровые подсчеты произведены для $A = 10^7$, a = 10, b = 0,1.

идет восходящий поток флюида, а по тонким слоям у границ таких участков происходит нисходящее движение жидкости. Эти движения имеют три особенности:

1. Узор потоков непрерывно изменяется, границы отдельных полигональных ячеек конвектирующего слоя исчезают и вместо нах появляются новые; места, в которых происходит восходящее движение, мигрируют.

2. Общая взаимосвязь элементов узора конвекции сохраняется лишь внутри верхнего подслоя, что отличает движение вещества, происходящее в данном случае, от обычной мозаичной конвекции.

3. Горизонтальный размер полигональной структуры и длина термически активного слоя закономерно связаны.

По мере охлаждения термически активного подслоя как системы в целом горизонтальный масштаб его полигональной структуры увеличивается. В процессе охлаждения число Рэлея, выводимое из горизонтального масштаба структуры и разницы температуры поперек термически активного подслоя, все время остается постоянным. Другими словами, $A\delta^3 = A_c$, const.



а, б, а, г — развитие модежи вулканической зоны во времени (вид сверху);
 в — вид отдельного подслоя сверху.

Это подтверждает, что термически активный подслой в сущности находится в состоянии динамической стабильности.

Рассмотрим этот подслой более детально и попытаемся понять механизм интрузивных процессов.

Проницающая конвекция в верхней мантии

При лабораторном моделировании граничных условий на нижней границе рассматриваемого слоя мы приняли во внимание только фактор роста температуры вследствие чрезвычайно болыших изменений величины вязкости вещества мантии в зависимости от температуры. Даже умеренные флуктуации температуры в мантии должны настолько уменьшить вязко-упругую вязкость пород, что они станут весьма подвижными по отношению к окружающей среде.

Таким образом, рассматриваемая модель представляет слой флюида, в некоторых частях нижней границы которого температуры отличаются от температуры слоя в целом. Типичные результаты экспериментов с такой моделью представлены на фото 2. В участке с повышенной температурой возникает прогретая капля, которая поднимается вверх сквозь окружающий флюид. При значительных размерах прогретого участка возникает несколько



a



Ф'ото 2. Возникновение и подъем единичной (а) и многих (б) капель при подогревании слоя флюнда снизу.

На каждой паре фотографий показаны начальная и поздняя стадии процесса.

таких капель приблизительно на равном расстоянии одна от другой. Эти соотношения, по мнению автора, моделируют миграцию в верхней мантии пород с относительно малой вязкостью в условиях ниже температуры их плавления.

Рассматривая вулканические зоны в широком плане, можно без труда заметить, что интрузивы в них располагаются группами в пределах некоторых пространственных и временных интервалов. Такие вулканические комплексы представляют собой весьма характерную особенность вулканизма



Фото 3. Модель двуслойной системы типа показанной на фото 1 с наложением верхнего слоя глубиной 0,1.

Земли. Например, в вулканической системе Таупо различаются остатки игнимбритов. пронизанных пространственноассониирующими друг с другом куполами риолитов. Две группы куполов приурочены к северной и южной частям региона Таупо. Вулканические структуры этого региона рассматриваются как «кольцевые комплексы и связанные с ними кальперы проседания». Они необычайно похожи на структуры, возникающие в результате стасоляных куполов. новления Заметим в связи с этим, чтосущественное механическое условие подъема всплывающих масс сквозь более вязкую земную кору заключается в меньших плотности и вязкости этих масс по сравнению с окружаю-<u>тей</u> средой, а также в наличии интенсивной трещиноватости в верхней коре, создающей возможность проникновения восходящих тел к поверхности.

При изучении пространственного размещения фокусов землетрясений непосредственно выявляется источник энергии всплывающих масс. Так, в Новой Зеландии в целом фокусы землетрясений распола-

гаются далеко друг от друга и на глубинах не более 40 км, но непосредственно под регионом Таупо фокусы землетрясений приурочены к зоне шириной около 100 км на глубинах от 300 до 400 км. Исходя из установленной гравитационной аномалии, можно полагать, что в пределах депрессии Таупо плотность вещества примерно на 0,03 г/см³ меньше, чем у окружающих пород. При $\alpha =$ $= 2 \cdot 10^{-5/\circ}$ С и $\rho = 3$ г/см³ эта разница в плотностях может быть обусловлена средним избытком температуры в 500 °С. Многие особенности вулканических комплексов обусловлены наличием расплавленного или частично расплавленного интрузивного материала. Однако наибольшее значение, особенно для явлений, зарождающихся на больших глубинах, имеет пониженная вязкость материала еще до точки его плавления, обусловливающая тенденцию к подъему относительно прогретого вещества. Поведение таких систем иллюстрируется слоем вязкого флюида, часть нижней границы которого подвергается воздействию повышенной температуры. На фото 1, *а — г* показана последовательность событий, реализующихся в подобных условиях в лабораторной модели. На фото 1, *а* уже видно зарождение восходящего потока в «южной» части модели и начало подъема многочисленных мелких капель с глубины. На фото 1, *б* одна из таких капель показана в процессе движения к поверхности. На фото 1, *в* весь слой в целом находится в бурном движении. На фото 1, *г* показано конвекционное движение в максимальном его развитии, причем некоторые поздние капли в «северной» части модели, переместившиеся горизонтально, обтекают материал ранних капель. Вся последовательность этой фигуры в модельном масштабе отражает вулканическую систему Таупо и соответствует периоду времени порядка 10⁶ лет.

В связи с различиями в вязкости в вертикальном направлении можно пользоваться не однослойной, а двуслойной моделью с относительно легким и более вязким слоем вверху. На фото З показана картина, возникающая при временном прогреве основания нижнего слоя. При взгляде сверху через верхний слой (верхнюю мантию) на кровлю нижнего можно видеть, что эта поверхность стала довольно бугристой. В «верхнюю мантию» проникают кольцевые комплексы и ассоциирующие с ними многочисленные мелкие интрузии. Все эти движения проявляются в верхней мантии линейно.

Гравитационная неустойчивость; литотермальная система

Наиболее убелительные показательства пронипающей конвекции в верхней мантии можно было бы получить прямыми наблюпениями. При вулканических извержениях и в течение ряда лет до них происходят землетрясения. фокусы которых располагаются вблизи и ниже вулканов. Вначале фокусы этих землетрясений локализуются на значительной глубине, часто около 50 км, а затем они постепенно перемещаются вертикально вверх. В этот период земная поверхность колеблется, нередко со скоростью около 10 см в день. Существует три типичных возможных состояния горных пород в вулканической системе — расплавленное, частично расплавленное и ниже точки плавления. Сконцентрируем внимание на втором из перечисленных состояний. Попытаемся применить к этому случаю при вулканизме данные изучения конвекции в пористой среде. Исходя из этой предпосылки, можно обратиться к литотермальной системе. Эта система заключается в переносе тепла горными породами, что не обязательно должно сопровождаться их выходом на дневную поверхность, но приводит к возникновению регионов с аномальным тепловым потоком. Мигрирующая порода может расплавиться не полностью. Возьмем литотермальные системы, в которых расплавлена лишь часть породы, причем связующая твердая масса не участвует в движении. Как и в гидротермальных системах, в этом случае следует различать три элемента: источник тепла, глубинную часть системы, приповерхностную часть системы. Примем, что источник тепла находится в основании нижней мантии. на глубине нескольких сотен километров. Такая глубинная система в основном и рассматривается в настоящей статье. В приповерхностной части литотермальной системы сильно сказывается близость к земной поверхности. К ней относится зона глубиной от 1 до 10 км, в которой проявляются главные черты вулканизма.

Имеются, однако, и существенные различия между гидро- и литотермальной системами. В гидротермальной системе действующий флюид — вода сохраняется до конца, тогда как в литотермальной системе действующий флюид — расплав может исчезнуть вследствие отвердевания. Кроме того, состояние (конституция) расплава по мере его просачивания сквозь каркас породы должно последовательно изменяться, особенно если он находится в непрерывном равновесии с этим каркасом. При анализе этой системы, таким образом, возникают дополнительные затруднения прежде всего в связи с изменчивостью величины проницаемости k в зависимости от изменений расплава и сильным понижением v в функциональной зависимости от температуры. Эти колебания величины отношения k/v в зависимости от приурочен-



Фото 4. Лабораторная модель литотермальной системы.

Показано развитие во времены потока свободной конвекции в пористой среде с возбудителем конечных размеров.

коплавкую фракцию системы. Плотность этой жидкости также будет наименьшей, и, следовательно, она должна подниматься быстрес. Продолжительное проявление такого процесса должно привести к возникновению неоднородной колонны жидкости, верхняя часть которой будет иметь кислый состав с последовательным увеличением его основности книзу. Таким образом, молчаливое допущение того, что магматические камеры вначале содер-

ности к той или иной части системы и от температуры приводят к появлению сильной нелинейности, тип которой недостаточно ясен.

вулканологии обычно B цользуются понятием «магматическая камера». Это цонятие удобно при обсуждении поведения литотермальной системы в рамках небольшого интервала времени. Однако гораздо сложнее решить вопрос о происхождении самой магматической камеры. Наиболее просто предположить, что такая камера представляет собой каплю, перемещающуюся вверх подобно соляному куполу. Эта концеппия часто фигурирует в геологической литературе. Ha фото 4 представлены результаты экспериментов с типичной моцелью.

Последствия увеличения проницаемости по мере подъема капли могут быть следующими. До тех пор пока расплав прополжает оставаться в состоянии термодинамического равновесия с каркасом, что, как правило, весьма вероятно, за исключением случая наиболее интенсивного просачивания, должна проявляться тенденция к обогащению расплава легкоплавкими составляющими каркаса. Обогащение компонентами, более устойчивыми в легкоплавкой фракции, может быть значительным. Верхняя часть восходящей капли, находящаяся в условиях меньшего давления, должна обусловливать выплавление наиболее легкоплавких частей, которые и дадут самую лег-

129.00

жат гомогенный расплав, впоследствии дифференцирующийся, вероятно, ошибочно. В любой динамической модели вулканизма, как и в рассмотренной здесь, магматическая камера должна быть неоднородной, и в ней скорее должны проявляться почти непрерывные изменения состава. Вследствие непрерывной циркуляции магмы в процессе подъема можно ожидать весьма сложного распредсления в камере кислых и основных фракций.

Структуры, обусловленные изменением вязкости

Выше были рассмотрены особенности вулканических структур, связанные с проницающей конвекцией и определяющиеся силами всплывания. Однако некоторые структурные особенности могут возникать как следствие неоднородности среды. Прежде всего заметную роль могут играть различия вязкости внутри продвигающегося «фронта» проницания и в окружающей его среде. Этот механизм в равной мере приложим к течению как в вязком флюиде, так и в пористой среде. Рассмотрим здесь, однако, лишь второй случай.

Если поверхность взаимодействия флюидов 1 и 2 перемещается вертикально вверх со скоростью V в связи с выжиманием флюида 2 в область, занятую флюндом 1, то она будет неустойчивой при условии [13]

$$\left(\frac{\mu_2}{k_2}-\frac{\mu_1}{k_2}\right)V+\left(\rho_2-\rho_1\right)g<0,$$

где μ , k и ρ — вязкость, плотность расплава и проницаемость каркаса горной породы соответственно. Отметим, в частности, что в крайнем случае $\rho_1 = \rho_2$ всегда возникает неустойчивость при V > 0 и при условии $\mu_2 < \mu_1$, т. е. при меньшей вязкости внедряющегося флюида. Эти соотношения легко понять и интуитивно: менее вязкий флюид свободнее течет и легко находит наиболее удобные каналы, при движении по которым требуется наименьшая работа для смещения верхнего более вязкого флюида. При лабораторных экспериментах установлено, что, как только на границе флюидов возникает неустойчивость, апофизы менее вязкого нижнего флюида проникают в верхний, причем одни апофизы развиваются значительно быстрее других.

Эту модель мы можем использовать следующим образом. Предположим, что именно вследствие локальной неустойчивости верхней мантии начинается проницающая конвекция. По мере восхождения капель скорость их движения возрастает и может превысить критическую величину V. В таком случае флюид внутри капли становится горячее и, следовательно, менее вязким,



Фиг. 4 Рост анофиз флюнда, обладающего относительно малой вязкостью, в процессе ero выдавливания в более вязкую жидкость [13].

225

чем во внешней части. Это может привести к разламыванию верхней «поверхности» и к внедрению апофиз, с которыми в свою очередь могут происходить те же изменения. Таким образом, из единой простой капли могут возникнуть многочисленные ответвления, т. е. отдельные интрузивы.

Структуры, возникающие за счет различия коэффициента диффузии

Перейдем теперь к интересному феномену, который может реализоваться лишь в литотермальной системе с большой долей расплава. Рассмотрим вначале лабораторные опыты лишь с двумя материалами, различающимися по коэффициентам диффузии и температуропроводности. Часто для общих сопоставлений в этом плане используются процессы тепло- и массопереноса в солевых растворах [14, 15], у которых коэффициенты диффузии и температуропроводности имеют порядок 10^{-5} и 10^{-3} см²/с соответственно с отношением $\varkappa = 10^{-2}$. Однако взаимодействие других веществ, например сахара и соли с $\varkappa = 0,3$, приведет к такому же явленню. Стабилизируют слой флюида, создав в нем постоянный по высоте вертикальный градиент концентрации, а затем нагревают его снизу. Запишем $\gamma = \alpha_s \Delta S / \alpha_T \Delta T$, где плотность флюида $\rho = \rho_0$ (1 — $\alpha_T T + \alpha_s S$), а ΔS , ΔT — разности концентрации и температуры поперек рассматриваемого слоя. Очевидно, γ представляет собой меру статической стабильности системы. Если у < 1, главную роль будет играть температура, и в слое должна возникнуть обычная конвекция (полная оборачиваемость вещества слоя). Есля же $\gamma = 1$, система будет находиться в равновесии, а при $\gamma > 1$ можно было бы ожидать ее стабильного состояния. Одно из наиболее интересных конвекционных явлений, установленных в последние годы [16], заключается в том, что даже при $\gamma \gg 1$,



Фото 5. Развитие многослойной конвекции в термосолевой системе, подогретой снизу. а— у нижней границы слоя возник и бурно конвектируст пограничный слой; 6— резкая поверхность раздела сверху первого конвектирующего слоя; в— флюяд отделяется от поверхности раздела, образуя следующий конвектирующий слой.

т. е. в очень устойчивой гравитационной системе, могут проявляться интенсивные турбулентные движения.

Если слой с $\gamma \gg 1$ внезапно подогреть снизу, то осуществится такая последовательность событий. Через некоторое время в узкой полосе у нижней границы слоя начнется конвекция. Этот тонкий бурлящий поток будет резко отграничен от остального расположенного выше флюида (фото 5). Спустя некоторое время над конвектирующим слоем возникнет второй такой же слой. Этот процесс продолжается до тех пор, пока во флюиде сохраняются многочисленные полосы. Такие процессы известны в океане.

Наши данные основаны на интегрировании усредненных по координатам пространства уравнений, в которых пространство рассматривается только



Фиг. 5. Профили распределения параметров в единичном слое термосолевой системы T — температуры, Σ — солености, ω — вертикальной скорости, θ — среднеквадратичных флуктуаций температуры, s — среднеквадратичных флуктуаций солености. $A = 3 \cdot 10^{\circ}$, $\gamma = |2$, $\varkappa = 0, 1$.

в горизонтальных направлениях. Если пренебречь взаимодействием флуктуаций, то при слабосвязном приближении поля температуры, концентрации, «завихренности» (T, Σ , φ), а также поля флуктуаций температуры, концентрации и «вертикальной скорости» (0, S, w) выразятся следующими уравнениями [10]:

$$\begin{split} \delta \varphi / \delta t &= \sigma \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} - k^2 \right) \varphi - \sigma A k^2 \left(\theta - \gamma s \right), \\ \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} - k^2 \right) w &= \varphi, \\ \delta T / \delta t &= T_{zz} - (w\theta)_z, \\ \delta \theta / \delta t &= \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} - k^2 \right) \theta - w T_z, \\ \delta \Sigma / \delta t &= \varkappa \Sigma_{zz} - (w_s)_z, \\ \delta s / \delta t &= \varkappa \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} - k^2 \right) s - w \Sigma_z. \end{split}$$

Используя эту систему уравнений, можно проанализировать многие вопросы, но здесь будет рассмотрена лишь структура одного слоя. Прежде всего возникает вопрос, можно ли получить приемлемые величины, решив эти уравнения? При подстановке соответствующих цифр мы быстро получаем подходящие результаты. На фиг. 5 приведен конкретный пример такого решения для единичного слоя. Отметим следующие особенности полученных результатов:

1. Поле усредненных температур T характеризуется заметным перепадом в тонком пограничном слое и почти равномерным распределением температуры по остальному объему слоя.

2. Поле усредненной концентрации Σ имеет аналогичный профиль, за исключением значительно меньшей толщины пограничного слоя (около 10% от толщины пограничного слоя поля температуры).

3. Поля флуктуаций температуры θ и концентрации *s* имеют резкие пики близ границ слоя.

Эти особенности рассматриваемой системы в основном сходны с наблюдающимися при обычной конвекции. Лишь одна черта специфична для случая взаимодействия; слоев разной температуры и концентрации. Поскольку термический пограничный слой толще, чем аналогичный слой концентрации (приблизительно в отношении $1/V \times$), во внешней части термического пограничного слоя создаются условия для всплывания. При отсутствии конвекционных явлений в краевых частях пограничных слоев (в которых преимущественно проявляется процесс диффузии) на их стыке с внутренней частью всего рассматриваемого слоя не могла возникнуть однородность этой внутренней части. Приблизительные указания на интенсивность движения в этой внешней области дает число Рэлея для термического пограничного слоя $A\delta^3 (-\partial T/\partial z)_0$, которое в нашем случае равно $6 \cdot 10^3$. Это свидетельствующее значение имеет порядок 10^3 .

Таким образом, в рассматриваемом слое флюида можно различить три качественно отличающиеся области: 1) самые внешние части, в которых происходит диффузия от стенок сосуда в пограничные слои; 2) области интенсивного перемешивания у внутренних границ пограничных слоев; 3) внутренняя часть слоя, характеризующаяся хорошим перемешиванием. Однако процессы, приводящие к такой структуре слоя, проявляются лишь в том случае, если отношение коэффициентов диффузии и температуропроводности $\varkappa \ll 1$, так что, даже, если общий эффект стабильности поля концентрации велик, например $\gamma \gg 1$, падение концентрации соли происходит лишь в пограничном слое, который тоньше термического пограничного сло.

По мнению автора, рассмотренные процессы обусловливают расслоенность некоторых интрузивных тел, например массива Илимауссак в Гренландии. Такая магматическая расслоенность может возникнуть в простейшем случае при условии, что на некотором этапе становления массива магматический материал нахолился в почти полностью расплавленном состоянии и прогрессивно прогревался снизу. Роль соли здесь играл какой-либо преобладающий компонент, который в конечном счете должен был слагать значительную часть породы. Конечно, в действительности при становлении интрузива наблюдается более сложная картина; в этом случае существует несколько компонентов со свойственными им коэффициентами диффузии. В связи с этим будет происходить последовательное отложение слоев друг над другом. В конечном счете должно начаться охлаждение интрузивного тела вследствие прекращения теплового потока снизу и охлаждения сверху. В этих условиях начнется образование и осаждение кристаллов, которые, однако, часто будут расплавляться в более горячих слоях расплава на глубине. Таким образом, начинает функционировать очень эффективный процесс разделения с участием кристаллического и жидкого материала, погребенного в отдельных слоях, в которых, однако, происходит слабое нисходящее движение кристаллов и восходящее движение жидкости, обусловливающее перемещение материала через поверхности раздела слоев. Летучие должны легко перемещаться в верхние части интрузива, обусловливая значительную потерю тепла. С летучими могут быть связаны рудные тела, ассоциирующие с подобным типом интрузивов.

Заключение

До настоящего времени геологическое моделирование имело в значительной мере умозрительный или абстрактный характер. Рассматриваемые обычно модели были только качественно аналогичны полевым взаимоотношениям. Это, конечно, значительно лучше, чем простая качественная аргументация без какого бы то ни было моделирования. Однако необходимо дальнейшее развитие моделирования магматизма в двух направлениях. Следует попытаться совместить в единых экспериментах флюидные модели, изученные автором, и пластические модели Рамберга. На этом пути возникают много-

численные технические трупности. Во-вторых, после разработки техники эксперимента с такими комбинированными моделями их необходимо применить к детальному изучению конкретных геологических регионов. Иными словами, необхолимы попытки лабораторного модельного воспроизведения частных особенностей реальных геологических ситуаций. До тех пор пока мы не добьемся воспроизводства реальных структур, экспериментальное молелирование булет проливать свет лишь на абстрактные геологические проблемы.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Elder J.W., Physical processes in geothermal areas, Geophys. Un. Monogr. 8 211, 1965.
- Elder J. W., Hydrothermal systems, Bull. N. Z. Dept. scient. ind. Res., 169, 1966a.
 Elder J. W., Penetrative convection and its role in volcanism, Bull. volcan., 29,
- 327. 1966b. 4. Elder J. W., Thermal turbulence and its role in the earth's mantle. in Mantles of the Earth and Terrestrial Planets (Ed. S. K. Runcorn), Interscience, Lond., p. 525,
- 1967a. 5. Elder J. W., Convective self-propulsion of continents, Nature, Lond., 214, 657. 1967b.
- 6. Elder J. W., Convection: the key to dynamical geology, Sci. Progr., 56, 1, 1968a. 7. Elder J. W., The evolution of the African Thermal sublayer, Trans. Leeds geol. Ass., 7, 302, 1968b. 8. Elder J. W., The unstable thermal interface, J. Fluid Mech., 32, 69, 1968c. 9. Elder J. W., The temporal development of a model of high Rayleigh number con-
- vection, J. Fluid Mech., 35, 417, 1968a.
- 10. Elder J. W. Numerical experiments with thermohaline convection, in Proc. Int. Symposium on High Speed Computing in Fluid Dynamics, Monterey, 1969b.
- Fultz D., Developments in controlled experiments on larger-scale geophysical problems, Adv. Geophys., 7, 1, 1961.
 R a m b e r g H., Gravity deformation and the earth's crust, Acad. Press, Lond. and
- New York, 1967.
- Saffman P. G., Taylor G. I., The penetration of a fluid into a porous medium or Hele-Shaw cell containing a more viscous fluid, Proc. Roy. Soc., 245A, 312, 1958.
- 14. Turner J. S., The coupled transports of salt and heat across a sharp density inter-face, Int. J. Heat Mass Transfer, 8, 759, 1965. 15. Turner J. S., The behaviour of stable salinity gradient heated from below, J. Fluid
- Mech., 33, 183, 1968.
- 16. Turner J. S., Stommel H., A new case of convection in the presence of combined vertical salinity and temperature gradients, Proc. nath. Acad. Sci. U.S.A., 52, 49. 1964.

МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕХАНИЗМА ВНЕДРЕНИЯ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ТЕЛ

внедрение магмы в хрупкие породы

Дж. Робертс

Введение

При рассмотрении процесса внедрения магмы из верхней мантии в породы земной коры обычно привлекается теория упругости. В настоящей статье описаны процессы магматической интрузии, происходящие в результате хрупкого разрушения упругой среды и сопровождающиеся внедрением жидкой магмы в образовавшиеся таким образом трещины. Принимая определенный тип механического поведения, можно прийти к логическим выводам о результатах процессов, воздействовавших на анализируемую систему и интерпретировать реальную форму интрузивов.

Рассматриваемые в статье процессы могут проявляться в двух резко отличных обстановках. Прежде всего описаны процессы, происходящие в верхней мантии. Сведения о механическом поведении вещества на таких глубинах в значительной мере спекулятивны, однако они основаны на известных геофизических свойствах мантии и данных экспериментов по деформации горных пород при высоких температурах и всесторонних давлениях. Таким образом, необходимо прежде всего оценить возможность хрупкого разрушения в условиях верхней мантии. Тектонические и магматические процессы, проявляющиеся в земной коре, представляют собой косвенный результат процессов, осуществляющихся в верхней мантии. В связи с этим возникает возможность в конечном счете интерпретировать процессы, протекающие в верхней мантии, исходя из данных изучения их результатов в более высоких горизонтах.

Причиной подъема магмы от места ее образования в верхней мантии могут быть различия плотности расплава и твердого вещества, за счет которого возник расплав [18]. При равновесных условиях давление в основании колонны магмы будет уравновешено изостатическим давлением, обусловленным весом залегающих выше мантии и земной коры. Гипсометрические отметки вершин базальтовых вулканов позволяют предполагать, что гидростатическое давленис в основании колонны базальтовой магмы приблизительно отвечает столбу высотой 3 км над уровнем моря. В табл. 1 для плотности базальтовой магмы принято значение 2,9 г/см³ (сжимаемость магмы при повыпенных давлениях не учитывается). В этой таблице магматическое давление ропоставляется с изостатическим давлением континентальной земной коры и мантии, плотности которых для различных уровней даны по Холмсу [34]. В рассматриваемой модели принято, что источник магмы расположен на глубине 58,2 км в верхней мантии. Необходимо отметить, что для возникновения трещины и последующего внедрения в нее магмы необходимо несколько большее давление, чем величина, приведенная в табл. 1. Это избыточное давление развивается в результате увеличения объема вещества при полном или частичном плавлении кристаллического материала.

Магма в процессе движения от места своего образования в мантии попадает во второй из двух упомянутых главных типов обстановок интрузивного магматизма. Соотношения, присущие этой обстановке и создающиеся в результате движения магмы, можно наблюдать на примере магматических

Давление базальтовой магмы на различных глубинах					
Плотность пород р в разрезе, г/см ³	Глубина z, км	Вертикальное на- пряжение σ ₂ , кбар	Магматическое давление р _а , кбар	р _а — σ _z , кбар	
0,0	$-{3 \atop 0}$	0,00	0,00 0,85	0,85	
2,7	10	2,65	3,70	1,05	
2,8	20	5,40	6,55	1,15	
2,9	30	8,25	9,40	1,15	
3,3	$40 \\ 50 \\ 58, 2$	11,49 14,73 17,39	12,25 15,05 17,39	0,76 0,32 0,00	

тел, внедрившихся в породы земной коры. В настоящей статье рассматривается частный способ внедрения, при котором хрупкие разрывные нарушения, возникшие в результате воздействия магматического давления, расширяются внедряющейся магмой. Интрузивы занимают пространство, образующееся за счет раздвигания стенок исходной трещины друг от друга в¦направлении, нормальном или косом по отношению к плоскости трещины. Обычное отсутствие деформации пород, непосредственно вмещающих такие интрузивы, позволяет предполагать, что они сформировались в результате инъекции очень подвижной магмы. К числу таких магматических тел расширения относятся дайки, силлы, конические слои, кольцевые дайки и некоторые относительно крупные интрузивы.

При интерпретации таких интрузивов с позиций теории хрупкого разрушения пород и растяжения прежде всего следует рассмотреть критерии разрушения. Ряд таких критериев предложен Робсоном и Бэром [72], которые использовали гипотезу внутреннего трения Кулона — Навье. Однако эти критерии не учитывают влияния гипростатического давления, развиваемого магмой. В настоящей статье автор опирается на концепцию трещиноватости Гриффитса и, в частности, использует его критерии для трещин, возникающих под влиянием внутреннего давления. Впервые на роль внутреннего павления указал Андерсон [2] в статье, посвященной механическим аспектам становления пластовых интрузий. Гипотеза, выдвигаемая автором настоящей статьи, в значительной мере развивает представления Андерсона. В статье кратко рассматриваются физические и математические основы этой гипотезы и возможность ее приложения к продессам внедрения магмы из места ее образования в верхней мантии, а также к процессам вторичных внедрений из магматических камер в земной коре или верхней мантии. Таким образом, вначале описываются условия напряженного состояния, необходимого для разрушения горпых пород, сопровождающегося внедрением магмы, а затем интерпретируется форма таких интрузивов.

Определив распределение напряжений в упругой среде, подвергающейся внешнему давлению, вокруг полости, заполненной находящейся под давлением магмой, можно предсказать вероятную форму интрузивов расширения, питание которых происходит из магматической камеры, расположенной в земной коре или в верхней мантии. Часть материала статьи основана на анализе обширной литературы, посвященной вопросу концентрации напряжений (обзоры см. в работах [80, 76, 58]). Примерно так же подошли к проблеме Андерсон [1], Одэ [59], Гарсон [28], Робсон и Бэр [72] и в меньшей степени Дюрранс [21]. Направление главных напряжений вокруг магматической камеры рассматриваемого типа определялось неоднократно; Хабберт

Таблила (

и Уиллис [37] обсудили этот вопрос во взаимосвязи с явлением гидравлического разрыва. Однако лишь Андерсон [1] и Робсон и Бэр [72] затронули вопрос о вероятных концентрациях напряжений, которые должны возникать в контакте с такими магматическими камерами. Таким образом, распределение интрузивов расширения, питающихся из магматических камер, должно зависеть от величины напряжений у границ камер и их соотношения с критериями разрушения горных пород. Однако форма интрузивов должна определяться также ориентировкой направлений главных напряжений вокруг магматической камеры. Итак, автор в общих положениях следует за Робсоном и Бэром [72], однако использование иной серии критериев разрушения в этой статье приводит к существенно иным интерпретациям.

Предлагаемая концепция имеет четыре слабых места. Во-первых, она позволяет рассматривать лишь формы тел, внутренние границы которых можно выразить математически. Во-вторых, многие решения приложимы только к бесконечному телу, тогда как для нас больший интерес представляет полубесконечное тело со свободной поверхностью, соответствующей поверхности Земли. В-третьих, внешние граничные условия для большинства решений должны быть одинаковыми, в то время как внешние напряжения, действующие в бесконечности на магматическую камеру внутри Земли, в действительности зависят от глубины. В связи с этим часто приходится допускать очень малые размеры магматической камеры, для которой внешние напряжения, по крайней мере приближенно, однородны. В-четвертых, не учитывается неизвестная величина горизонтального напряжения, участвующего в процессах совместно с вертикальным напряжением, возникающим под влиянием гравитационных сил.

Поскольку настоящая статья основана на теории упругости, в ней рассматривается гомогенная и изотропная среда, в которой деформация прямо связана с напряжением. Нормальные напряжения сжатия приняты как положительные. Большинство решений, приводимых в статье, касается проблем плоской двумерной деформации, при которой промежуточное главное напряжение равно нулю, в связи с чем в этом направлении развиваются дополнительные напряжения. Однако автор полагает, что эти дополнительные напряжения не оказывают влияния на условия разрушения.

Критерии хрупкого разрушения и внедрение магмы

Для разрушения под влиянием скалывающих напряжений Робсов и Бэр [72] приняли критерий Кулона — Навье:

$$/\tau/-\mu\sigma=S_0,$$

где τ — скалывающее напряжение в плоскости разрыва, σ — напряжение, нормальное к плоскости разрыва, S_0 — прочность на сдвиг при $\sigma = 0$, μ — коэффициент внутреннего трения.

При µ, равном единице, плоскость разрыва располагается под углом 22,5° к направлению максимального главного напряжения σ₁. Таким образом, критерий разрушения при скалывании можно выразить через максимальное к минимальное главные напряжения (σ₁ к σ₃) следующим образом [40]:

$$0,414\sigma_1 - 2,414\sigma_3 = 2S_0.$$

Приняв в этом уравнении $\sigma_3 = 0$, получим $\sigma_1 = C_0 = 4,831S_0$, где C_0 — одноосное напряжение сжатия. Допустим, что $C_0 = 8T_0$, где T_0 — прочность при одноосном растяжении, рассматриваемом в качестве положительной величины. Тогда критерий разрушения при скалывании примет следующий вид:

$$0,414\sigma_1 - 2,414\sigma_3 = 3,312T_0. \tag{1}$$



Фиг. 1. Диаграммы о103, отражающие критерии разрушения Робсона и Бэра, основаяные на теории внутреннего трепия Кулона — Навье (а) [72] и теории трещинообразования Гриффитса (б). Нумерация кривых на диаграммах соответствует номерам уравнений в тексте.

Принято, что критерий разрушения при растяжении равен

$$\sigma_{\mathbf{s}} = -T_0. \tag{2}$$

Подставляя уравнение (2) в уравнение (1), находим, что $\sigma_1 = 2,169T_0$, а $\sigma_3 = -T_0$. Исходя из этих соотношений и используя эмпирические данные, Робсон и Бэр [72] приняли, что критерий разрушения при скалывании с использованием напряжения при растяжении имеет вид

$$\sigma_1 = 4,831S_0 - 5,831T_0. \tag{3a}$$

Используя приведенные выше значения S₀, C₀ и T₀, можно показать, что уравнение (За) эквивалентно выражению

$$\sigma_1 = 2,169T_0. \tag{36}$$

На фиг. 1 в координатах $\sigma_1 \sigma_3$ нанесены прямые линии, соответствующие уравнениям (1), (2) и (3) (ср. [72]). Эти прямые определяют области условий, в которых не происходит разрушения вообще или осуществляется разрушение при растяжении и скалывании. Исходя из этого, можно предсказать поведение материала для частного напряженного состояния (σ_1 , σ_3).

По поводу этого критерия разрушения можно высказать два критических замечания. Во-первых, разность напряжений (σ₁ — σ₃), необходимая для разрушения на скалывание, становится очень большой по мере увеличения среднего напряжения $[(\sigma_1 + \sigma_3)/2]$ с глубиной [61, 32]. Второе замечание, имеющее большее значение, заключается в том, что критерий Робсона и Бэра, в котором противопоставляются разрушение при скалывании и разрушение при растяжении, требует, чтобы величина о, не превышала 2,1697, для возможности осуществления разрушения при растяжении. Поскольку величина T_0 составляет не более 0,5 кбар [8], разрывы при растяжении следует предполагать лишь для самых верхних частей земной коры, где σ₃, вероятно, может иметь необходимый для этого случая отрипательный знак ($-T_0$). Однако интрузивы расширения, например дайки, занимают трещины растяжения и на значительно больших глубинах вплоть до уровней зарождения магмы в верхней мантии, откуда питались дайки. Таким образом, критерий разрушения, предложенный Робсоном и Бэром [72], следует считать геологически нереалистичным.

Кроме того, Робсон и Бэр [72] не рассматривают наиболее вероятный механизм становления интрузивов расширения. В качественном отношении этот механизм хорошо известен [3]. Гидростатическое давление магмы, поступающей в трещину, обусловливает «эффект расклинивания», который расширяет трещину, что создает возможность дальнейшего внедрения магмы. Андерсон [2] математически проанализировал это явление посредством определения напряжений в окрестностях плоской трещины, выполненной флюидом, находящимся под гидростатическим давлением. Этот автор пришел к выводу, что внедрение может произойти лишь в том случае, если давление магмы превышает минимальное главное напряжение, действующее в бесконечности. При наличии подобного условия магма внедряется по плоскости, нормальной и направлению наименьшего напряжения. Однако Андерсон рассматривал лишь случай, при котором трещина располагается в нужном направлении.

Анлерсон использовал важную конпепцию «эффективного напряжения». С точки зрения этой концепции в упругой системе, кроме напряжений од, ои σ_3 , действующих на внешних границах, участвует также гидростатическое давление р, действующее на внутренних границах (например, на границах плоскости внутои системы). Такая сложная система механически эквивалентна системе такой же формы, но с напряжениями $\sigma_1 - p$, $\sigma_2 - p$ и $\sigma_3 - p$. действующими на внешних границах, и нулевым гидростатическим давлением на внутренних границах. Теперь к системе с внутренними границами, находящимися под гидростатическим давлением, можно приложить концепцию об эффективном напряжении и дать новую формулировку критерию Робсона и Бэра [72]. Предпочтительнее, однако, прибегнуть к критерию, основанному на теории Гриффитса для трешины, нахоляшейся под внутренним давлением. Эта последняя концепция точнее отражает процессы, осуществляющиеся при хрупком разрушении. Ниже кратко рассматриваются, главным образом на основании работ Одэ [59] и Егера [40, 41], основные особенности теории Гриффитса [30, 31].

Теория Гриффитса основана на наблюдениях, показавших, что теоретическая прочность твердого вещества на разрыв, вычисленная из межатомных сил, на несколько порядков выше, чем определяемая экспериментально. В связи с этим Гриффитс предположил, что прочность вещества ослабляется в присутствии плоских микротрещин, роль которых в горных породах могут играть межзерновые границы [11]. В двух измерениях такие трещины можно рассматривать как сильно эксцентрические эллипсы одинаковых формы и размера. Допускается, что микротрещины Гриффитса располагаются беспорядочно и отстоят друг от друга настолько далеко, что концентрация напряжений у одной из них не влияет на аналогичный процесс около соседней трещины. Используя данные Колосова [47] и Инглиса [38], можно найти величину тангенциального напряжения од в плоскости такой эллиптической трещины в том случае, если главные оси ее эллипса расположены под углами л/2 + в и в соответственно к направлениям максимального и минимального главных напряжений o₁ и o₃, действующих в бесконечности. Можно показать, что для трещины данной ориентировки (β = const) σ₂, имеет минимальную величину офици) в двух противостоящих друг другу точках на поверхности трещины. Допускается, что разрушение происходит в результате развития определенных микротрещин, когда $\sigma_{\phi(min)}$ равняется теоретической прочности на разрыв. Для определения ориентировки таких трещин апализируют зависимость $\sigma_{\phi(m|n)}$ от β . Если $\sigma_1 + 3\sigma_3 < 0$, то минимальная величина $\sigma_{\phi(min)}$ проявляется при $\beta = \pi/2$ и составляет

$$\sigma_{\phi(\min)} = 2\sigma_{s}/e, \tag{4}$$

где e мера эксцентричности трещины. По мере того как $e \rightarrow 0$, форма эллипса приближается к плоской щели. Можно показать, что минимальная величина $\sigma_{\phi(m1n)}$ возникает в местах выклинивания трещин, располагающихся нормально к направлению минимального главного напряжения. Развитие именно этих трещин в их собственной плоскости и будет приводить к разрыву при растяжении. Кроме того, разрыв при растягивающих напряжениях должен проявляться при

$$\sigma_3 = -T_0, \tag{5}$$

так что это уравнение представляет собой критерий разрушения при растяжении.

Если $\sigma_1 + 3\sigma_3 > 0$, минимальная величина $\sigma_{\phi(\min)}$ будет равна

$$\sigma_{\phi(\min)} = - (\sigma_1 - \sigma_3)^2 / 4 (\sigma_1 + \sigma_3) e$$
(6)

и проявляется, когда в определяеся выражением

$$\cos 2\beta = - (\sigma_1 - \sigma_3)/2 (\sigma_1 + \sigma_3). \tag{7}$$

Таким образом, в этом случае минимальное значение величины $\sigma_{\phi(min)}$ возникает в трещинах, располагающихся под углом, определяемым уравнением (7), к направлению минимального главного напряжения. Когда $\sigma_{\phi(min)}$ равно теоретической прочности на разрыв, должны возникать скалывающие нарушения по косым трещинам. Приняв $\sigma_3 = -T_0$ в уравнении (4) и приравнивая затем уравнения (4) и (6), в качестве критерия разрушения при скалывании получим

$$(\sigma_{1} - \sigma_{3})^{2} - 8T_{0} (\sigma_{1} + \sigma_{3}) = 0.$$
(8)

Следовательно, критерий разрушения с точки зрения соотношений растяжения и скалывания будет равен

$$\sigma_1 + 3\sigma_3 = 0. \tag{9}$$

Возможно, к механизму внедрения магмы имеет отношение тот факт, что минимальная величина $\sigma_{\phi(m)n}$ не проявляется по очень наклонным трещинам при $\beta \neq \pi/2$. В этом случае касательные к эллиптическим трещинам в точках, где $\sigma_{\phi(m)n}$ имеет минимальную величину, определяемую уравнением (6), располагаются под углом δ к главной оси трещины, в которой

$$\delta = 2\beta - \pi/2. \tag{10}$$

Таким образом, трещины, наклоненные под углом β (≠ π/2), не обязательно развиваются в своей собственной плоскости. Вместо этого у них проявляется тенденция к разветвлению с искривлением в направлении максимального главного напряжения, а по достижении этой позиции их развитие прекращается [13]. Итак, разрушение при скалывании, вероятно, развивается в виде эшелонированных серий таких трещин, образующих зоны скалывания.

На фиг. 1, б в координатах $\sigma_1 \sigma_3$ графически изображен критерий разрушения по теории Гриффитса. На этой диаграмме уравнению (8) соответствует парабола с осью в виде линии $\sigma_1 = \sigma_3$, фокусом в точке (T_0 , T_0) и директриссой в виде линии $\sigma_1 + \sigma_3 = -2T_0$, что легко можно показать поворотом системы координат на угол 45°. В отличие от критерия Робсона и Бэра [72] предложенный здесь критерий разрушения при скалывании на диаграмме имеет характер параболы, а не прямой линии, и область разрыва при растяжении сильно расширяется за счет области скалывающего разрушения.

Величины β и δ в различных точках параболы, представляющей уравнение (8), имэют слэдующие значения:

$\sigma_1 = 3T_0$	$\sigma_3 = - T_0$	$\beta = 90^{\circ}$	$\delta = 90^{\circ}$
$\sigma_{i} = 4,828T_{0}$	$\sigma_3 = -0.828T$	$\beta = 67,5^{\circ}$	$\delta = 45^{\circ}$
$\sigma_1 = 8T_0 = C_0$	$\sigma_3 = 0$	$\beta = 60^{\circ}$	$\delta = 30^{\circ}$
$\sigma_i \rightarrow +\infty$	$\sigma_3 \rightarrow +\infty$	$\beta \rightarrow 45^{\circ}$	$\delta \rightarrow 0^{\circ}$

Таким образом, ориентировка трещин, имеющих тенденцию и самопроизвольному развитию до скалывающего разушения, быстро меняется, по мере того как величина од возрастает до $3T_0$.





Нумерация линий соответствует номерам уравнений в тексте. Угол β означает ориентировку развивающихся при разрушении трещин относительно направления минимального главного напряжения (σ_x или σ₂). При некотором постоянном давлении р различаются следующие области разрушения (к ним примыкают соответствующие участки, в которых при увеличении давления р разрушение не проявляется: они обозначены маленькими буквами в скобках):

A (a) — разрушение при скалывании без внедрения магмы (нормальные сбросы); В (b) — разрушение при скалывании с введрением магмы (крутовадающие пластовые тела, приуроченные к нормальным сбросам); С (c) — разрушение при растяжении с внедрением даек; D (d) — разрушение при растяжении о внедрением магмы (пластовые тела или беспорядочно ориентированые гнезда магмы); E (c) — разрушение при растяжении с внедрением горизонтальных пластовых тел; F (l) — разрушение при скалывании с внедрением магмы (пологопадающие пластовые тела, приуроченные к надвигам); G (g) — разрушение при скалывании без введрения магмы (надвигам); G (g) — разру-

Теория Гриффитса дополнена Егером [40] применительно к эллиптическим трещинам, заполненным флюидом под гидростатическим давлением *p*. Поскольку эта концепция была детально рассмотрена Марреллом [55, 56], ее можно назвать теорией трещиноватости Гриффитса — Маррелла. Егер и Маррелл при анализе этой проблемы использовали концепцию эффективных напряжений. При этом внешние напряжения σ_1 и σ_3 , действующие на систему в бесконечности, заменялись эффективными напряжениями $\sigma_1 - p$ и $\sigma_3 - p$, что дало

$$\sigma_1 + 3\sigma_3 = 4p \tag{11}$$

в качестве критерия разрушения; при растяжении с участием разрушения при скалывании,

$$(\sigma_1 - \sigma_3)^2 - 8T_0 (\sigma_1 + \sigma_3 - 2p) = 0$$
(12)

в качестве критерия разрушения тори скалывании и

$$\sigma_3 + {}^r_{\bullet} T_0 = p \tag{13}$$

в качестве критерия разрушения при растяжении. На диаграмме $\sigma_1 \sigma_3$ линии, отображающие эти критерии, по форме близки к аналогичным линиям на фиг. 1, 6, но смещены на $\sqrt{2p}$ в направлении $\sigma_1 = \sigma_3$ (фиг. 2). Таким обравом, парабола, отражающая уравнение (12), пересекает линию $\sigma_1 = \sigma_3$ в точке (p, p), а не в начале координат, как на фиг. 1, 6.

На фиг. 2 видно, что нормальное напряжение σ_β, действующее в бесконечности, в направлении, перпендикулярном трещинам, самопроизвольно развивающимся как трещины растяжения, имеет меньшую величину, чем гидростатическое давление *р* флюида, выполняющего эти трещины. Это означает, что флюид может внедряться в трещины по мере их самопроизвольного развития. При скалывающем разрушении должны самопроизвольно развиваться трещины, располагающиеся под углом β и определяющиеся выражением

$$\cos 2\beta = -\frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_3)/(\sigma_1 + \sigma_3 - 2p).$$
 (14)

Можно, однако, принять, что выполняющий флюид будет внедряться в развивающиеся трещины лишь при условии, что его гидростатическое давление превышает величину нормального напряжения σ_в, действующего в бесконечности, в направлении, перпендикулярном трещинам. Это нормальное напряжение определяется соотношением [40]

$$\sigma_{\beta} = \frac{1}{2} (\sigma_1 + \sigma_3) + \frac{1}{2} (\sigma_1 - \sigma_3) \cos 2\beta.$$

Подставляя величину в уравнения [14], получим

$$\sigma_{\beta} = \frac{1}{2} (\sigma_{1} + \sigma_{3}) - (\sigma_{1} - \sigma_{3})^{2}/4 (\sigma_{1} + \sigma_{3} - 2p).$$

Приняв $\sigma_{6} = p$ в этом уравнении, получим выражение

$$\sigma_{1}^{2} + 6\sigma_{1}\sigma_{3} + \sigma_{3}^{2} - 8p\sigma_{1} - 8p\sigma_{3} + 8p^{2} = 0,$$

корни из которого будут равны

σ

$$0,414\sigma_1 + 2,414\sigma_3 = 2,828p, \tag{15a}$$

$$2,414\sigma_1 + 0,414\sigma_3 = 2,828p. \tag{156}$$

Поскольку $\sigma_1 > \sigma_3$, уравнение (15а) отвечает условию $\sigma_\beta = p$. Прямая линия, соответствующая этому уравнению, разделяет область сколового разрушения на два участка — с внедрением ($\sigma_\beta < p$) и без внедрения ($\sigma_\beta > p$). Подставляя уравнение (15а) в уравнение (6), находим точку, в которой пересекаются эти две линии; вслед за этим подстановкой σ_1 и σ_3 в уравнение (8) выявляем, что $\beta = 67,5^\circ$ при $\sigma_1 = p + 4,828T_0$ и $\sigma_3 = p - 0,828T_0$.

В связи с тем что трещины при разрушении скалывания проявляют тенденцию искривляться в направлении максимального главного напряжения, уравнение (15а), возможно, не полностью удовлетворительно как условие внедрения при этом виде деформации. Если такие трещины стремятся самопроизвольно развиваться в направлении максимального главного напряжения в бесконечности, то интрузия, очевидно, может проявляться при условии $\sigma_3 \leqslant p$, что по существу отвечает интрузии расширения, внедрявшейся нормально к направлению минимального главного напряжения в бесконечности.

Сравнение фиг. 1, б и 2 показывает, что в области, где при нулевом внутреннем давлении не происходит разрушения, при достаточно большом внутреннем давлении может произойти хрупкий разрыв. Увеличение внутреннего давления смещает линии, выражающие критерий разрушения, в направлении $\sigma_1 = \sigma_3$ из начала координат в положительный квадрант фиг. 2. При условии, что $\sigma_1 - \sigma_3 < 4T_0$, разрушение при растяжении будет осуществляться лишь в том случае, если внутреннее давление достигнет величины $p = \sigma_3 + T_0$. Таким образом, рассматриваемый критерий разрушения в отличие от предложенного Робсоном и Бэром [72] подразумевает, что разрушение при растяжении может проявляться на значительно большей глубине, но при условии, что внутреннее давление превышает σ_3 на величину, равную прочности на разрыв при одноосном растяжении (T_0). Существование региональных свит даек позволяет предполагать, что разрыв при растяжении может проявляться до глубины зарождения магмы в мантии. Недавно Секора [78] примерно таким же образом использовал теорию Гриффитса — Маррелла для выявления связи глубины образования трещин растяжения с поровым давлением в осадках, выраженным как доля давления нагрузки (литостатического давления перекрывающей толщи).

Для понимания механизма магматической интрузии пекоторое значение имеет тот факт, что разрушение при растяжении должно проявляться при гидростатическом давлении, так что $\sigma_1 = \sigma_3 = p - T_0$. Таким образом, разрушение при растяжении может осуществляться и при пулевой разности напряжений при условии достаточно большого внутреннего давления. В этом случае внедрение полжно происходить без какой-либо специфической ориентировки, образуя, вероятно, гнезда магмы по границам зерен. Кроме того, разность напряжений (σ₁ — σ₃), необходимая для разрушения при скалывании, зависит от величины о, во взаимосвязи с величиной внутреннего давления. Если $\sigma_3 \gg p$, то разность напряжений, необходимая для разрушения при скалывании, должна иметь очень большую всличину. Однако с уменьшением оз до значения оз = р — То величина разности напряжений уменьшается до $\sigma_1 - \sigma_3 = 4T_0$. Таким образом, при $\sigma_3 = p$ необходимая для разрушения разность напряжений должна быть равна $\sigma_1 - \sigma_3 = 8T_0$. Другими словами, необходимая для разрушения при скалывании разность напряжений при достаточно большом внутреннем давлении становится относительно небольшой (ср. [72]). Итак, два слабых места в критерии разрушения Робсона и Бэра [72] отсутствуют в критерии, основанном на теории Гриффитса — Маррелла.

Критерий разрушения, выраженный уравнениями (11), (12) и (13), непосредственно приложим к бесконечному телу, в котором присутствуют трещины Гриффитса, выполненные флюидом под гидростатическим давлением. Хотя и принимается, что эти трещины не оказывают влияния друг на друга, это ограничительное условие не играет важной роли, поскольку предлагаемый критерий выражен с использованием величины прочности на разрыв при одноосном растяжении, учитывающей все возможные отклонения, которые могут возникнуть при взаимодействии смежных трещин. Таким образом, критерий разрушения, основанный на теории Гриффитса — Маррелла, вполне адекватен для описания хрупкой трещиноватости горных пород, насыщенных флюидами под гидростатическим давлением, которые. вероятно, заполняют микротрещины, располагающиеся по границам зерен,

МЕХАНИЗМ ВНЕДРЕНИЯ МАГМЫ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Хрупкое разрушение в верхней мантии. Существует по крайней мере две обоснованные точки зрения по проблеме генерации первичных магм в верхней мантии. В соответствии с первой из них верхняя мантия состоит из стекловатого материала базальтового состава с вязкостью $10^{22} - 10^{23}$ П. Такая большая вязкость вещества объясняется увеличением с глубиной всестороннего давления или средних напряжений [18]. Дели последовательно развивал свою точку зрения, но впоследствие Ритман [69] подверг ее ревизии. По мнению Ритмана, в результате воздействия сил растяжения возникали абиссальные трещины, открывающиеся вверх и создающие «потенциальный вакуум». Это обусловливало резкое уменьшение вязкости стекловатого субстрата, который в состоянии относительно флюидной магмы поступал в трещину. Ритман, однако, считал, что вследствие своей большой плотности

магма могла проникать в верхние близповерхностные горизонты лишь в том случае, если в результате вскипания гипомагма преврашалась в более легкую пиромагму. Это положение находится в противоречии с наблюдениями, свипетельствующими о том, что пластовые интрузивы, становление которых происхопило в близповерхностной обстановке, не несут признаков вскипания. Кроме того, глубокие землетрясения, происходящие в верхней мантии. показывают. что вешество там находится скорее в кристаллическом, а не стекловатом состоянии [61]. Наконец, гипотеза стекловатого субстрата находится в противоречии с данными новейших экспериментальных работ по силикатным системам. Эти эксперименты показали, что базальтовые расплавы возникают в результате дифференциации первичной магмы в пропессе ее восхождения к поверхности Земли. Мнение петрологов в настоящее время все больше склоняется в пользу представления о генерации первичной магмы путем парпиального плавления кристаллического вешества мантии. Эта концеппия, поддерживаемая автором настоящей статьи, и представляет собой вторую точку зрения в проблеме генерации магмы в верхней мантии. Возникновение здесь расплавов может происходить в результате повышения температуры и уменьшения величины среднего напряжения [97, 87, 88]. происходивших последовательно или одновременно.

Переход твердого кристаллического вещества в жидкую магму сопровождается увеличением объема. Так, плотность излившихся стекловатых пород примерно на 5% меньше, чем плотность кристаллических пород такого же состава [19]. Несмотря на существование различий в коэффициентах термического расширения и сжимаемости стекол и кристаллических пород, указанная разпица в плотности не должна сколько-нибудь значительно уменьшаться при давлениях и температурах, господствующих в верхней мантии. При образовании базальтовой магмы в результате плавления перидотита или эклогита должно происходить еще большее увеличение объема. В соответствии с правилом Клаузиуса — Клапейрона это означает, что точка плавления по мере увеличения давления будет возрастать. Таким образом, в момент парциального плавления увеличение среднего напряжения будет уменьшать количество присутствующего расплавленного материала, и наоборот.

Геофизические данные [89] позволяют считать, что образование базальтовой магмы, вероятно, происходит на глубинах от 50 до 100 км в пределах верхней мантии. На этой глубине вследствие геотермического градиента температура возрастает до величины точки плавления материала верхней мантии, в связи с чем здесь появляется слой с пониженной скоростью прохождения сейсмических волн. При кратковременном увеличених напряжений материал мантии ведет себя упруго, пропуская как продольные, так и поперечные сейсмические волны землетрясений, но в случае продолжительного существования повышенных напряжений проявляется крип при кажущейся вязкости 10²²—10²³ П [77]. Однако природа этого процесса ползучести пока неясна [61]. По мнению Маккензи [см. 74], в случае, если мантия действительно сложена кристаллическим материалом, вязкая ползучесть может быть связана с диффузией вакансий в кристаллических решетках Наварро — Герринга, что должно приводить к уменьшению ньютоновской вязкости примерно до 10²¹ П в верхней и до 10²³ П в нижней мантии. Перемещение дислокаций создает напряжение до 1 кбар, что также может приводить к упругой ползучести.

Величину разности напряжений, существующую в мантии, можно оценить, исходя из ряда соображений. Энергия, реализующаяся при крупных землетрясениях, свидетельствует, что в момент разрушения разность напряжений могла достигать 1 кбар [15]. Форма региональных аномалий силы тяжести, связанных с глубоководными впадинами, позволяет считать, что до глубины 50 км от земной поверхности разность напряжений может достигать 1,5 кбар, тогда как характер сходных аномалий, связанных с более древними геологическими структурами, соответствует разности напряжений около 0,5 кбар [8]. Форма геоида, оцененная при помощи спутников, свидетельствует о наличии в мантии разности напряжений в 0,2 кбар [44]. Джеффрис [см. 74] полагает, что разность напряжений меняется от 1 кбар на земной поверхности до 0,1 кбар на глубине 600 км. Таким образом, оценки, полученные разными способами, согласно свидетельствуют о том, что внутри верхней мантии существует разность напряжений около 0,5 кбар.

Поскольку землетрясения происходят до глубины 700 км, уместно предположить, что вещество верхней мантии может претерпевать хрупкое разрушение. Вероятный механизм землетрясений рассматривался Орованом [61], а также Григгсом и Хендином [32]. Такие землетрясения, вероятно, связаны С разрушением в локальной зоне скалывания, однако, если их интерпретировать как возникновение трещин скалывания в соответствии с теорией Кулона — Навье или концеппией Гриффитса, то они должны сопровождаться неправдоподобно большими разностями напряжений. Орован [61] предположил, что неустойчивость в ходе пластической леформации (крипа) может в значительной мере приводить к локализации деформаций в относительно узких зонах, в пределах которых увеличение скорости деформаций обусловливало плавление и разрушение, сопровождавшееся снятием упругой энергии в момент землетрясения. Довольно близкий механизм землетрясений описан Григгсом и Хендином [32], которые показали, что развитие плоской «щели» должно сопровождаться высвобождением энергии деформации в количествах, достаточных для того, чтобы произошло плавление в условиях скалывающих напряжений. Оба рассмотренных механизма могут реализоваться лишь в случае кристаллической природы верхней мантии, которая позволяет накапливаться энергии упругой деформации, высвобождающейся затем при разрушении в зоне локализации скалывания. Григгс и Хандин [32] проанализировали концепцию эффективных напряжений, выдвинутую Хаббертом и Руби [36] применительно к проблеме механизма землетрясений в верхней мантии. Как отмечалось выше, внутреннее давление, развиваемое флюидом в микротрещинах Гриффитса, сильно уменьшает разность напряжений, необходимую для образования трещин при хрупком разрушении. Таким образом, важное возражение против возможности землетрясений в верхней мантии, осуществляющихся по механизму образования трещин скалывания, снимается, если допустить, что там развито кристаллическое вещество с внутренними трешинками, выполненными флюидом, находящимся под гидростатическим давлением, величина которого близка к значению минимального главного напряжения. Если прочность вещества верхней мантии на одноосное растяжение То составляет 0,5 кбар, то разность напряжений, необходимая для возникновения трещины при $p = \sigma_3$, должна быть равна 4 кбар. Эта величина на порядок выше предполагаемой для верхней мантии разности напряжений. Однако, видимо, неправильно допускать, что прочность вещества верхней мантии на одноосное растяжение составляет 0,5 кбар, хотя грубозернистые коровые породы и обладают подобной прочностью [12].

При условиях *PT*, существующих в верхней мантии, вероятно, должны активно проявляться процессы статического отжига и разрастания зерен. Таким образом, материал верхней мантии, по-видимому, чрезвычайно грубозернист и характеризуется плоскостными границами зерен, соприкасающимися в стабильных тройных точках. Однако в соответствии с теорией Гриффитса прочность на одноосное растяжение при условии, что границы зерен играют роль микротрещин Гриффитса, должна быть обратно пропорциональна квадратному корню диаметра зерен. Так, стократное увеличение диаметра зерен должно приводить к десятикратному уменьшению прочности на одноосное растяжение. Если зерна материала верхней мантии действительно настолько крупнее зерен коровых пород, то разность напряжений, необходимая для возникновения трещин скалывания, как раз и будет иметь приведенную выше реально существующую здесь величину. Эта гипотеза связана с допущением о присутствии флюида в микротрещинах | Гриффитса. Таким образом, в верхней мантии, вероятно, должна существовать магма.

Итак, предположим, что землетрясения в верхней мантии обусловлены хрупким разрушением, осуществляющимся при важной роли микротрещин Гриффитса, заполненных магмой. Григгс и Хандин [32] сомневаются в возможности образования трещии хрупкого разрыва в материале, находящемся под таким большим всесторонним давлением, которое существует в верхней мантии. Они указывают, что опыты по деформации горных пород свидетельствуют о проявлении в условиях достаточно высокого всестороннего давления преимущественно пластического течения, а не трешин хрупкого разрыва [33]. В этих экспериментах по мере увеличения всестороннего павления со стороны окружающей образен жилкой среды усиливалось проникновение флюида в образец. Однако при дальнейшем увеличении нагрузки поровое пространство в образце должно было закрываться и флюид должен был из него отжиматься. Последний процесс может не проявляться в верхней мантии, даже если трещины, выполненные магмой, сообщаются друг с другом, так что разрушение должно проявляться в заметных масштабах еще до того, как магма может быть отжата из системы.

Оценить вероятность хрупкого разрыва для частного случая микротрещины Гриффитса, выполненной магмой, можно по величинам внутренних граничных напряжений, возникающих на поверхности этой микротрещины. Одно главное напряжение здесь постоянно и равно давлению магмы внутри трещины. Это напряжение $\sigma_r = p$ ориентировано нормально к поверхности трещины. Другое главное напряжение σ_{ϕ} ориентировано тангенциально к поверхности трещины. Величина его зависит от ориентировки трещины по отношению к внешним граничным напряжениям. Для трещины с ориентировкой $\beta = 60^{\circ}$ минимальная величина этого напряжения у окончания трещины определяется по преобразованному уравнению (6), а именно [40]:

$$\sigma_{\phi (\min)} = p - (\sigma_1 - \sigma_3)^2 / 4 (\sigma_1 + \sigma_3 - 2p) e.$$

Максимальное значение σ_{ϕ} , характерное для флангов трещины, приближенно определяется выражением [40]

$$\sigma_{\phi (\max)} \approx p + (\sigma_1 - \sigma_3)/2.$$

Примем, что в точке разрыва $\sigma_3 = p$. Тогда $\sigma_1 = p + 8T_0$. Таким образом, внутренние граничные напряжения будут равны: $\sigma_r = p, \ \sigma_{\phi \ (min)} = p - p$ $-2T_{0}/e$ и $\sigma_{\phi (max)} \approx p + 4T_{0}$. Если трещина имеет сильно вытянутую эллиптическую форму, так что е стремится к нулю, то тангенциальное напряжение будет растягивающим с наибольшим значением близ окончания трещины и относительно слабым сжимающим напряжением на флангах трещины. Это сжимающее тангенциальное напряжение на флангах трещины предположительно должно приводить к крипу, за счет которого трещина будет приобретать менее эксцентричную форму. Однако если такое изменение формы трещины осуществляется с достаточно малой скоростью, что кажется вероятным в связи с высокой вязкостью материала верхней мантии, то сильное растягивающее напряжение в вершине трещины, видимо, обусловит хрупкое разрушение, сопровождающееся дальнейшим развитием трещины. Возможность проявления хрупкого разрыва при высоких всесторонних давлениях и температурах доказана экспериментально [63]. В этих опытах в процессе деформации серпентина при всестороннем давлении до 5 кбар была установлена смена пластического поведения хрупким по мере увеличения температуры до начала дегидратации.

16-0296

Если некоторая трешина станет эволюционировать в только что рассмотренном направлении, то, вероятно, начнет играть важную роль механизм, препложенный Григгсом и Хендином [32], и в пропессе пальнейшего развития трещины произойдет плавление в условиях скалывающих напряжений за счет высвобождения накопившейся энергии упругой деформании. Действительно, поскольку среднее напряжение будет иметь большую отрицательную величину в направлении к вершине трещины, то, очевидно, точка плавления здесь должна настолько понизиться [97], что трещина начнет развиваться посредством плавления в месте ее окончания. Этот пронесс будет осуществляться при условии справедливости допущения, что среднее напряжение оказывает на точку плавления такое же влияние, как и соответствующие изменения гидростатического давления. Такой процесс может осуществляться при меньшей разности напряжений, чем это необходимо для хрупкого разрушения. Кроме того, если $\sigma_1 = p + 8T_0$, а $\sigma_3 = p$, то среднее напряжение в твердом материале должно быть $\sigma_m = p + 4T_0$, тогда как среднее напряжение в вершине трещины будет $\sigma_m = p - T_0/e$, а на флангах трещины $\sigma_m \approx p + 2T_0$. Следовательно, среднее напряжение во всех точках на поверхности трещины будет меньше, чем среднее напряжение в твердом веществе на некотором удалении от той же трешины. Таким образом, материал, окружающий трещину, предрасположен к плавлению, а поскольку среднее напряжение резко уменьшается в точках минимального тангенциального напряжения о_{ф(тар)}, наиболее интенсивное плавление должно происходить в месте окончания трещины. Следовательно, процесс хрупкого разрушения должен способствовать такому плавлению. Поскольку, однако, в результате плавления происходит увеличение объема и увеличение в связи с этим внутреннего давления, которое способствует возникновению трещины растяжения, кажется маловероятным, что скалывающее разрушение может быть обусловлено одним лишь развитием трещины посредством плавления у ее окончания.

Выше было высказано предположение, что в верхней мантии происходит генерация магмы по границам зерен, как по зонам с высокой поверхностной энергией. Если окружающая такие включения среда находится под гидростатическим давленисм, то они со временем должны изменить свою первоначальную сильно эллиптическую форму. Это изменение формы скоплений магмы должно зависеть от соотношения величин поверхностной энергии на границах твердая фаза — жидкость и различных твердых фаз. Так, если поверхностная энергия на границах твердых фаз друг с другом больше, чем на контакте расплава с твердым материалом, то магма расположится строгопо границам зерен. Если же имсют место обратные соотношения, то у скоплений магмы будет проявляться тенденция к приобретению сферической формы. Концентрация напряжений, обусловленная присутствием округлых каверн в двух направлениях, значительно меньше, чем концептрация, связавная с сильно эллиптическими пустотами. Поэтому в среде с негидростатическими напряжениями концентрация последних вокруг сферических пустот обычно должна быть недостаточна для возникновения хрупких трещин. В этом случае пустота будет деформироваться с иоглощением окружающего материала. При невращательной упругой деформации должны образовываться эллиптические пустоты с главной осью, ориентированной параллельно направлению минимального главного напряжения. Подобное положение пустот весьма устойчиво, и хрупкие трещины при этом не должны возникать. Однако в условиях вращательной упругой деформации округлые пустоты должны, вероятно, искажаться по способу, рассмотренному Тейлором [81] применительно к выполненным флюндом пустотам, располагающимся в относительно вязкой среде, находящейся в состоянии ламинарного течевия. Пустоты тогда приобретают эллипсоидальную форму, а затем развиваются резко линзовидные протрузии приблизительно в плоскости течения, ориентированные в позиции неустойчивых микротрещии Гриффитса. Допуская некое

упруго-вязкое поведение материала верхней мантии, можно полагать, что искажение сферических скоплений магмы в зоне скалывания должно приводить к образованию хрупкого разрушения, развивающегося за счет напряжений растяжения, локализующихся близ вершин протрузий [32].

Представляется вероятным, что тектонические землетрясения в верхней мантии могут быть обусловлены разрушением при скалывании с участием скоплений магмы. Это предположение увязывается с тесным соответствием между сейсмической активностью на глубине и вулкапической деятельностью на земной поверхности. На Гавайях серии подземных толчков, начинаясь на глубине 60 км, постепенно перемещаются до земной поверхности в течение периода, непосредствению предшествующего вулканическим извержениям. Это позволяет предполагать, что именно с такой глубины магма движется по пути, который связан с процессом хрупкого разрушения и возникновения трещин растяжения [24]. Следовательно, теория Гриффитса — Маррелла может быть принята в качестве модели возможного механического поведения верхпей мантии. Необходимо отметить, что недавно Робсон и его соавторы [73] также предложили довольно близкую концепцию механизма сейсмической деятельности в верхней мантии, которая полностью злидется на явлении расширения или разрывов растяжения, обусловленных давлением магмы.

Гипотеза генерации магмы в результате снятия напряжения. В литературе уже рассматривалась гипотеза генерации магмы в результате снятия напряжения [97, 87, 88]. Эта гипотеза основана на допущении, что точка илавления материала верхней мантии возрастает по мере увеличения среднего давления, а следовательно, и глубины. Предполагается, что скорость такого увеличения тугоплавкости составляет примерно 10 °C кбар⁻¹. или 3 °С км⁻¹ глубины. Выше уже отмечалось, что в результате существования геотермического градиента на глубине 50-100 км в зоне с малыми скоростями прохождения сейсмических воли температуры достигают значений, близких к точке плавления. С целью упрощения рассмотрим обстановку, когда температура достигает точки плавления в условиях гидростатического напряжения $\sigma_x = \sigma_y = \sigma_z = goz$, где g — постоянная ускорения силы тяжести, о — плотность вышележащих пород, z — глубина от земной новерхности. В этом случае уменьшение оу или оу, сопровождающееся уменьшением среднего напряжения $\sigma_m = (\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z)/3$, приведет к началу плавления [97]. Кроме того, если величина о_х или о_и возрастала и температура в течение этого эпизода сжатия увеличивалась до величины, близкой к точке плавления, то последующее уменьшение σ_x пли σ_y до первоначального значения также приведет к плавлению [87, 88]. При величине скрытой теплоты плавления 100 кал/г и удельной теплоемкости материала верхней мантии 0,30 расплавление последнего на 3% должно проявляться при уменьшении величины среднего напряжения на 1 кбар. Таким образом, уменьшение ох или од на 1 кбар должно приводить к расплавлению вещества на 1%. Следовательно, заметное парциальное плавление может происходить лишь при довольно значительной разности напряжений — порядка нескольких килобар. Как уже отмечалось выше, сколько-нибудь убедительные доказательства существования в верхней мантин таких разностей напряжений отсутствуют. Действительно, если при разности напряжений около 1 кбар в верхней мантии проявляется пластический крип, то большая разность напряжений попросту не может возникнуть. Кроме того, если температура будет на 10 °С ниже точки плавления, то для начала плавления необходимо уменьшение среднего напряжения на 1 кбар. Таким образом, уменьшение напряжения о, или о, на 1 кбар может повлечь за собой плавление лишь в том случае, если температура была инже точки плавления не более чем на 3 °С. Из всего вышеизложенного очсвидно, что гипотезу снятия напряжений пельзя признать универсальной [9].

В частных случаях, однако, эта концепция, возможно, имеет важное значение. Пока мы считаем, что вертикальное главное напряжение о, имеет постоянную величину, нельзя принимать во внимание возможность распространения вертикальных движений на глубину в верхнюю мантию. На первой стадии тектонического цикла, в результате проседания и седиментации в некоторой материальной точке верхней мантии, должны увеличиваться среднее напряжение и температура. На поздней стадии подъема и эрозни среднее напряжение должно уменьшаться, однако если такой польем осуществлялся достаточно быстро, то температура в некоторой материальной точке не могла лостигнуть своей исхолной величины. Именно в такой обстановке создаются условия, благоприятные для генерации магмы по механизму снятия напряжения [87, 26, 84], особенно в связи с уменьшением писпропорпиональности горизонтальных напряжений по отношению к вертикальному напряжению по мере подъема [62]. Форма возникших в этой ситуации интрузий должна зависеть от напряженного состояния, а гидростатические напряжения определяют форму региона парциального плавления.

Парциальное плавление при негидростатических напряжениях. Рассмотрим обстановку проявления парциального плавления в верхней мантии в результате увеличения температуры при условии, что одно из главных напряжений — вертикальное — равно $\sigma_z = goz$. Главные напряжения σ_x и б, ориентированы горизонтально; при этом ранее мы приняли, что при колебаниях от напряжение о, имеет промежуточную величину между от и с. В условиях парциального плавления верхней мантии величина с. булет ограничена пределами значений, лежащих в области отсутствия разрушения для данного значения давления магмы. Таким образом, если $p = \sigma_z$, то $p - T_0 \leqslant \sigma_x \leqslant p + 8T_0$. Однако если верхняя мантия находится полностью в кристаллическом состоянии, то величина ох может изменяться в более широких пределах, чем пределы, определенные процессами крипа. До хрупкого разрушения напряжения (σ_x , σ_z) находятся в пределах значений, которые не ведут к разрушению и при которых p = 0. Однако, как только начнется парциальное плавление, увеличение объема вещества должно повлечь быстрое увеличение давления р в эмбриональных скоплениях магмы. Хотя увеличение давления будет препятствовать плавлению, этот пропесс, тем не менее, должен продолжаться в случае дальнейшего увеличения температуры. При условии достаточно быстрого развития парциального плавления и последующего увеличения p, вероятно, будет проявляться хрупкое разрушение, а не крип. Таким образом, разрушение должно происходить в том случае, когда точка (σ_x , σ_y), отражающая частные напряженные состояния на диаграмме, достигнет сложной кривой разрушения в процессе смещения в направлении $\sigma_x = \sigma_z$ в сторону от исходного положения по мере увеличения давления р. Этот тип разрушения и форма возникающих при этом интрузий должны зависеть от величины разности напряжений ($\sigma_x - \sigma_z$). По мере увеличения σ_x по отношению к σ_z можно различить следующие случаи (фиг. 2):

- а) при σ_x σ_z < -5,656 T₀ проявляется разрушение при скалывании по нормальным сбросам без внедрения;
- б) при -5,656 T₀ < σ_x σ_z < -4T₀ проявляется разрушение при скалывании с одновременным внедрением; образуются крутопадающие тела, приуроченные к нормальным сбросам;
- в) при $-4T_0 < \sigma_x \sigma_z < 0$ происходят разрывы при растяжении, в которые внедряются вертикальные дайки;
- г) при $\sigma_x \sigma_z = 0$, т. е. когда $\sigma_x = \sigma_y = \sigma_z$, должно проявляться разрушение при растяжении с возникновением сети карманов, выполненных магмой;
- д) при 0 < σ_x σ_z < 4T₀ проявляется разрушение при растяжении с возникновением горизонтальных пластовых интрузий;

- е) при 4T₀ < σ_x σ_z < 5,656T₀ проявляется разрушение при скалывании, одновременное с интрузией, образующей полого залегающие пластовые тела, приуроченные к надвигам;
- ж) при 5,656 $T_0 < \sigma_x \sigma_z$ происходит разрушение при скалывании с надвигом, не сопровождающееся интрузией.

Проявление того или иного из семи вышеперечисленных случаев зависит от конкретной величины внутреннего давления р при разрушении и его соотношения с величинами внешних напряжений (σ_r , σ_2). Однако по мере развития плавления проявляется тенденция к увеличению давления р. Таким образом, точка, соответствующая напряженному состоянию (σ_{x} , σ_{z}), по мере увеличения давления из области разрушения, вызванного скалыванием, без интрузии, переходит в поле разрушения при скалывании с интрузией. а затем в область разрушения при растяжении. Если разрушение при скалывании проявляется лишь в пределах отдельной зоны верхней мантии, то наиболее ранние скопления магмы должны возникать именно в этой зоне. По мере развития плавления разрозненные скопления магмы будут внедряться в зону скалывания. Сразу же после этого трещины, по которым происходит разрушение при скалывания, начнут проявлять тенденцию к искривлению в направлении максимального главного напряжения. Этот пропесс должен подчеркиваться продолжающимся увеличением давления в магме, благоприятствующим проявлению разрушения при растяжении и интрузии. Магма, возникшая в зоне скалывания, вероятно, внедрится в окружающую среду в виде пластовых интрузий, ориентированных нормально к направлению минимального главного напряжения. Независимо от того, проявится или нет разрушение при скалывании, в конечном счете в условиях горизонтального растяжения ($\sigma_x < \sigma_z$) должны формироваться вертикальные дайки, а в условиях горизонтального сжатия $(\sigma_x > \sigma_z)$ — горизонтальные пластовые интрузии.

Рассмотрим случай, в котором вертикальное напряжение играет роль промежуточного главного напряжения. Структура и ориентировка интрузий будут иные, чем в вышеописанном случае, однако способы разрушения совершенно аналогичны, хотя и определяются теперь разностью напряжений $\sigma_x - \sigma_y$. Соответствующие величины разности напряжений приводят к возникновению следующих типов тектонических структур и интрузивов:

- 1) тектонические нарушения, соответствующие типам а и ж первого случая;
- 2) тектопические нарушения, ассоциирующие с вертикальными дайками, косо ориентированными по отношению к направлению максимального главного напряжения (соответствуют типам б и е первого случая);
- 3) вертикальные дайки, параллельные направлению максимального главного напряжения (соответствуют типам в и д первого случая);
- 4) ссть включений магмы (аналогичны типу г первого случая).

Можно также проанализировать интересующие нас явления в состоянии одноосного напряжения. В этом случае тектонические структуры и интрузии должны быть симметричны относительно вертикальной оси z при условии $\sigma_x = \sigma_y$, тогда как при условии $\sigma_y = \sigma_z$ аналогичная симметрия будет проявляться относительно горизонтальной оси x. В первом случае они должпы соответствовать семи перечисленным выше вариантам от a до \mathcal{K} , но, однако, в соотношениях не будет проявляться какая-либо частная направленность. Во втором же случае соответствующие тектонические структуры и интрузии можно подразделить следующим образом:

- a) трещины скалывания, изменяющиеся от нормальных сбросов до сдвигов скручивания под большим углом к оси x;
- б) интрузии, связанные с трещинами скалывания, изменяющимися от нормальных сбросов до сдвигов скручивания;

- в) вертикальные дайки, нормальные к оси x;
- г) сеть сообщающихся включений магмы;
- д) пластовые интрузии с ориентировкой от вертикальных даек до горизонтальных силлов, параллельные оси x, но пересекающие друг друга;
- e) интрузивы, приуроченные к трещинам скалывания, которые по характеру мецяются от надвигов до сдвигов кручения;
- ж) трещины скалывания, располагающиеся под небольшим углом к осн x и по типу колеблющиеся от надвигов до сдвигов кручения.

До сих пор считали, что перед парциальным плавлением верхияя мантия подвергается негидростатическому напряжению. В настоящее время допускается, что в исходном состоянии верхняя мантия частично расплавлена и по границам зерен здесь располагаются пленки магмы. При этом создаются равновесные условия $p_a = \sigma_x = \sigma_y = \sigma_z$, которые рассматриваются как несколько видоизмененное гидростатическое напряженное состояние. Близкие соотношения анализируются ниже, но в данном случае принято, что внешние напряжения не передаются без изменений поперек границы области парциального плавления. Величина о_z определяется весом перекрывающих масс, но о_г и о_и могут произвольно меняться. В условиях полного сперживания вещества в боковых направлениях при $\varepsilon_u = 0$ некоторое изменение величины ох будет приводить к сходному, но несколько меньшему изменению о... Таким образом, о, будет играть роль промежуточного главного напряжения. При условии, что $p_a = \sigma_z$, разрушение при растяжении будет проявляться в том случае, если σ_x уменьшится до величины $\sigma_x = p_a - T_0$, тогда как разрушение при скалывании без интрузии будет возникать при увеличении σ_x до значения $\sigma_x = p_a + 8T_0$. Однако возможны одповременное увеличение σ_х и уменьшение σ_n или обратные изменения величины горизонтальных напряжений. В таких случаях ог играет роль промежуточного главного напряжения. При условии постоянства величины ра могут проявляться различные типы разрушения при скалывании без внедрения или с внедрением, а также разрушение при растяжении, поскольку способ разрушения зависит от относительной величины σ_x и σ_y (фиг. 2). Однако величина p_q может в действительности изменяться двумя способами. Первый из них связан с изменением величины среднего напряжения, которое приводит к изменению объема, что соответственно обусловливает прямо зависящее от вариаций среднего напряжения увеличение или уменьшение p_a. Если σ_x возрастает и одновременно уменьшается о_и, то величина среднего напряжения не будет сильно изменяться и $p_a \approx \sigma_z$. Однако при одновременном увеличении σ_x и σ_v величина p_a будет возрастать, в связи с чем кривые разрушения будут смещаться в сторону от начала координат. Наоборот, при одновременном уменьшении σ_x и σ_y величина p_a также понизится и кривые разрушения сместятся к началу координат. В зависимости от способа увеличения или уменьшения величины ра может проявляться тот или иной тип разрушения при скалывании без интрузии или с интрузией и разрушение при растяжении. Вторая возможность изменения величины ра связана с тем, что колебания σ_x или σ_u могут проявляться в результате изменения величины среднего напряжения близ неустойчивых трещин, что приводит к дальнейшему плавлению, а следовательно, к увеличению p_a . В этом случае кривые разрушения смещаются в сторону от начала координат. Таким образом, если второй из рассмотренных факторов играет более важную роль, чем первый, то должно. вероятнее всего, проявляться разрушение при растяжении с интрузией.

Разрушение дискретных магматических камер

Использование критерия разрушения. Прежде чем рассматривать дискретные магматические камеры, остановимся на процессе парциального плавления при гидростатическом напряженном состоянии, которое приводит к возникновению сети мелких включений магмы по границам зерен. Хотя увеличение температуры, необходимое для парциального плавления, должно обусловить термоупругие напряжения (не рассматриваемые в настоящей статье). тем не менее состояние внешнего гидростатического напряжения будет препятствовать инъекции магмы из места ее возникновения. Такие инъекции частично контролируются увеличением объема в процессе плавления. что приводит к изменению напряжений вокруг расплавленного участка. В этой связи важное значение приобретает трехмерная форма области плавления, которая контролируется соотношением геоизотерм и колебаний точки плавления в зависимости от глубины. В качестве крайнего случая можно принять, что граница области парциального плавления представляет собой поверхность, на которой отсутствуют скалывающие напряжения. При таком условии область парциального плавления в условиях гидростатического напряжения можно рассматривать как дискретную магматическую камеру.

Рассмотрим приложимость критерия Гриффитса — Маррелла к явлению разрушения на границе такой магматической камеры. Можно допустить, что эта граница сечет межзерновые пространства или пругие шелевилные полости, действующие в качестве трещин Гриффитса. В масштабе этих трещин граница камеры должна быть плоской. Если бы были известны концентрации напряжений, возникающие в результате появления таких полуэллиптических желобов персменной ориентировки на границе полубесконечной пластины. то возникла бы возможность предложить дополнительную серию критернев разрушения. В связи с отсутствием возможности такого решения вопроса [58] возникает необходимость оценки достоверности теории Гриффитса — Маррелла. Наиболее важное положение этой теории заключается в том, что тангенциальное напряжение имеет минимальную величину у окончания сильно эллиптических трещинок Гриффитса или вблизи него. В направлении от точки с минимальным значением тангенциального напряжения последнее быстро возрастает до относительно слабого максимума на флангах трешинки. Минимум тавгенциального напряжения у вершины трещинки Гриффитса не должен сильно изменяться при появлении независимой границы, срезающей эту трещинку под большим углом [27]. В связи с этим использование критерия Гриффитса — Маррелла при рассмотрении настоящей проблемы не повлечет за собой очень большой ошибки.

Если на границе магматической камеры не генерируются скалывающие наприжения в результате течений, то внутренние граничные условия определяются радиальным главным напряжением σ_r и тангенциальным главным напряжением σ_{ϕ} . Величина σ_{ϕ} неизвестна, а $\sigma_r = p_a$, где p_a — магматическое давление. Если $\sigma_{\phi} < p_a$, должно проявляться разрушение при растяжении при условии

$$\sigma_{\phi} = p_a - |T_{0'}, \tag{16}$$

а если $\sigma_{\phi} > p_a$, будет, проявляться разрушение при скалывании:

$$\sigma_{\phi} = p_a + 8T_0 \tau. \tag{17}$$

На внутренней сторонс границы полости можно, следовательно, выделить секторы растяжения ($\sigma_{\phi} < \sigma_r = p_a$) и сжатия ($\sigma_{\phi} > \sigma_r = p_a$), которые соприкасаются в точках, отвечающих условию

$$\sigma_{\phi} = \sigma_r = p_a. \tag{18}$$

Последнее уравнение представляет собой критерий перехода от разрушения при скалывании к разрушению при растяжении.

Приведенные выше выводы, основанные на теории Гриффитса — Маррелла, несколько отличаются от заключений Робсона и Бэра [72]. Так, в соответствии с приведенными нами выводами разрушение при скалывании

проявляется лишь в секторах сжатия, тогла как разрушение при растяжении реализуется лишь в секторах растяжения. Робсон и Бэр, однако, полагали. что и в секторах растяжения при 🕁 🚿 о, должно проявляться разрушение при скалывании. Это мнение не учитывает концепцию эффективного напряжения. Кроме того, маловероятно и предположение о возможности становления магматических тел с обрушением кровли в результате одного разрушения при скалывании на глубинах свыше 4-5 км. Видимо, обрушение кровли может проявляться как при разрушениях скалывания, так и при растяжении: оно определенно реализуется, но лишь на некоторой глубине при благоприятных внутренних граничных условиях (ср. [72]). В соответствии с этими условиями для разрушения при растяжении внутреннее давление ра должно превышать тангенциальное напряжение оф на величину, равную прочности на разрыв при одноосном растяжении $T_{0'}$, а разрушение при скалывании должно проявляться лишь в случае, если тангенциальное напряжение оф превысит внутреннее давление p_a на величину, равную восьмикратной прочности на одноосное растяжение.

Если все трещины Гриффитса будут иметь одинаковую протяженность, то при пересечении их произвольной границей возникну, срезы с вдвое большей эффективной длиной. Эти срезы приводят к уменьшению прочности, в связи с чем разность напряжений, необходимая для разрушения, может

уменьшаться (в уравнениях (16) и (17) $T_{0'} = T_0/2^{\frac{1}{2}}$). Кроме того, хотя эллиптические прорези в секторах растяжения произвольной границы камеры остаются открытыми при наличии давления магмы p_a , в секторах сжатия у них проявляется тенденция к закрыванию. В этом случае величина σ_{ϕ} , необходимая для разрушения при скалывании, должна бы быть больше, чем приведенная в уравнении (17). Однако закрытые растягивающими усилиями прорези предположительно располагаются под углом 30° к границе камеры, в связи с чем концентрации напряжений близ их вершин могут увеличиваться, что приводит к уменьшению величины σ_{ϕ} , необходимой для разрушения, до значения, близкого к данному уравнением (17). Эти концентрации напряжений необходимо учитывать при использовании уравнений (16) и (17) применительно к рассматриваемой проблеме. Для удобства примем, что $T_{0'} = T_0$.

Поскольку разрушение при растяжении проявляется при $\sigma_r = p_a \gg$ $\gg \sigma_{a} + T_{0}$, магма в этом случае может интрудировать в развивающиеся трещины. При разрушении скалывания $\sigma_r = p_a \leqslant \sigma_{\phi} - 8T_0$, в связи с чем теоретически внедрение не должно проявляться. В действительности же нередко магма внедряется и в трещины скалывания. Можно предположить, что разрушение при скалывании начинается на некотором удалении от внутренней границы, в направлении к которой в дальнейщем происходит развитие трещин. Одпако наличие впутреппей полости обусловливает кондентрацию напряжений, достигающую максимума на внутренней границе, от которой в связи с этим и начинается разрушение. Хотя условия здесь неблагоприятны для интрузии, как только эти трещины начинают развиваться, подобное теоретическое соображение теряет силу. В частности, сомнения в возможности развития рассматриваемых трещин без интрузии магмы возникают в связи с тем, что магматическое давление способствует образованию трещин при меньшей разности напряжений, чем это необходимо в его отсутствие. Кроме того, любые движения по трещинам по мере их развития должны уменьшать объем магматической камеры, обусловливая выжимание магмы в трещины. Трещины скалывания при взаимном пересечении изолируют блоки пород различных размеров, что увеличивает возможность проницаемости магмы, особенно при наличии различий в плотностях магмы и вмещающих пород. Наконец, часто интрузию магмы рассматривают с точки зрения статических условий, тогда как более вероятно, что величина магматического давления ра значительно колеблется. В связи со всем вышеизложенным можно считать, что трещины скалывания, возникшие в условиях низкого давления магмы p_a , при увеличении внутреннего давления, вероятно, могут заполняться расплавом.

Иное разрушение у свободных поверхностей в условиях тангенциального сжатия проявляется на рудниках; оно известно под названием внезапных выбросов и отщепления (spalling). Это явление заключается в отделении блоков породы в результате разрыва при растяжении параллельно поверхности, находящейся в условиях сжатия. Такие процессы могут играть важную роль и у границ магматических камер, подвергающихся тангенциальному сжатию. Поскольку в горном деле под обрушением понимают разрушение под любым углом к свободной поверхности, можно таким же образом разграничивать и процессы магматического обрушения и магматического отщепления.

Смещения, связанные с парциальным плавлением в условиях гидростатического папряжения. В настоящем разделе рассматривается распределение напряжений вокруг сферической области парциального плавления, находящейся в условиях внешнего гидростатического напряжения. Решение проблемы [48] сферической оболочки с внутренним радиусом *а* и внешним радиусом *b*, испытывающей внутреннее давление p_a и внешнее давление p_b , дано Лявом [50]. Радиальное напряжение определяется выражением

$$\sigma_r = p_a a^3 (b^3 - r^3)/r^3 (b^3 - a^3) + p_b b^3 (r^3 - a^3)/r^3 (b^3 - a^3), \tag{19}$$

тогда как тангенциальные напряжения оф[,] и оф[,], действующие соответственно в вертикальной и горизонтальной плоскостях, определяются уравпением

$$\sigma_{\phi'} = \sigma_{\phi'} = -p_a a^3 (b^3 + 2r^3)/2r^3 (b^3 - a^3) + p_b b^3 (a^3 + 2r^3)/2r^3 (b^3 - a^3),$$
(20)

где r — расстояние от центра сферы. При $b \to \infty$ получим сферическую пустоту в некотором бесконечном теле с граничными напряжениями $\sigma_x = \sigma_y = \sigma_z = p_b$. Напряжения на внутренней границе r = a в этом случае будут равны

$$\sigma_r = p_a \, \text{is } \sigma_{\phi'} = \sigma_{\phi''} = -p_a/2 + 3p_b/2. \tag{21}$$

Таким образом, если $p_a > p_b$, то $\sigma_r > \sigma_{\phi'} = \sigma_{\phi''}$, тогда как если $p_a < < p_b$, то $\sigma_r < \sigma_{\phi'} = \sigma_{\phi''}$. Подставляя эти величины для $\sigma_{\phi'}$ и $\sigma_{\phi''}$ в уравнение (21), получим выражение

$$p_a = p_b + 2T_0/3, \tag{22}$$

определяющее максимальное внутреннее давление, при котором пустота может сохраняться без разрушения. Аналогичным образом, если $p_a < p_b$, разрушение при скалывании будет проявляться, когда $\sigma_{\phi'} = \sigma_{\phi''} = p_a + 8T_0$. Подставляя эти величины для $\sigma_{\phi'}$ и $\sigma_{\phi''}$ в уравнение (21), получим выражение

$$p_a = p_b - 16T_0/3, \tag{23}$$

определяющее минимальное внутреннее давление, при котором пустота может сохраняться без разрушения. Таким образом, величина *р*а должна находиться между значениями, определяющимися уравнениями (22) и (23).

Смещение *и* в радиальном направлении на расстояние *r* определяется уравнением

$$u = r (p_a a^3 - p_b b^3) / (3\lambda + 2G) (b^3 - a^3)^{-1} a^3 b^3 (p_a - p_b) / 4Gr^2 (b^3 - a^3),$$
(24)

где λ
и G — параметры Ляме. Для внутренней границы r = a пр
и $b \to \infty$ получаем

$$u/a = -p_b/(3\lambda + 2G) + (p_a - p_b)/4G.$$
(25)

Смещение и представляет собой суммарный результат воздействия давления p_a на внутренней границеr = a и давления p_b на внешней границеr = b. Для того чтобы найти u_b , примем в уравнении (25) $p_a = p_b$; тогда смещение u_a , обусловленное увеличением p_a от значения $p_a = p_b$, определится выражением,

$$u_a/a = (p_a - p_b)/4G.$$
(26)

При $p_a > p_b$ разрушение при растяжении будет проявляться в том случае, когда p_a определяется уравнением (22). При подстановке этой величины p_a в уравнение (26) получаем следующее выражение для смещения u_a в момент разрушения:

$$\iota_a/a = T_0/6G.$$

Если $T_0 = 0.5$ кбар, а $G = 10^3$ кбар [74], то

$$u_a/a = 8.10^{\circ}$$
.

Увеличение объсма, связанное с таким смещением, составляет 2,4 · 10⁻⁴, или 0,024%. Из этого следует, что при условии увеличения объема вещества в результате плавления лишь на 2,4% для разрушения будет достаточно проявиться парциальному плавлению всего на 1%. В только что рассмотренном соотношении игнорируется сжимаемость магмы по мере увеличения давления от рь до р. Это вносит известную неопределенность, которая, однако, значительно меньше, чем неопределенность в величине расширения объема при плавлении. Последнее было принято умышленно с занижением, в связя с чем указанная величина парпиального плавления, необходимая для разрушения, вероятно, завышена. При допущении, что область парциального плавления имеет правильные границы, по которым действуют лишь нормальные напряжения, принятая незначительная величина парциального плавления, видимо, неправдоподобна. Однако в той мере, в какой смещения, возникшие в результате парциального плавления, ориентированы радиально, это допущение в общем удовлетворительно, по крайней мере для полостей с округлым поперечным сечением, поскольку скалывающие напряжения не развиваются в плоскостях, тангенциальных к центру области нарциального плавления.

Аналогичным образом можно рассмотреть и случай области парциального плавления цилиндрической формы с круговым поперечным сечением. Решение этой давно поставленной проблемы [48] уже опубликовано [50]. Поскольку этот случай будет детально рассмотрен ниже, ограничимся сейчас лишь общими замечаниями. В отличие от сферической области парциального плавления, в которой без ее разрушения может развиваться избыточное давление $p_a - p_b = 2T_0/3$, в цилиндрической камере с круговым поперечным сечением величина этого параметра не может превышать $p_a - p_b = T_0/2$. Таким образом, для разрушения цилиндрической камеры при растяжении требуется меньшая величина избыточного внутреннего давления и меньший процент парциально расплавленного материала. Еще меньше необходимо расплава для разрушения цилиндрической области парциального плавления с эллиптическим поперечным сечением. Из всего вышеизложенного ясно, что при парциальном плавлении в гидростатическом напряженном состоянии и в условиях не слишком медленного повышения температуры неизбежно должна проявляться тенденция к хрупкому разрушению.

Разрушение цилиндрических магматических камер. Рассмотрим в качестве наиболее общего случая цилиндрическую полость с эллиптическим поперечным сечением, находящуюся в состоянии плоской деформации, нормальной к горизонтальной оси цилиндра. Решение этой проблемы [57] в очень удобной форме дано Савином [76]. Форма эллиптического поперечного сечения полости определяется выражением

$$m = (x - z)/(x + z),$$

тде *х* — длина полости в направлении горизонтальной оси *х*, *z* — длина полости в направлении вертикальной оси z. Главная ось эллипса будет располагаться горизонтально при условии 0 < m < 1, а при условии -1 < m < 0она булет вертикальной. Если m = +1, эллипс превращается в плоскую шель данной длины, параллельную соответствующей оси, а при m = 0 эллипс становится кругом. Необходамо отметить, что численное значение т характеризует форму эллипса, а знак этого параметра отражает ориентировку эдлппса по отношению к осям координат. Положение точки О в эллипсе можно определить следующим способом. Описывается вспомогательная окружность, лиаметром которой служит главная ось эллипса. Из точки О проводится линия, пормальная к оси x при m > 0 или нормальная к оси z при m < 0. до пересечения всиомогательной окружности в точке P. Приняв в качестве нуля соответствующей оси центр вспомогательной окружности. измеряют угол ХОР в направлении против часовой стрелки от положительного конпа оси x. После этого определяется угол экспентричности ϕ точки Qв эллипсе. Если угол XOO, измеренный таким способом, представляет собой полярный угол в точки Q, то углы ф и в связаны выражением

$$tg \phi = tg \theta (1 + m)/(1 - m).$$

Таким образом, ось *х* пересекает эллипс в точках, определяемых углами $\phi = \theta = 0$ и п, тогда как ось *z* пересекает эллипс в точках, определяемых углами $\phi = \theta = \pi/2$ и $3\pi/2$. Учитывая симметрию, необходимо рассматривать только квадрант $0 \le \phi \le \pi/2$.

Тангенциальное напряжение в точке Q, определяемое углом эксцентричности ϕ , вычисляется из следующего уравнения [76]:

$$\sigma_{\phi} = \frac{p \left[1 - m^2 + 2m \cos 2\alpha - 2 \cos 2 \left(\phi + \alpha\right)\right]}{1 - 2m \cos 2\phi + m^2} \,. \tag{27}$$

где направление одноосного сжатия или растяжения p, действующего в бесконечности, располагается под углом α к ося x. Принимая в уравнении (27) $\alpha = 0$ я $p = p_x$, определяем тангенциальное напряжение σ_{ϕ} следующим образом:

$$\sigma_{\phi} = \frac{p_x \left(1 - m^2 + 2m - 2\cos 2\phi\right)}{1 - 2m\cos 2\phi + m^2}$$
(28a)

для случая внешних граничных условий $p_x = p$ и $p_z = \tau_{xz} = 0$. Аналогичным образом, принимая в уравнении (27) $\alpha = \pi/2$ и $p = p_z$, получаем выражение тангенциального напряжения

$$\sigma_{\phi''} = \frac{p_z \left(1 - m^2 - 2m + 2\cos 2\phi\right)}{1 - 2m\cos 2\phi + m^2}$$
(286)

для случая внешних граничных условий $p_z = p$ и $p_x = \tau_{xz} = 0$. Совместив эти выражения для тангенциальных напряжений и прибавив ко всем граничным напряжениям p_a , получим выражение

$$\sigma_{\phi} = \sigma_{\phi'} + \sigma_{\phi''} + p_a = p_a + \frac{(\sigma_x + \sigma_z - 2p_a)(1 - m^2) - 2(\sigma_x - \sigma_z)(\cos 2\phi - m)}{1 - 2m\cos 2\phi + m^2}$$
(29)

для тангенциального напряжения σ_{ϕ} в точке ϕ на поверхности эллиптической полости m, подвергающейся внутреннему давлению $p_{a} = \sigma_{r}$ и напряжениям $\sigma_{x} = p_{x} + p_{a}$ и $\sigma_{z} = p_{z} + p_{a}$.

В соответствии с уравнением (16) разрушение при растяжении проявляется при $\sigma_{\phi} = p_a - T_0$. Подставляя эту величину для σ_{ϕ} в уравнение (27)
в качестве критерия разрыва при растяжении получаем выражение

$$(\sigma_x + \sigma_z - 2p_a) (1 - m^2) - 2 (\sigma_x - \sigma_z) (\cos 2\phi - m) = = -T_0 (1 - 2m \cos 2\phi + m^2).$$
 (30)

Поскольку в соответствии с уравнением (17) разрушение при скалывании должно проявляться при $\sigma_{\phi} = p_a + 8T_0$, подставляя последнюю величину σ_{ϕ} в уравнение (29), получим в качестве критерия разрушения при скалывании выражение

$$(\sigma_x + \sigma_z - 2p_a) (1 - m^2) - 2 (\sigma_x - \sigma_s) (\cos 2\phi - m) =$$

$$= 8T_0 (1 - 2m \cos 2\phi + m^2).$$
(31)

В результате дифференцирования уравнения (29) в отношении ф получим

$$f'(\sigma_{\phi}) = \frac{2\sin 2\phi (1-m^2) [\sigma_x - \sigma_z - m (\sigma_x - \sigma_z - 2p_a)]}{(1-2m\cos 2\phi + m^2)^2}$$

Отсюда следует, что тангенциальное напряжение имеет постоянное значение в следующих случаях: $\sin 2\phi = 0$, $m = \pm 1$ и $\sigma_x - \sigma_z = m (\sigma_x + \sigma_z - 2p_a)$. Для первого случая анализ уравнения (29) показывает, что тангенциальное напряжение σ_{ϕ} в точке $\phi = 0$ стремится либо к минимальной, либо к максимальной величине в зависимости от того, будет ли $\sigma_x > \sigma_z$ или $\sigma_x < \sigma_z$. При $\sigma_x > \sigma_z$ в точке $\phi = 0$ начнется разрушение при растяжении, а в точке $\phi = \pi/2$ начнется разрушение при скалывании. При $\sigma_x < \sigma_z$, наоборот. в точке $\phi = 0$ должно произойти разрушение при скалывании, а в точке $\phi = \pi/2$ – разрушение при растяжении. Следовательно, подставляя $\cos 2\phi = \pm 1$ в уравнение (31), получим выражения

$$(\sigma_x + \sigma_z - 2p_a) (1 - m) + 2 (\sigma_x - \sigma_z) = 8T_0 (1 + m)$$
 (32a)

Ø

$$(\sigma_x + \sigma_z - 2p_a) (1 + m) - 2 (\sigma_x - \sigma_z) = 8T_0 (1 - m)$$
(326)

в качестве критерия разрушения при скалывании в сравнении с условиями полного отсутствия разрушения. Аналогичным образом, подставляя соз $2\phi = +1$ в уравнение (30), получим

$$(\sigma_x + \sigma_z - 2p_a) (1 + m) - 2 (\sigma_x - \sigma_z) = -T_0 (1 - m)$$
 (33a)

Ø

$$(\sigma_x + \sigma_z - 2p_a) (1 - m) + 2 (\sigma_x - \sigma_z) = -T_0 (1 + m)$$
(336)

в качестве критерия разрушения при растяжении по сравнению с условиями полного отсутствия разрушения.

На фиг. З в координатах $\sigma_x \sigma_z$ нанесены прямые линии, соответствующие уравнениям (32) и (33) для случаев m = -1, m = -5/9, m = 0, m = 5/9и m = 1. Уравнение (32а), представленное на этой фигуре серией прямых линий AD, характеризует состояния внешнего напряжения, при которых разрушение при скалывании проявляется в точке $\phi = \pi/2$. Уравнение (326). представленное семейством кривых AB, характеризует состояния внешнего напряжения, при которых в точке $\phi = 0$ должно проявляться разрушение при растяжении. Прямые липии серии BC соответствуют уравнению (33а) и определяют состояния внешнего напряжения, при которых разрушение при растяжении будет реализоваться в точке $\phi = \pi/2$. Наконец, уравнение (336) на графике представлено серией прямых CD, которые фиксируют состояния внешнего напряжения, когда разрушение при растяжении будет осуществляться в точке $\phi = 0$. Для полости частной формы m эти прямые линии оконтуривают на графике частную область условий ABCD, в которой не должно происходить разрушения.

Для того чтобы дапная полость m с внутренним давлением p_a была устойчивой без разрушения по отношению к внешним напряжениям, точка (σ_x ,



Фиг. 3. Диаграмма σ_xσ_z, иллюстрирующая разрушение на поверхности эллиптического цилиндра под внутренным давлением *p_a*.

Координаты длаграммы соответствуют внешним напряжениям в плоскости, пормальной к оси цвлиндра; таким образом, каждая точка в поле диаграммы $\sigma_x \sigma_z$ отвечает состоянию этих внешних напряжений. Площади *ABCD*, в которых не проявляется разрушение и которые показаны для полостей m = -1; -5/9; 0; 5/9 и 1, определяются следующими сервими линий: *AB* — разрушение при скалывании в точке $\phi = 0$; *AD* — разрушение при скалывании в точке $\phi = \pi/2$; *CD* — разрушение при скалывании в точке $\phi = 0$; *BC* — разрушение при скалывании в точке $\phi = \pi/2$. В точках *E* и *F* линии, огранична вающие частные области, в которых не проявляется разрушение, пересекают линию $A^{\circ}B^{\circ}(\sigma_{x}) = \sigma_{z}$).

 σ_z), фиксирующая величину этих напряжений, должна на графике находиться внутри соответствующего четырехугольника *ABCD*. Таким образом, колебания σ_x и σ_z , которые могут проявляться, не вызывая разрушения, определяются отрезками линий, лежащих внутри площади *ABCD* и проходящих через точку (σ_x , σ_z) соответственно параллельно направлениям $\sigma_z = 0$ и $\sigma_x =$ = 0. Авалогичным образом вариации p_a , которые не вызывают разрушения, определяются отрезком линии, проведенной параллельно направлению $\sigma_x = \sigma_z$ и разделенной на $\sqrt{2}$. Максимальные колебания этой величины могут осуществляться лишь в том случае, если соответствующие линии через точку (σ_x , σ_z) отсскут не ближайшую, а удаленную от этой точки сторону четырехугольника *ABCD*. Приняв в уравнениях (326) и (33a) $\sigma_x = 0$ и вычитая величины σ_z , установим максимальное значение вариаций σ_z :

$$\Delta \sigma_z = 9T_0 (1 - m)/(3 + m)_{\bullet}$$

Таким образом, σ_z уменьшается от $9T_0$ до 0 по мере возрастания *m* от —1 до +1. Аналогичным образом, приняв в уравнениях (32a) и (336) $\sigma_z = 0$ и вычи-

дук. РОБЕРТС

тая величины σ_z , устанавливаем максимальное значение варнаций p_a :

$$\Delta p_a = 9T_0 (1 - \overline{m})/2 (1 + m),$$

где \overline{m} представляет собой численную величину m. Таким образом, Δp_{α} уменьшается от $9T_0/2$ до нуля, по мере того как $m \rightarrow \pm 1$ от нуля.

Рассмотрим вариации тангенциального напряжения σ_ф вокруг эллиптических полостей.

Одновременное решение уравнений (32а) и (32б) с получением корней

$$\sigma_x = p_a + 4T_0 (1+m) \tag{34a}$$

И

$$\sigma_z = p_a + 4T_0 (1 - m), \tag{346}$$

а затем подстановка этих величин в уравнение (29) позволяет получить выражение

$$\sigma_{\bullet} = p_a + 8T_0,$$

которос определяет тангенциальное напряжение по периферии полости *m* с внутренним давлением p_a и в состоянии внешнего напряжения, представленного точкой *A*. Таким образом, внутренние граничные условия однородны и таковы, что по всей периферии полости вполне может произойти разрушение при скалывании. Геометрическое место точек *A* с различной величиной *m* представляет собой прямую линию

$$\sigma_x + \sigma_z = 2 \left(p_a + 4T_0 \right), \tag{35}$$

вышеприведенное математическое выражение которой находится одновременным решением уравнений (34а) и (34б). Аналогичным образом одновременным решением уравнений (33а) и (33б) находим корви

$$\sigma_x = p_a - \frac{1}{2}T_0 (1+m) \tag{36a}$$

И

$$\sigma_z = p_a - \frac{1}{2} T_0 (1 - m), \tag{366}$$

а затем, подставляя эти величины в уравнение (29), получаем выражение

$$\sigma_{\Phi} = p_a - T_0,$$

которое характеризует тангенциальное напряжение по периферци полости *m* с внутренним давлением p_a и в состоянии внешнего напряжения, представленного точкой *C*. Таким образом, внутренние условия однородны и вполне допускают разрушение по всей периферии полости. Геометрическое место точек *C* с различной величиной *m* представляет собой прямую линию

$$\sigma_x + \sigma_z = 2p_a - T_0, \tag{37}$$

вышеприведенное математическое выражение которой находится одновременным решением уравнений (36а) и (36б). Если в уравнениях (34а) и (34б) $m = \pm 1$, то предельные значения на геометрическом месте точек A будут $A^+(p_a + 8T_0, p_a)$ и $A^-(p_a, p_a + 8T_0)$, тогда как при $m = \pm 1$ в уравнениях (36а) и (36б) определяются предельные значения на геометрическом месте точек C, а именно $C^+(p_a - T_0, p_a)$ и $C^-(p_a, p_a - T_0)$. Отметим, что диагональ AC представляет собой линию $\sigma_x - \sigma_z = m (\sigma_x + \sigma_z - 2p_a)$. Последнее уравнение определяет величины σ_x, σ_z, m и p_a , которые пеобходимы для того, чтобы тангенциальное напряжение σ_{ϕ} имело стационарную величину, независимую от угла ϕ .

Точка *В* отражает состояния внешних напряжений при таких частных значениях p_a и *m*, при которых величина тангенциального напряжения вполне достаточна, для того чтобы разрушение при растяжении реализовалось в точке $\phi = \pi/2$, а разрушение при скалывании — в точке $\phi = 0$; прямо противоположные условия разрушения характеризуются точкой *D*. Геометри-

254

ческие места точек B и D представлены кривыми линиями. Однако совместным решением уравнений (326) и (336) можно показать, что точка B располагается на линии $\sigma_x = p_a$ и при m = 5/9 имеет значение $B''(p_a, p_a + T_0)$, а при m = -1 — значение $A^-(p_a, p_a + 8T_0)$. Аналогичным образом совместное решение уравнений (326) и (336) показывает, что точка D располагается на линии $\sigma_z = p_a$ и при m = -5/9 имеет значение $D'(p_a + T_0, p_a)$, а при m = 1 — значение $A^+(p_a + 8T_0, p_a)$. Точно так же, когда точка B попадает на линию $\sigma_z = p_a$, она при m = 1 отвечает величине $C^+(p_a - T_0, p_a)$. Если точка D попадает на линию $\sigma_x = p_a$, она при m = -1 отвечает величине $C^-(p_a, p_a - T_0)$. Таким образом, по мере увеличения m от -1 до +1 точка B перемещается от точки A^- через D', D° и D'' к точке A^- . Следовательно, площадь $A^\circ B^\circ C^\circ D^\circ$ с диагональю A^+C^+ при m = +1 и в линию A^-C^- при m = -1.

Для давных значений m и p_a тангенциальное напряжение при точке $\phi = 0$ имеет минимальную величину в тех случаях, когда злачения внешних напряжений отвечают точкам линий AD и CD, а максимальную — когда значения внешних напряжений располагаются на линиях AB и BC.

Распределение напряжений (фиг. 4) вокруг полости, испытывающей внешние напряжения, соответствующие точкам B и D, будет таким же. как и вокруг округаой полости, подвергнутой одноосному напряжению при нудевом впутренном давлении [46]. Пример, приведенный Егером [40], показывает, что тангенциальное папряжение оф имеет минимальную величину в секторах сферической поверхности полости, обращенных в сторону максимального главного напряжения, действующего из бесконечности. Величина тангенциального напряжения σ_{ϕ} изменяется при m < 0 одинаково для состояный внешних напряжений, отвечающих линиям ABE и CDF, а при m > 0 линиям ADE и CBF (при этом точки E и F располагаются в местах пересечения многоугольника ABCD липией ACC). При состояниях внешних напряжений, отвечающих линиям AF и CE, возникает тангенциальное папряжение о, величина которого изменяется по периферии полости в обратном направлепии. Поскольку, однако, в точках Е и F внешние папряжения в момент разрушения меняют знак, можно принять, что такие различия не влияют на общую форму распределения напряжений. Рассмотрим изменение состояния внешних напряжений в момент разрушения частной полости с m < 0. В точке B' секторы сжатия ($\sigma_{\phi} > \sigma_{r}$) и растяжения ($\sigma_{\phi} < \sigma_{r}$) разделяются точкой ϕ , которая находится по уравнению (29) при $\sigma_{\phi} = \sigma_r = p_a$. При движении от B' в направлении A' сектор сжатия расширяется за счет сектора растяжения в стороне, обращенной к оси z, так что изотропная точка $\sigma_{\phi} = \sigma_r$ перемещается в направлении точки $\phi = \pi/2$. В момент сокращения сектора растяжения до нуля изотропная точка $\sigma_1 = \sigma_3$ начинает перемещаться в сторону от полости вдоль оси z. В состоянии A' тангенциальное напряжение оф становится постоянным по всей периферии полости, а в состоянии F' эта изотропная точка, смещаясь по оси z, достигает бесконечности. По мере изменения состояния от F' до D' изотропная точка перемещается из бесконечности в направлении к полости вдоль оси х. При достижении полости при $\phi = 0$ изотропная точка 🕁 = 🛛 разграничивает сектор растяжения, обращенный в сторону оси x, от сектора сжатия. По мере изменения состояния от D'в направлении к С' происходит увеличение сектора растяжения за счет сектора сжатия; как только последний сокращается до нуля, изотропная точка вновь перемещается из положения $\phi = \pi/2$ вдоль оси z. В C' тангенциальное напряжение оф имест постоянную величину по всей периферии полости, и в E' изотропная точка уходит в бесконечность. При изменении состояния от E' к B' изотропная точка перемещается из бесконечности вдоль оси xпо направлению к полости. По достижении ею полости при $\phi = 0$ начинается

увеличение (от нуля) сектора сжатия, обращенного в сторону оси x, за счет сектора растяжения. Затем достигается состояние B'. Общая форма соответствующего распределения напряжений показана на фиг. 4. Она лишь по ориентировке отличается от аналогичного распределения напряжений, возникающего вокруг полости m > 0. В случае сферической полости m = 0 точки E и F совпадут с C° и A° соответственно, но форма распределения напряжения напряжения напряжения напряжения напряжения напряжения напряжения соответственно.

Рассмотрим способ разрушения таких полостей (фиг. 5). За исключением состояний внешних напряжений, отвечающих точкам A и C, внутренние



Ф п г. 4. Приблизительная форма распределения напряжений вокруг эллиптических пустот m < 0 и m > 0 (в последнем случае — вид на фигуру с правой стороны) при различных состояниях внешних напряжений в момент разрушения, соответствующих точкам и сторонам многоугольника ABCD фиг. 3, в пределах которого разрушения не происходит. Индексы, которыми обозначены паграммы, соответствуют точкаа и линиям фиг. 3 (в скобках эти индексы даны для полости m > 0). Жирными линиями показаны траектории максямального главного напряжения на пряжения скупанатории максямального главного напряжения. На диаграммах показанают позиции взотропных участков. На диаграммах обозначены секторы растяжения (T) и сжатия (C) на внутренней границе полости.



а — схема распределения витрузий и сбросов, возникающих вокруг полости произвольной формы в условиях горизовтального растяжения или сжатия (для последнего случая вид с правой стороны фотуры).

в условиях горизонтального растяжения или сжатия (для последнего случан вид с правои стороны фитуры). 6 — схема распределения, дополнительных интрузий и сбросов, вознякающих вокруг эллиптических полостей m < 0 и m > 0 (для последнего случая вид с правой стороны фигуры). При m < 0 в условиях горизонтального сжатия могут возникать силлы, а в условиях горизонтального растяжения — искривляющиеся нормальные сбросы. При m > 0 в условиях горизонтального сжатия могут внедряться парные свиты даек, а в условиях горизонтального растяжения могут возникать искривленные надвиги.

граничные условия полостей в момент разрушения должны изменяться таким образом, что разрывы будут происходить в точках $\phi = 0$ или $\pi/2$. При $\sigma_x > \sigma_z$ в точке $\phi = 0$ должно произойти разрушение при растяжении, сопровождающееся горизонтальными пластовыми интрузиями, тогда как в точке $\phi = \pi/2$ возникнут два надвига, протягивающихся от камеры в направлении к поверхности. При $\sigma_x < \sigma_z$ в точке $\phi = \pi/2$ произойдет разрушение при растяжении с внедрением вертикальных даек, а в точке $\phi = 0$ разрушение при скалывании в виде двух нормальных сбросов, протягивающихся от камеры в направлении к земной поверхности. Перечисленные четыре типа разрушения проявляются у сферических полостей, но у камер эллиптической формы возможны еще четыре дополнительных способа разрушения. У таких камер разрушение при растяжении может проявляться в точке $\phi =$ $= \pi/2$, даже если $\sigma_x > \sigma_z$, при условии, что m < 0, а в точке $\phi = 0$, даже если $\sigma_x < \sigma_z$, при условии, что m > 0. Не исключено, что и в этом случае будут соответственно возникать вертикальные дайки и горизонтальные пластовые интрузии, однако вероятнее проявление интрузий, искривляющихся во внешнюю от камеры сторону в направлении максимального главного напряжения, действующего в бесконечности. Это объясняется приуроченностью инъекции к трещинам, развитие которых происходит в направлении к изотропной точке. В конечном счете вместо вертикальных даек из верхней части камеры могут инъецировать силы, а вместо горизонтальных силлов на каждой стороне магматической камеры возникнут парные свиты даек. Аналогичным образом при разрушении эллиптических камер в точке $\phi = 0$ разрушение при скалывании может проявиться, даже если $\sigma_x > \sigma_z$, при условия, что m > 0, а в точке $\phi = 3\pi/2$, даже если $\sigma_x < \sigma_z$, при условия, что m < 0. В первом случае трещины скалывания, развивающиеся вверх с разных сторон магматической камеры, будут проявлять тенденцию к взаимному пересечению над камерой с образованием надвигов близ поверхности. Во втором случае должны возникнуть два пормальных сброса, протягивающихся от магматической камеры по направлению к поверхности. При состояниях внешних напряжений, отвечающих точкам А, В, С и D, должны возникать комбинации перечисленных структурных и интрузивных форм. Эти заключения, отраженные в табл. 2, дополняют выводы Робсона и Бэра [72].

17-0296

Форма каме- ры	Соотношения внешных напряжений		Тип разрушения	Точка разрушения	Тины интрузий и тектонических структур	
m < 0	$\sigma_x > \sigma_z$	F'D' D'C' C'E'	Скалывание Растяжение Растяжение		Надвиги Горизонтальные пластовые инъ- екции Силлы	
	$\sigma_x < \sigma_z$	E'B' B'A' A'F'	Растяжение Скалывание Скалывание	$\phi = \pi/2$ $\phi = 0$ $\phi = 3\pi/2$	Липейные свиты даек Нормальные сбросы Криволинейные пормальные сбросы	
m > 0	$\sigma_x > \sigma_z$	F"A" A"D" D"E"	Скалывание Скалываниө Растяжение	$ \begin{array}{l} \phi = 0 \\ \phi = \pi/2 \\ \phi = 0 \end{array} $	Искривленные надвиги Надвиги Горпзонтальные пластовые инъ- өкции	
	$\sigma_x < \sigma_z$	E"C" C"B" B"F"	Растяжение Растяжение Скалывание	$ \begin{array}{l} \phi = 0 \\ \phi = \pi/2 \\ \phi = 0 \end{array} $	Парные свиты даек Линейные свиты даек Нормальные сбросы	

Соотношения параметров разрушения магматических камер в типов отделяющихся от них интрузий

В третьем столбце даны состояния внешних напряжений при разрушении в соответствии с графиком фиг. 3. О звачении главного параметра эллиничности камер *m* и точки разрушения ф см. текст. Курсивом в последнем столбце выделены тектопические структуры и интрузии, не проявляющиеся при разрушении сферических камер.

Проявление того или иного типа разрушения, очевидно, определяется отпосительной величиной σ_x , σ_z , p_a и m. Так, при $\sigma_z = p_a$ происходит разрушение при растяжении в точке $\phi = \pi/2$ с интрузией вертикальных даек. Этот тип разрушения и интрузии будет реализоваться в условиях горизонтального растяжения $\sigma_x < \sigma_z$ в связи с полостями любой формы. Однако горизонтальное сжатие $\sigma_x > \sigma_z$ в тех же условиях приведет к разрушению при растяжении уже в точке $\phi = 0$ с горизонтальными пластовыми интрузиями из этой точки при условии m > -5/9, тогда как при m < -5/9 произойдет разрушение при скалывании в точке $\phi = \pi/2$ с возникновением надвигов.

Если область парциального плавления, находящуюся в условиях внешнего гидростатического напряжения, рассматривать как магматическую камеру, то способы ее разрушения можно оценить при помощи фиг. З. По мере увеличения количества расплавленного вещества и соответствующого роста внутрепнего давления p_a область мехавической устойчивости камеры будет смещаться из начала координат в направлении $\sigma_x = \sigma_z$ до тех пор, пока точка состояния внешних напряжений в зависимости от величны *m* не достигнет *E*, линии *BC* или линии *CD*. При достижении одного из этих положений при m > 0 в точке $\phi = 0$ будет проявляться разрушение при растяжении с внедрением вертикальных даек, а при m < 0 такой же тип разрушения с теми же дайками проявится в точке $\phi = \pi/2$. Сферические области парциального плавления будут претерпевать разрушение при растяжении по всей периферии с внедрением пластовых интрузий, направленных радиально от центра.

Выше была описана магматическая камера в виде горизонтально вытянутого цилиндра, однако эту же модель можно использовать и применительно к вертикально-цилиндрической магматической камере. В этом случае горизонтальная плоскость, нормальная к оси цилиндра, будет скорее плосконапряжевной, а не плоско-деформированной, поскольку на каждом частном

уровне вертикальное напряжение должно иметь постоянную величину. Эта особенность, однако, не изменит сколько-нибуль сушественно уже полученные выводы, которые можно более или менее непосредственно распространить на рассматриваемый случай. Можно обсудить, в частности, определенные типы разрушения пилиндрической камеры с круговым поперечным сечением. Так, в точке A°, соответствующей состоянию внешнего однородного горизонтального сжатия относительно внутреннего давления p_a , проявится разрушение при скалывании по спиральной поверхности, ось которой совпадает с осью цилиндра; при этом сколы произойдут не в каком-либо отдельном секторе, а по всей периферии камеры. Такие спиральные дайки действительно описаны в массиве Тороро в Уганде [94]. Сходным образом в состоянии C°, отвечающем внешнему однородному горизонтальному растяжению относительно внутреннего давления р., возникнут радиальные свиты даек, расходящиеся от центра, расположенного в магматической камере. Маловероятно, однако, что обычно встречающиеся линейные свиты даек, радиальпо расходящиеся от интрузивов, можно объяснять с помощью предложенной модели. Такие свиты даек теоретически могут развиваться в состояниях внешних напряжений, отвечающих линиям $B^{\circ}C^{\circ}$ или $C^{\circ}D^{\circ}$, однако максимальное, а затем и минимальное главные напряжения превышают величину внутреннего давления ра при увеличении разности напряжений в момент разрушения. Таким образом, следовало бы ожидать, что радиальные дайки будут распространяться на большие расстояния от массивов, нежели линейные их свиты. Поскольку в действительности наблюдаются обратные соотношсния, приходится предполагать, что линейные свиты даек региональной протяженности обусловлены процессами, протекающими глубже интрузивов, а некоторое центрирование таких даек относительно крупных магматических тел обусловлено возникновением в районе интрузивов местных ослабленных направлений, контролирующих локализацию даек [17, 68].

Проблему развития трещин растяжения в сторону от магматических камер под воздействием внедрившегося в трещины расплава в общем виде можно рассмотреть, допустив, что такая пластовая интрузия действует как дискретная магматическая камера сильно эллиптической формы. Небольшие размеры пластовых интрузий, питающихся из первичной магматической камеры, позволяют принять, что главные напряжения, проявляющиеся в любой точке относительно первичной камеры, действуют из бесконечности по отношению к полости пластовой интрузии. Если главные напряжения, действующие нормально и параллельно пластовой интрузии, обозначить как σ_{x'} и σ_{z'} соответственно, то эту интрузию можно рассматривать как полость *m* → -1. Разрушение при растяжении на границе первичной магматической камеры происходит при условии $\sigma_r = p_a$ и $\sigma_{\phi} = p_a - T_0$. Сразу же по мере удлинения трещины растяжения интрузия в ней подвергается внешним напряжениям $\sigma_{x'} = p_a - T_0$ и $\sigma_{z'} = p_a$. Для полости $m \to -1$ это напряженное состояние на диаграмме отвечает точке С⁺ в области разрушения при растяжении в точке $\phi' = \pi/2$, и инъекция магмы, очевидно, может продолжаться благодаря развитию трещины в ее плоскости. Однако на удалении от первичной камеры величины от и от должны изменяться.

Для того чтобы установить, при каких условиях может продолжаться интрузия, подставим m = -1 в уравнения (32) и (33). Тогда площадь *АВСD* на фиг. 3, отвечающая условиям механической устойчивости полости, будет ограничена линиями

$$\sigma_{x'} - \sigma_{z'} = -8T_0 (AB); \ \sigma_{x'} = p_a (BC);$$

$$\sigma_{x'} = p_a (CD); \ \sigma_{x'} - \sigma_{z'} = T_0 (DA).$$

Таким образом, при условии $\sigma_{x'} - T_0 \leqslant \sigma_{z'} \leqslant \sigma_{x'} + 8T_0$ в точке $\phi' = \pi/2$ будет проявляться разрушение при растяжении, если $\sigma_{x'} < p_a$, тогда как при $\sigma_{x'} > p_a$ в этой же точке произойдет разрушение при скалывании. Если

величина б_г. выходит за указанные выше пределы, должны проявляться дополнительные типы разрушения. В частности, при $\sigma_{z'} < \sigma_{x'} - T_0$ в точке $\phi'=0$ реализуется разрушение при растяжении. Таким образом, продолжение разрушения при растяжении в точке $\phi' = \pi/2$ отчасти не зависит от соотношения величин $\sigma_{r'}$ и $\sigma_{r'}$. Если $\sigma_{r'} > \sigma_{r'}$, то продолжение интрузии обусловливает развитие трешины в ее собственной плоскости. Олнако при σ_{z'} < σ_{x'} трещина будет распространяться в направлении к изотропной точке. Следовательно, трещины могут искривляться в направлении, нормальном их первоначальному положению. Но возможно, что изотропная точка движется в сторону от камеры в то время, когда трещина развивается в собственной плоскости. В любом случае для продолжения внедрения в трещину растяжения необходимо, чтобы внутреннее давление ра превышало главное напряжение, действующее нормально к трещине, хотя бы на бесконечно малую величину. Поскольку $\sigma_{x'}$ в бесконечности становится либо σ_x , либо σ_z , для интрузии вертикальной дайки необходимо, чтобы $\sigma_x < p_a$, тогда как внедрение горизонтальных пластовых тел будет происходить при $\sigma_r < p_q$. Только при наличии этих условий такие интрузии могут распространиться на значительные расстояния от первичной магматической камеры. Полобные условия достаточны для интрузии парных свит даек, но не всегда они могут обеспечить становление линейных свит даек и горизонтальных пластовых интрузивов. Однако относительное увеличение гидростатического давления магмы по сравнению с внешними напряжениями о, и о, обусловленными гравитационными силами, будет благоприятствовать внедрению магмы вверх в условиях, неблагоприятных для этого во всех прочих отношениях.

Роль силы тяжести. В этом разделе обосновывается высказанное выше положение об адекватности, с одной стороны, внешних граничных условий и постоянного состояция напряжений (σ_x , σ_z), действующих из бесконечности, а с другой — внутренних граничных условий и равномерного давления ра, воздействующего на поверхность полостей различного типа. Принимают, что исходное напряженное состояние в центре полости еще до ее возникновения отвечает граничным напряжениям, действующим из бесконечности [82]. Это допущение более или менее справедливо для относительно небольших полостей. Однако при анализе внутренних и внешних граничных условий крупных полостей следует учитывать увеличение сверху вниз силы тяжести. По мнению Миндлина [53], для определения тангенциального напряжения. действующего на поверхности горизонтального туннеля с округлым поперечным сечением и связанного с гравитационными силами, требуется очень громоздкое решение. Однако Био [7] указал возможные пути такого решения. В настоящей статье этот вопрос обсуждается лишь качественно (см., однако, [76]).

В качестве крайнего случая Миндлин [53] рассмотрел полость, заполненную «флюидом» с нулевой плотностью. Поскольку радиальное напряжение σ_r принималось равным нулю, то в результате наложения гидростатического напряжения ра на внутренние и внешние граничные условия возникала система, в некоторых отношениях соответствующая магматической камере. Миндлин показал, что у туннелевидной полости, располагающейся заметно ниже земной поверхности, тангенциальное напряжение имеет минимальную, но положительную величину в самой верхней точке $\phi = \pi/2$, а максимальную — в самой нижней точке $\phi = 3\pi/2$. Такое же распределение напряжений, очевидно, сохранится во всех случаях, пока полость будет наполнена флюидом с меньшей плотностью, чем окружающая среда, но соотношения станут прямо противоположными, если плотность флюида, заполняющего полость, больше, чем у окружающей среды. Подобные колебания величины тангенциального напряжения с глубиной, по-видимому, будут влиять на его изменения, связанные с уже рассмотренными девиациями компонентов состояния внешнего негидростатического напряжения.

Таким образом, поскольку разрушение при растяжении имеет тенденцию проявляться в точках $\phi = \pi/2$ и $\phi = 3\pi/2$, эффект силы тяжести должен ограничивать такие разрывы точкой $\phi = \pi/2$, если магма легче окружающей среды, или точкой $\phi = 3\pi/2$, если магма более плотная по сравнению с вмещающими камеру породами. Аналогичным образом, поскольку и разрушение при скалывании имеет тенденцию проявляться в тех же точках, камера с относительно легкой магмой будет разрушаться в точке $\phi = 3\pi/2$, а с относительно легкой магмой — в точке $\phi = \pi/2$. Разрушение в точках $\phi = 0$ и $\phi = \pi$ очень мало зависит от вариаций тангенциального напряжения с глубиной, если это напряжение в силу остальных факторов не распределяется более или менее однородно по периферии камеры. Таким образом, если парциальное плавление в условиях внешнего гидростатического напряжения проявилось в области цилиндрической формы с округлым поперечным сечением, то разрушение при растяжении в точке $\phi = \pi/2$ должно привести к внедрению линейной свиты даек в верхние горизонты.

Труднее проанализировать сферическую область парциального плавления. В таком случае тангенциальные напряжения будут стремиться к минимальной величине в вершине области парциального плавления, однако при этом остаются неясными относительные вариации $\sigma_{a'}$ (напряжения, действующего в вертикальной плоскости) и о., (напряжения, действующего в горизонтальной плоскости). Представляется вероятным, что о, будет уменьшаться сильнее, чем офт, поскольку сила, обусловленная дефицитом массы, будет направлена вверх. Если это предположение верно, то разрушение при растяжении с внедрением магмы должно проявляться скорее по коническим поверхностям вокруг вертикальной оси, нежели по плоскостям, пересекающим друг друга в этой вертикальной оси. При отсутствии ясного узора распространения интрузивов, питавшихся из глубипного источника такого типа, можно полагать, что различия между оф, и оф, были незначительными. В этом случае, как и прежде, разрушение при растяжении с внедрением ограничено верхней поверхностью области парциального плавления, но в размещении интрузивных тел не должно быть никакой ориентировки, кроме нормальной к этой поверхности. Такие интрузивы в отличие от питавшихся из цилиндрической области парпиального плавления должны локализоваться лишь на уровнях непосредственно выше сферической камеры.

Представляется, что восходящее движение магмы скорее может осуществляться в виде неправильной инъекции крупной массы расплава в кровлю камеры, чем в качестве серии отдельных разобщенных во времени внедрений даек. На относительно глубоких уровнях такой процесс подъема магмы не может осуществляться по механизму магматического обрушения, поскольку изолированные блоки вмещающих пород не могут погружаться в частично расплавленный материал, располагающийся ниже. Магма, очевидно, движется вверх, «пробуравливая» себе путь («magmatic bore») сквозь перекрывающие толщи силой своего собственного высокого внутреннего давления. На относительно поздних стадиях такого процесса должна создаваться колонна частично расплавленного материала, протягивающаяся вверх из места зарождения магмы в верхней мантии. Внутри этой магматической колонны подъем расплава должен уравновениваться нисходящим движением твердого материала, так что в верхних частях колонны начнется возникновение относительно крупных скоплений магмы. При возникновении последних сразу же начнет играть более важную роль механизм магматического обрутения. Кроме того, в результате постепенного превращения первичной сферической области парциального плавления в магматическую колонну, по форме соответствующую вытянутому эллипсоиду с вертикальной осью вращения, на верхней поверхности колонны должно произойти быстрое уменьшение тангенциального напряжения. Таким образом, как только близ верхней точки сферической области парциального плавления начнется разрушение, должно начаться и развитие магматической колонны, которое будет продолжаться, вероятно, с увеличивающейся скоростью до тех пор, пока процесс парциального плавления на глубине будет поддерживать внутреннее давление магмы. Кроме того, в связи с меньшей плотностью магмы по сравнению с окружающим материалом верхней мантии гидростатическое давление в ней будет больше величины, обусловленной одним лишь весом перекрывающих пород. Эти различия плотностей должны усиливать восходящее движение магмы до тех пор, пока она не достигнет уровней, на которых присутствует менее плотный материал, вероятно, высоких коровых горизоптов (табл. 1). Таким образом, как только магма достигает горизонта, на котором разность давлений $p_a - \sigma_z$ создает возможность проявления разрушения при растяжении, ее дальнейший подъем определяется сохранением ранее существовавшей раэности давлений на глубоких уровнях. Этот принцип имеет общее значение.

Интрузии, связанные с центральными комплексами

Теоретические аспекты. Образование кольцевых даек и конических слоев было кратко рассмотрено Робсоном и Бэром [72]. Использовав аналогию с двумерной моделью горизонтального пилинара с круговым поцеречным сечением, эти исследователи пришли к выводу, что кольпевые лайки локализуются в трецинах растяжения, тогда как конические слои интрудируют в трещины скалывания. Поскольку считалось, что трешины скалывания возникли в условиях тангенциального растяжения на границе магматической камеры, то во всяком случае эту часть предложенной Робсоном и Бэром гипотезы следует признать неправильной. Однако Дюрранс [21] попытался развить эту концепцию, приняв в качестве свободной границы поверхность Земли. Его модель представляет собой сферу, сжатую в двух противолежащих точках силами, приложенными на полюсах, и с поверхностью Земли в качестве экваториальной плоскости. Двумерное решение этой задачи дано Тимощенко и Гудиером [83]. При этом выяснилось, что в экваториальной плоскости лействуют пормальные напряжения, а скалывающие напряжения равны нулю; на поверхности же сферы как нормальные, так и скалывающие напряжения равны пулю. Таким образом, оказалось, что граничные условия как на поверхности Земли, так и на поверхности магматической камеры неудовлетворительны. Тем не менее, развивая свою гипотезу, Дюрранс описал узор выходов конических слоев Арднамёрхена как логарифмическую спираль, связанную с единичным фокусом интрузии. Несмотря па геометрическую привлекательность, это представление геологически нереалистично, поскольку во всех остальных третичных магматических ценграх не удается обнаружить подобного характера выходов конических слоев.

Андерсон [1] рассматривал конические слои и кольцевые дайки как вторичные интрузии из магматической камеры параболического поперечного сечения, располагающейся на небольшой глубине от поверхности Земли. Однако и это решение не удовлетворяет пограничным условиям, которые должны существовать с внутренней стороны магматической камеры [52], за исключением очень редких и нереалистических ситуаций [72]. В частности, если не учитывать влияния силы тяжести, то на внутренней границе поверхности, нормальной к направлению одного из главных напряжений, скалывающие напряжения будут равны нулю, а нормальные будут значительно колебаться по величине. Таким образом, в данном случае радиальное напряжение σ_r , действующее на поверхность магматической камеры, не имеет постоянной величины, равной внутреннему давлению p_a , как это требуется самим существом решаемой проблемы. Представленное Андерсоном [1] решение задачи не способствует расширению наших знаний о концентрации напряжений в связи с магматическими камерами, расположенными близ



Фиг. б.

Внизу — округлая полость под внутренним давлением p_a близ свободной поверхности полубесконечной пластины. Вверху — вариации горизонтального напряжения σ_x близ свободной поверхности на некотором расстоянии от точки A.

поверхности Земли. То же можно сказать и о качественном описании распределения напряжений вокруг таких магматических камер, которое Андерсон сделал значительно раньше [4]. Это отрицательное мнение о выводах Андерсона подкрепляется также и тем, что он мог объяспить строго локализованнос проявление конических слоев только специфической формой магматической камеры в виде опрокинутого цветочного горшка [1].

Полное решение этой задачи пока отсутствует, однако два имеющихся решения для частных случаев уже позволяют рассматривать проблему с количественной стороны. Первое из них касается вариаций величины тангенциального напряжения σ_{ϕ} по периферии горизонтального туннеля с круговым поперечным сечением [53]. Если такой туннель расположен очень близко к поверхности, так что d/a < 1,1, где d — глубина от поверхности до центра полости и a — радиус полости, то величина σ_{ϕ} не будет просто увеличиваться с глубиной. Вместо этого при условии гидростатического внешнего напряжения в распределении тангенциального напряжения σ_{ϕ} возникнут две точки минимумов, располагающиеся по обе стороны от самой верхней точки полости в том случае, если она пуста или заполнена флюидом с меньшей плотностью, чем окружающая среда.

Второс частное решение относится к округлой полости, находящейся под внутренним давлением p_a и расположенной ниже свободной границы z = 0 полубесконечной пластины; внешние пограничные напряжения равны нулю. Общее решение этой задачи весьма громоздко [42]. Тем не менее в этом случае очень просто определяется тангенциальное напряжение σ_{ϕ} , действующее на поверхности полости, и горизонтальное напряжение σ_x , действующее на поверхности полости, и горизонтальное напряжение σ_x , действующее на свободной границе полубесконечной пластины. Если точка Q на поверхности полости образует угол θ с вертикальной линией, проходящей через центр C полости, в точке A на свободной поверхности (фиг. 6), то тангенциальное напряжение σ_{ϕ} в точке Q будет равно

$$\sigma_{\phi} = -p_a \left(1 + 2 \operatorname{tg}^2 \theta\right). \tag{38}$$

Если же точка на свободной границе располагается на расстоянии x от точки A, то горизонтальное напряжение σ_x в этой точке будет равно

$$\sigma_x = 4p_a a^2 \left(x^2 - d^2 + a^2\right) / (x^2 + d^2 - a^2)^2, \tag{39}$$

где a — радиус полости и d — расстояние центра полости от поверхности. Таким образом, тангенциальное напряжение σ_{ϕ} имеет одинаковую величину в точках Q и Q', где линия AQQ' пересекает круглую полость. В частных случаях тангенциальное напряжение σ_{ϕ} имеет максимальную величину $\sigma_{\phi(\max)} = -p_a$ в точках B и D и минимальную величину в точке Q = Q', где линия AQ — касательная к полости. Минимальное значение тангенциального напряжения определяется соотношением

$$\sigma_{\phi(\min)} = -p_a (d^2 + a^2)/(d^2 - a^2).$$
(40)

Горизонтальное напряжение σ_x имеет минимальную величину в точке A, что определяется выражением

$$\sigma_{\mathbf{x}(\min)} = -\frac{4p_a a^2}{(d^2 - a^2)}.$$
(41)

Максимальное значение этого параметра будет равно

$$\sigma_{x(\max)} = |p_a a^2/2 \ (d^2 - a^2), \tag{42}$$

где $x = [3 (d^2 - a^2)]^{1/2}$. Горизонтальное напряжение равно нулю при $x = (d^2 - a^2)^{1/2}$. Таким образом, горизонтальное напряжение σ_x изменяется от минимального отрицательного значения через нулевое до максимального положительного значения, по мере того как расстояние x увеличивается от нуля. За этой точкой максимума горизонтального сжатия величина σ_x постепенно приближается к нулю. Можно отметить, что $\sigma_{x(\min)} > \sigma_{\phi(\min)}$ лишь в том случае, если $d < a\sqrt{3}$, и что $\sigma_{x(\min)}/\sigma_{x(\max)} = -1/8$.

В соответствии с уравнением (16) разрушение при растяжении должно проявляться при условии $\sigma_{\phi(m)n} = p_a - T_0$, так что, приравнивая уравнения (16) и (40), получим в качестве критерия разрушения при растяжении

$$p_a = T_0 \left(\frac{d^2 - a^2}{2d^2} \right)$$
(43)

Если d = 10 км и a = 5 км, то величина внутреннего давления, необходимая для разрушения при растяжении, будет равна $p_a = 3T_0/8$ илп при $T_0 =$ = 0,5 кбар это внутреннее давление составит 0,1875 кбар. Поскольку в приведенных соотношениях не учитывались силы тяжести, то величина внутреннего давления, приведенная выше, представляет собой не реальное давление p_a для конкретной глубины, а избыточное давление $p_a - \sigma_z$, соответствующее некоторому гидростатическому напору над поверхностью Земли. Если принять, что плотность магмы составляет 2,9 г/см³, то избыточное давление в 0,1875 кбар должно развиваться под воздействием гидростатического напора, отвечающего столбу высотой несколько меньше 0,375 км. Эта величина значительно меньше, чем приведенная в табл. 1 и характеризующая разности плотностей магмы и толщ горных пород, располагающихся над магматическими камерами (ср. [1], [72]).

Таким образом, если магматическая камера, округлая в поперечном сечении, располагается достаточно близко к поверхности Земли, то на ее флангах в точках с минимальной величиной тангенциального напряжения $\sigma_{\phi(m)n}$ должны возникнуть отрицательная разпость плотностей магмы и окружающих пород (первая модель) и положительнос давление гидростатического напора (вторая модель). Эти соотношения не зависят ни от абсолютной глубины магматической камеры, ни от глубины магматической камеры по отношению к ее размерам. Таким образом, эта ситуация возникнет как в камере с d = 100 км и a = 50 км, так и в рассмотренной выше камере, где обе эти величины меньше в 10 раз. Следовательно, полученные выводы можно применить не только к относительно мелким цилиндрическим магматическим камерам с круговым поперечным сечением, расположенным близ поверхности Земли, но и к гораздо более крупным резервуарам сходной формы, которые могут возникать в результате парциального плавления в усло-

264



Фиг. 7. Приблизительная форма траекторий напряжений около округлой полости, расположевной вблизи свободной поверхности полубесконечной пластины (по Андерсону, см. [4]).

На верхней диаграмме показаны траектории главных напряжений, а на нижней — траектории максимального скалывающего напряжения. В секторах С и S на верхней диаграмме тангенциальное напряжение на поверхности полости в условиях избыточного внутреннего давления имеет минимальную величину. Жирными линиями показаны направления внедрения пластовых интрузий параллетьно направлению максимального главного напряжения в таких условиях. В секторе С проявляется раарушение при растяжения, сопровождающеся внедрением колческих слоев, а в секторе S при разрушении при растяжения внедряются силы.

виях гидростатического напряжения на очень значительной глубине внутри верхней мантии. В обоих случаях при разрушении магматических камер произойдут разрывы при растяжении с внедрением двух свит пластовых интрузий, падающих по направлению друг к другу, по крайней мере в непосредственном соседстве с магматическими камерами. В соответствии со второй рассмотренной моделью углы падения пластовых интрузий должны увеличиваться по мере уменьшения величины отношения d/a. Причина изменения залегания пластовых интрузий в направлении от камер остается неясной, поскольку пока еще не определены траектории напряжений вокруг таких магматических камер. Однако во второй модели существует довольно крупный сектор на поверхности магматической камеры, в пределах которого величина тангенциального напряжения 🗛 очень близка к минимальной σ_{φ(min}). В связи с этим представляется вероятным, что пластовые инъекции, отщепляющиеся от относительно высоких уровней камеры, будут «выкручиваться» вверх, образуя вертикальные дайки близ поверхности, тогда как такие же тела, внедряющиеся из относительно глубоких уровней магматической камеры, будут во внешнюю сторону выполаживаться, образуя силлы (фиг. 7).

Распространить эти положения на сферическую магматическую камеру пока трудно, поскольку неизвестен характер изменений тангенциального напряжения σ₄, действующего в вертикальной плоскости, по отношению к тангенциальному стрессу σ₄, действующему в горизонтальной плоскости, по мере уменьшения величины отношения d/a от величины, характерной для этого отношения в тот момент, когда свободная поверхность уже не оказывает никакого влияния. Можно, однако, предположить, что $\sigma_{\phi''}$ возрастает по мере уменьшения величины $\sigma_{\phi'}$ в секторе внутренней поверхности камеры, в пределах которого $\sigma_{\phi'}$ достигает своего минимального значения $\sigma_{\phi(min)}$. Если это предположение справедливо, то последний вывод предыдущего абзаца можно использовать для решения проблемы конических слоев с интерпретацией следующих их особенностей, выявленных на примере третичного магматического центра острова Малл: 1) приуроченность конических слоев к концентрической площади вокруг интрузивного центра; 2) увеличение угла падения конических слоев в направлении, поперечном к этой зоне интрузива; 3) присутствие интрузивных силлов с внешней стороны зоны конических слоев.

Особый интерес в предлагаемой интерпретапии представляет анализ способа изменения величины горизонтального напряжения о, во висшнюю сторону от центра интрузива. В рассмотренной выше модели о_х возрастает от сильного минимума при x=0 через нулевое значение до небольшого максимума, после чего вновь уменьшается до нуля, по мере того как $x
ightarrow \infty$ (фиг. 6). Таким образом, в этом случае существует круговая зона горизонтального растяжения, окруженная областью горизонтального сжатия. Пример третичного магматического центра острова Малл свидетельствует о том, что внутри пентральной области ралиального растяжения могут возникать кальдеры, тогда как в окружающей плоскости радиального сжатия даже при относительно небольшой величине о_{х(max)} образуются периферические складки. Последние структуры, вероятно, обусловлены диапировым подъемом колонны магмы в целом [65]. Такие соотношения должны проявляться даже в том случае, если магма имеет бо́льшую плотность, чем окружающие породы, но при условии непрерывности колонны магмы вниз до верхней мантии (ср. данные Шекклтона, приведенные в работе [65]). Аналогичные интрузивы и структуры должны быть связаны и с магматическими камерами цилиндрической формы.

Первичная сферическая форма магматической камеры внутри земной коры практически невероятна, однако подобная форма может возникнуть в результате кристаллизации поднявшейся из нее колопны магмы на последних стадиях отвердевания. В этом случае сказывается близость магматической камеры к свободной поверхности Земли, которая контролирует вариации величины тангенциального напряжения σ_5 , действующего на границе камеры. На глубине общая форма магматической камеры меньше влияет на величину σ_{ϕ} . Таким образом, вполие возможно, что рассмотренцая модель сферической камеры по своему поведению лишь в деталях отличается от магматических очагов другой формы, распространяющихся вниз на определенное расстояние.

До сих пор мы касались лишь разрушения при растяжении, проявляющегося в результате избыточного магматического давления. Чтобы рассмотреть разрушение при скалывании в условиях уменьшения давления магмы с использованием второй модели, можно прибегнуть к уравнениям (38) и (39), приняв отрицательную величину внутреннего давления p_a . С обычной точки зрения отрицательное давление физически певозможно, однако такое представление отвечает случаю камеры, выполненной магмой, находящейся под отрицательным гидростатическим напором при условии учета гравитационных сил. Влияние гравитационных сил будет одинаково преобразовывать распределение напряжений, обусловленных как положительным, так и отрицательным давлением p_a . Однако поскольку отрицательное впутреннее давление p_a обусловливает распределение напряжений, обратное по сравнению с наведенным положительным внутренним давлением, то в результате влияния гравитационных сил в распределении напряжений изменится не только знак, но и направление. Поскольку характер этих изменений неясен, можно просто принять, что распределение и концентрации напряжения имсют прямо противоположный характер [1]. Таким образом, на фиг. 7 максимальные и минимальные величины главных и тангенциальных напряжений поменяются местами, а области горизонтального сжатия соответственно поменяются местами с участками горизонтального растяжения.

Конические слои явно приурочены к трещинам растяжения, однако другие мелкие интрузии центральных комплексов в условиях уменьшения давления магмы могут быть связаны и с трешинами скалывания. Примеры такого рода уже приводились выше. В подобной обстановке, очевидно, возникли и лугообразные пластовые интрузии с центром в субвулканических комплексах острова Чилва и Тундулу [29, 28]. Эти интрузивы сложены карбонатитами или шелочными магматическими породами и образуют три серии, различающиеся по своей ориентировке в зависимости от положения по отношению к пентру вулканического комплекса. Одна из серий интрузивов представлена нормальными, хотя и несколько необычными коническими слоями с умеренным падением внутрь, которое уменьшается по мере удаления от центра комплекса. Другая группа представлена круто падающими дайками, которые близ центра комплекса падают во внешнем направлении, а на значительном удалении от него -- внутрь. Третья серия интрузивов представлена пластовыми телами, полого падающими внутрь в центральных частях, но во внешнюю сторону --- при удалении к периферии вулканического комплекса. Таким образом, в любой конкретной точке радиуса магматического комплекса круто падающие дайки располагаются примерно под поямым углом по отношению к полого падающим пластовым телам, тогла как конические слои делят пополам те углы между круто и полого падаюшими интрузивами, которые обращены вершиной вниз в направлении центра комплекса. В целом мощность всех интрузивов, видимо, уменьшается в направлении от центра комплекса, но в каждой конкретной точке его радиуса сохраняется четкая последовательность уменьшения мощностей: круто иадающие дайки — полого падающие пластовые интрузивы — конические слои. Фокус магматической деятельности в этом массиве располагался всего в 1-2 км от современной поверхности Земли.

Ориентировка круто падающих даек и пологих пластовых тел, располагающихся под углом около 45° к коническим слоям, позволяет достаточно обоснованно предполагать, что эти интрузивы занимают трещины скалывания, тогда как конические слои локализовались в трещинах растяжения. В отличие от представлений Андерсона [1], связывающего становление центральных комплексов с приложением силы в одной точке, считается, что формирование вышеохарактеризованного массива определялось наличием однородной силовой линии, действовавшей па некотором расстоянии ниже свободной границы [29, 28]. Таким образом, в этой интерпретации лишь трасктории стресса вокруг точки приложения силы (решение Андерсона) заменены такими же траекториями на полубесконечной границе относительно некоторой линии. Введенные усложнения не привели к удовлетворительному решению задачи, поскольку и в этом случае, как и в решении Андерсона, не учитываются те же границы в бесконечности.

Узоры распределения интрузивов па острове Чилва и в Тундулу можно связать с флуктуациями давления магмы внутри сферической камеры, расположенной вблизи поверхности Земли. При уменьшении магматического давления в точках максимального тангенциального напряжения $\sigma_{\phi(max)}$ или около них должно проивляться разрушение при скалывания. В случае если трещины скалывания образуются под углом 45° к направлению максимального главного напряжения, они развиваются в плоскостях максимального скалывающего напряжения (фиг. 7). Последующее увеличение внутренпего давления p_a может обусловить внедрение магмы в эти трещины скалывания, особенно в связи с тем, что изменение внутреннего давления приводит к взаимному обмену точек максимального $\sigma_{\phi (max)}$ и минимального $\sigma_{\phi (min)}$ тангенциального напряжения. Таким образом, круто падающие дайки и пологие пластовые тела должны питаться из противолежащих секторов магматической камеры с небольшим тангенциальным напряжением. Конические же слои будут возникать при подновлении трещин растяжения в тех же секторах. Если относительно мощные интрузивы питались из точек камеры со сравнительно небольшой величиной тангенциального напряжения σ_{ϕ} в условиях избыточного давления, то мощность интрузий, занимающих трещины скалывания, должна заметно варьировать.

Кольцевые дайки и колоколообразные интрузии. Изложенное выше имеет отношение к проблеме кольцевых даек. Обычно для кольцевых даек характерны крутые контакты. Однако в некоторых случаях типичные круто падающие кольцевые дайки на верхних горизонтах выполаживаются, и в целом тела приобретают форму колокола [22]. Термин «колоколообразные интрузии» полезно ввести в номенклатуру форм магматических тел и применять его для обозначения всех пластообразных тел, приближающихся по форме к раскрывающемуся вниз параболоиду.

Большинство (если не все) кольцевых даек ассоциирует с котлообразными проседаниями центральных блоков, ограниченных кольцевыми трешинами. В этом случае магматическое обрушение при становлении интрузивов едва ли играет существенную роль. Если кольцевые трещины падают во внешнюю сторону, то в результате проседания центрального блока в относительно легкую магму расположенного ниже резервуара могут возникнуть кольцевые дайки или колоколообразные интрузивы расширения. Однако в некоторых случаях кольцевые трещины падают вертикально или внутрь. Интрузивы расширения, образовавшиеся в такой обстановке, представлены коническими слоями, становление которых было обусловлено вертикальным и часто значительным подъемом центрального блока. С другой стороны, внедрение кольцевых даек в вертикальные или в падающие внутрь трещины, очевидно, обусловлено проседанием центрального блока. Такие кольцевые дайки, видимо, занимают пространство, возникщее в результате нарушения вмещающих пород какой-либо из стенок кольцевых трещив или вследствие отделения газов. Вероятно, эти процессы связаны с формированием кальдеры и извережением на поверхность игнимбритов [66].

Обычно вслед за Андерсоном [1] считают, что кольцевые трещины, наклоненные внутрь, формируются в условиях растяжения при наличии избыточного давления в расположенной ниже магматической камере, тогда как такие же трещины, падающие во внешнюю сторону, считаются скалывающими, образовавшимися вследствие уменьшения давления в магматическом резервуаре. Так как погружение относительно плотного центрального блока в более легкую магму расположенного ниже резервуара должно приводить к образованию кольцевых даек расширения, приуроченных к трещинам, наклоненным во внешнюю сторону, то стало обычным в соответствии с интерпретацией Андерсона считать, что эти тела приурочены к трещинам скалывания (ср. [5], [6], [66]). Однако это представление об обязательном падении трещин скалывания во внешнюю сторону далеко не всегда правильно. Такая ошибочная концепция возникла в связи с представлениями Андерсона [1] о приложении силы в момент становления центральных массивов в одной точке. В соответствии с гипотезой Андерсона поверхность магматической камеры наклонена наружу под небольшими углами. Подобное положение кровли камеры в пространстве удобно лишь для аналитического решения задачи, но отнюдь не означает, что в природе неизменно должны наблюдаться такие же соотношения. Если трещины скалывания образуются под углом 30° к направлению максимального главного напряжения, то они будут падать наружу лишь в том случае, если кровля магматической камеры. наклонена в эту же сторону под углом не более 60° . В соответствии с приведенной в настоящей статье моделью сферической магматической камеры трещины скалывания образуются в точках максимального тангенциального напряжения $\sigma_{\phi(max)}$ или при избыточном давлении в точках минимального тангенциального напряжения $\sigma_{\phi(min)}$. Такие трещины, как это было показано, должны падать наружу при условии, что отношение d/a < 2, и внутрь, если это отношение d/a > 2. Таким образом, направление падения трещин скалывания зависит от формы магматической камеры. Трещины же растяжения должны падать внутрь, если поверхность магматической камеры наклонена во внешнюю сторону.

Только что изложенные выволы приложимы к проблеме ориентировки трещин растяжения и скалывания в непосредственной близости от магматической камеры. При развитии вверх, в более высокие горизонты, трешины растяжения должны либо «выкручиваться» до вертикального положения при выходе на поверхность в пределах внутренней области горизонтального растяжения, либо выполаживаться, если они протяпулись в область, расположенную ниже самого внешнего участка горизонтального сжатия в непосредственной близости от земной поверхности. Трещины скалывания по мере распространения в верхние горизонты непосредственно у поверхности магматической камеры должны падать внутрь, затем вертикально и, наконеп, во внешнюю сторону. Если такие трешины выходят на поверхность в пределах внутренней области горизонтального сжатия, угол их падения здесь составит 30°. Таким образом, если кольцевые дайки имеют вертикальные контакты и встречаются в интрузивном комплексе на достаточно высоком уровне, так что они интрудируют перекрывающие вулканические породы, то с полным основанием можно считать, что они приурочены к трещинам растяжения. На столь высоких уровнях кольцевые дайки, занимающие трещины скалывания, должны быть наклонены под небольшими углами во внешнюю сторону. Обычно, конечно, трудно оценить структурный уровень современной эрозионной поверхности с точки зрения его соотношения с глубиной магматической камеры и поверхпостью Земли в момент интрузии. Однако в третичном магматическом центре острова Малл многие кольпевые интрузивы, в том числе кольцевая дайка Лох-Ба [49], видимо, имеют настолько крутые контакты и залегают в столь высоких горизонтах, что можно смело говорить об их приуроченности к трещинам растяжения.

Таким образом, возникает необходимость учитывать различия между коническими слоями и кольцевыми дайками, приуроченными к падающим внутрь трещинам растяжения, которые образовались под воздействием избыточного давления в расположенной ниже магматической камере. Разграничить эти два типа интрузивов, приуроченных к механически однотипным структурам, возникшим, правда, в разных физических условиях, достаточно трудно, особенно если они совместно проявляются в одном и том же комплексе. Для различия этих интрузивных образований, очевидно, необходимо привлекать данные по составу и иным нараметрам самих интрузивных пород. Состав конических слоев весьма разнообразен, однако мы не располагаем сколько-нибудь определенными доказательствами, опровергающими возможность инъекции магмы. Поскольку породившая их магма должна была иметь примерно такую же плотность, как и интрудированные ею породы, центральный блок, вероятно, находился почти в состоянии гидростатического равновесия. Кольцевые дайки, однако, сложены кислыми породами, а это позволяет предполагать, что их внедрение было связано с извержениями игнимбритов [66, 70, 71]. Такие извержения, вероятно, происходили с некоторой глубины, поскольку источник магмы в этом случае должен был содержать достаточное, но не слишком большое количество газов [10]. Однако, даже если магма внедрялась под влиянием избыточного давления в трещины растяжения в виде системы газ — жидкость, должна была возникать флюидизированная система с каплями жилкости в газовой фазе, в пролессе образования которой магма интенсивно вскицала и дезинтегрировалась. Эта зона вскипания и дезинтеграции магмы распространилась вниз против восходящего течения более вязкой магмы (Харрис и др., стр. 160). В конечном счете флюидизация магмы должна была произойти уже в магматической камере. после чего дальнейшее излияние игнимбритов могло обусловить частичное опустошение резервуара, что в свою очередь способствовало проседанию пентрального блока. Псиствительно, некоторые кольпевые дайки несут признаки законсервировавшейся и консолилированной флюилизированной системы [70]. Однако в большинстве случаев последующее внедрение магмы в кольпевые трещины на поздних стадиях проседания могло стереть доказательства относительно ранней и более важной фазы флюилизации. Кроме того, поскольку летучие имеют тенденцию скапливаться в самых верхних частях магматической камеры, трещины растяжения, видимо, должны возникать на относительно высоких уровнях боковых частей резервуара. В связи с этим кольцевые дайки можно также отличать от конических слоев по более крутому их падению внутрь.

Затруднения, возпикающие при интерпретации кольцевых даек, объясняются тем, что пока еще неизвестна их форма в трех измерениях. Однако в тех случаях, когда кольпевые интрузивы выполаживаются кверху, приобретая общую колоколообразную форму [22], эти трудности частично снимаются. В описанном примере подобных взаимоотношений [22] колоколообразный интрузив занимает пространство, возникшее в результате проседания центрального блока, который отчленился от окружающих пород по куполовидной трещине. Во внешнем контакте этого интрузива пласты вмещающих пород слегка вздернуты, тогда как в дентральном блоке залегание пород имеет резко выраженную сводообразную форму. Это свидетельствует о механически активном внедрении магмы. В качестве примеров колоколообразных интрузивов можно назвать тела гранитоидов гор Морн в Северной Ирландии [67], некоторые массивы молодых гранитов на севере Нигерии [39, 85], а также пластовые интрузии, слагающие кровлю штока Славрюдел в юго-восточной части Исландии [16]. Во многих из этих магматических центров колоколообразные интрузивы располагаются сериями один над другим. Обычно устанавливается последовательность их внедрения сверху вниз или извне внутрь. Когда такие интрузивы очень сближены друг с другом, первичные формы их нижних контактов наблюдать не удается, однако в некоторых случаях интрузивы разобщены и виден как верхний, так и нижний их контакт с более древними породами. В силу особенностей общей формы колоколообразных интрузивов наблюдения за вскрытой их кровлей не позволяют судить о залегании их на глубине. Тем не менее обычно допускают, что контакты этих тел на нижних горизонтах круто наклонены во внешнюю сторону. Припято считать, что такие интрузивы образуются в процессе подземных проседаний, обусловленных движениями по сколовым трещинам, возникшим в результате уменьшения давления в расположенной ниже магматической камере. Если это предположение справедливо, то переход кольцевых даек в горизонтальные пластовые тела может быть связан с искривлением первичной трещины скалывания, постепенным или резким, в направлении максимального главного напряжения по мере распространения трещины в верхние горизонты. Необходимое для **с**тановления таких тел уменьшение давления может быть обусловлено боковой интрузией магмы, вероятно, в виде свит даек, однако магматическое давление снижается преимущественно в результате уменьшения объема при раскристаллизации на этой стадии затухания жизни магматического центра [95].

Необходимо также объяснить последовательное становление колоколообразных интрузивов сверху вниз и извне внутрь магматических комплексов. Наиболее ранний из таких интрузивов, очевидно, связан с проседанием блока кровли в расположенную под ним магматическую камеру. Несмотря на раскристаллизацию этого интрузива, в месте его причленения к магматической камере сохранится некоторый заливообразный прогиб кровли резервуара, к которому будет приурочена максимальная концентрация напряжений. Последнее обстоятельство в условиях уменьшения магматического давления должно приводить к развитию трещин скалывания именно от такого прогиба кровли камеры. Новая трещина скалывания, вероятно, будет развиваться внутри более ранней колоколообразной интрузии. В конечном

счете каждая интрузия будет проявлять тенденцию к локализации внутри непосредственно ей предшествовавшей интрузии, что, по-видимому, и может привести к соотношениям, наблюдающимся на относительно высоких уровнях (фиг. 8).

Главное затруднение, возникающее при общей интерпретации комплексов колоколообразных интрузий, связано с видимым отсутствием центрального блока вмещающих пород, который должен был бы подстилать этот комплекс. Судя по диаметру кольцевых даек, представляющих нижнюю часть колоколообразной интрузии, размеры этого блока должны быть достаточно крупными, так что можно было бы ожидать его появления на земной поверхности в том или ином комплексе при значительной эрозии.

Колоколообразные интрузии, по крайней мере на глубине, очевидно, приурочены к трещинам скалывания. Одпако возможно, что они связаны



Ф и г. 8. Схема последовательности образования комплекса колоколообразных интрузий.

Допускается, что последующая интрузия внедряется по трещине 2, которая развивается внутри предшествующей интрузии 1 в результате концентрации напряжения, вознякших близ изгиба кровли камеры. Изгиб обусловлен смещением центрального блока вмещающих пород вниз, в располагающуюся ниже магматическую камеру.

и с магматическим отщеплением типа рассмотренного Вильямсом [94], которое приводит к образованию кальдер. В основе этого представления лежат описанные Уиссером [96] просадки в рудном районе Бисби, Аризона, обусловленные окислением и растворением сульфидных рудных тел. Обрушенио пород в образовавшиеся полости, которые первоначально имели значительно большие горизонтальные размеры по сравнению с высотой, могло происхидить двумя способами. В соответствии с первым из них возникали протягвающиеся вертикально вверх кольцевые трещины, окаймляющие подземные полости. В соответствии со вторым способом в кровле полостей возникали куполовидные трещины, по которым отслаивались аркообразные, устойчивые сами по себе в отдельности блоки. Обрушение происходит в пределах цилиндра, ограниченного краевыми трещинами, причем либо проседает весь блок в целом, либо наблюдается последовательное отщепление скорлуповидных блоков кровли полости параллельно с развитием куполовидных трещин. Оба эти процесса могут действовать и одновременно. Можно подагать, что первый тип обрушения проявляется над полостями, располагающимися относительно близко к земной поверхности, тогда как отщепление последовательных блоков кровли происходит над относительно глубоко расположенными пустотами.

Подобные соотношения могут проявляться и в связи с понижением давления над магматическими камерами. В случае если последние располагаются на относительно глубоких уровнях, вероятно, реализуется магмати-

ческое отщепление, тогда как над камерами, располагающимися близко к земной поверхности, может происходить кальдерообразное проседание по почти вертикальным трещинам, как это первоначально и предполагали Клаф и др. [17]. В последнем случае внедрение кольцевых даек в связи с проседанием кальдер возможно лишь при краевой нарушенности центрального блока, так как в этой ситуации невозможен механизм становления, связанный с отщеплением газов. На некоторых промежуточных уровнях возможно магматическое отщепление кровли камеры с образованием крупных сводообразных блоков вмещающих пород, окаймленных кольцевыми трешинами. Если такие трещины падают во внешнюю сторону, то проседание отделившихся скорлуповидных блоков кровли в расположенный ниже магматический резервуар должно привести к внедрению колоколообразных магматических тел. Следующий этап разрушения должен проявиться на несколько более высоком уровне, поскольку теперь уже поверхность трещины представляет собой кровлю магматической камеры. Можно, однако, допустить, что внедрившаяся в такую трещину колоколообразная интрузия консолидировалась и оказалась прочно связанной с кровлей камеры (ср. [94]). В этом случае повторный разрыв, вероятно, проявится у нижнего контакта колоколообразной интрузии, и по этому разрыву произойдет внедрение следующей порции магмы. Такой процесс также приведет к наблюдающимся возрастным взаимоотношениям колоколообразных интрузий. При таком способе становления комплекса колоколообразных интрузий вмещающие породы в нем будут присутствовать лишь в виде плоской перегородки, отделяющей кольцевой комплекс от располагавшегося ниже магматического резервуара. Таким образом, в этом случае и не должно было возникнуть какого-либо крупного блока вмещающих пород, погрузившегося в центре в магматическую камеру, как это требует ортодоксальная интерпретация кольцевых даек в виде колоколообразных интрузивов [1, 67].

Внедрение силлов

В настоящем разделе будут рассмотрены лишь крупные силлы или их комплексы. Существует две гипотезы, касающиеся механизма образования таких интрузивов. Первая может быть названа гидростатической гипотезой. а вторая — тектонической. В соответствии с обеими концепциями силлы в подавляющем большинстве случаев питались за счет даек. С точки зрения гидростатической гипотезы сразу после поступления магмы в осадочные породы равной или меньшей плотности, чем плотность расплава, происходит инъекция в боковых направлениях. Последнее объясняется тем, что для проникповения магмы по горизонтальным ослабленным плоскостям требуется меньтая работа (даже с учетом необходимости приподнимания налегающей толщи), чем для продолжения прямого восходящего движения к поверхности. Если плотности осадочных пород и внедрившейся в них магмы одинаковы, то должны возникнуть многочисленные неправильные силлоподобные тела, которые, например, характерны для долеритов Карру [22]. Такие же интрузивы описаны в серии Ньюарк восточного побережья США, где преимущественно встречаются весьма искривленные пластообразные тела [35]. Для таких пластовых тел очень характерно приблизительное постоянство вертикальной мощности при переходе от горизонтального к более крутому залеганию. Вмещающие осадки лишь сдвигаются в сторону от контактов, когда пластообразные тела приобретают почти вертикальное залегание. Таким образом, имеются доказательства насильственного приоткрывания трещин при внедрении пластовых интрузивов. Другая специфическая особенность пластовых интрузивов Карру заключается в их частом расположении группами один над другим. По мнению Брэдли [14], пластообразные интрузивы должны располагаться относительно высоко в участках депрессии земной поверхности и, наоборот, локализоваться на более глубоких уровнях ниже пложительных форм рельефа Земли. Такие соотношения предположительно должны сохранять равенство между давлением магмы и литостатическим давлением налегающих пород. Присутствие дополнительной нагрузки на поверхности приводит к нарушению поля напряжений, обусловленных гравитационными силами, действующими на перекрывающие породы. Однако эти нарушения должны выражаться в отклонении траектории максимального главного напряжения вверх под поверхностными возвышенностями и вниз под депрессиями при условии, что в целом породы горизонтально сжаты [40]. Такие соотношения прямо противоположны предположенным Брэдли.

Другая трудность, с которой сталкивается гидростатическая гипотеза, заключается в оценке величины давления магмы. Брэдли [14], например. считает, что магма находится под таким давлением, что может почти (но не полностью) достигать земной поверхности. Поскольку внедрение крупных силлов обычно происходит в конце периода погребения осадочных толы континентального или эпиконтинентального происхожления. можно полагать, что земная поверхность в этот момент располагалась близ уровня моря. В литературе также распространено мнение, что внедрение силлов происходит в момент, когда магматическое давление уже недостаточно для дальней тего подъема магмы к земной поверхности. Если магма отделялась от уровней, расположенных ниже поверхности изостатической компенсации, что кажется вероятным, то трудно понять, почему в процессе внедрения очень крупных объемов магмы, слагающих силлы, развивались лишь такие низкие давления. Действительно, если магма имеет меньшую плотность, чем материал верхней мантии, располагающийся над первичной магматической камерой, то она должна обладать гидростатическим напором выше земной поверхности, как это показано в табл. 1. Как уже отмечалось выше, пля интрузии магмы из камеры должно произойти разрушение кровли, для которого необходимо некоторое избыточное давление. Таким образом, интрузия вообще может проявиться лишь в том случае, если давление превышает величины, приведенные в табл. 1. Если величина магматического давления меньше, чем указано в табл. 1, то оно также не превышает и величины σ_z на соответствующем уровне, и трещины остаются закрытыми. Магматическое давление в процессе интрузивного магматизма, возможно, понижается до относительно небольшой величины, однако это, вероятно, происходит при истощении расплавов, способных к внедрению. Таким образом, условия внедрения силлов, предположенные Брэдли [14], представляются неправдоподобными, если только приведенные в табл. 1 значения плотностей базальтовой магмы, вещества земной коры и верхней мантии не содержат крупных ошибок.

В соответствии с тектонической гипотезой внедрение силлов происходит в условиях горизонтального сжатия [2, 40]. Детальные структурные исследования силлов не проводились, однако существуют доказательства, что, например, силл Уин внедрился в условиях широтного сжатия. Рандал [64] описал пластообразные ответвления от главного тела этого силла. Апофизы приурочены к плоскостям пологих надвигов, падающих в восточном направлении. Другие надвиговые плоскости падают под пологими углами на запад. Рандал считал, что описанные им трещины скалывания существовали до внедрения силла, однако присутствие глубоких борозд, склоняющихся но падению и проникающих в апофизы на их контакте с главным телом силла. отчетливо доказывает, что трещины скалывания возникли в момент интрузии силла Уин в условиях горизонтального сжатия. В этом случае, как и требуется теоретически, давление магмы p_a должно было быть больше, чем σ_z .

Если силлы питались из даек, то должна была происходить замена горизонтального растяжения ($\sigma_x < \sigma_z$) в глубине на горизонтальное сжатие ($\sigma_x > \sigma_z$) в более высоких горизонтах. Такие изменения могут осуществлять-

ся четырьмя способами. Наиболее вероятно, однако, что минимальное главное напряжение, действующее в горизонтальной плоскости на уровне образования дайки, становится максимальным главным напряжением на уровне внедрения силла, тогда как с напряжением, действующим в вертикальной плоскости, происходят обратные изменения. Покажем теперь. что такие изменения напряженного состояния до некоторой степени могут контролироваться глубиной, на которой происходит становление силлов.

Рассмотрим исходное напряженное состояние, характеризующееся условием $\sigma_x = \sigma_y = n\sigma_z$, где n — постоянная, меньшая 1 (фиг. 9). При n = 1 исходным будет гидростатическое напряженное состояние, тогда как при



Ф н г. 9. Изменение главных напряжений (σ_{χ} , σ_{p} н σ_{z}) в соответствии с гинотезой их переориентировки. Левая колонка отражает исходные величины напряжений, в средней колонке даны их величины, необходизые дан того, чтобы могла преизойти интрузия дайки, а в правой колонке приведены соотношения папряжений, обусловленые давлением p_{a} магмы внутри дайки (по Андерсону [3]).

 $n = \nu/(1 - \nu) = 1/3$, где $\nu = 1/4$ коэффициента Пуассона, исходное состояние характеризуется полным латеральным сдерживанием ($\varepsilon_x = \varepsilon_y = 0$ при напряжении σ_2). Мы приняли, что для образования дайки необходимо уменьшение σ_x до $\sigma_{x'}$ на величину c_x . Поскольку σ_2 обусловлено весом вышележащей толщи, только что приведенное условие означает также, что σ_y уменьшается до $\sigma_{y'}$ на величину vc_x ; таким образом, $\sigma_{x'} = \sigma_x - c_x$, а $\sigma_{y'} = \sigma_y - \nu c_x$. После внедрения дайки в условиях магматического давления p_a величина $\sigma_{x'}$ возрастает до $\sigma_{x''} = p_a$. Увеличение горизонтального напряжения составляет $p_a - \sigma_{x'} = p_a - \sigma_x + c_x$. Одновременно $\sigma_{y'}$ возрастает до $\sigma_{y''}$ на величина $\sigma_{y''}$ определится выражением

$$\sigma_{y''} = \sigma_{y'} + \nu \left(p_a - \sigma_x + c_x \right) = \sigma_y - \nu \sigma_x + \nu p_a.$$

В случае внедрения силла величина σ_{y^*} должна быть больше, чем σ_z . Другими словами, условия напряжения будут благоприятствовать внедрению второй дайки под прямым углом к первой. Таким образом, критерий интрузии силла можно представить как выражение

$$\sigma_z < \sigma_{u''} = \sigma_u - \nu \sigma_x + \nu p_a.$$

Подставляя значение $\sigma_z = \rho gz$ и $p_a = \rho g(z + h)$, где h — величина гидростатического напора магматического давления над поверхностью z = 0, и используя величины $\sigma_x = \sigma_y = n\sigma_z$, получим наибольшую возможную глубину, на которой будет проявляться интрузия силлов:

$$z = vh/(1 - n) (1 - v).$$

275

При n = 1, т. е. при исходном гидростатическом напряженном состоянии, внедрение силлов по предложенному механизму может происходить до любой глубины, однако при n = 1/3 внедрение силлов может проявляться лишь до глубины z = h/2, если, как и выше, мы принимаем, что v = 1/4. Подобное напряженное состояние, вероятно, возникает вблизи поверхности, где отсутствует боковое смещение, обусловленное весом перекрывающей толщи [62, 40]. Поскольку h, вероятно, составляет 2—4 км, то это означает, что внедрение силлов должно происходить в пределах интервала от 1 до 2 км ниже поверхности Земли. Мадж [54] пришел к выводу, что мелкие силлы внедряются на глубинах от 0,5 до 2 км. Некоторые крупные силлы, видимо, внедрялись на значительно большей глубине [14]. Последнее, возможно, отражает изменение в величине отношения $n = \sigma_x/\sigma_z$ с глубиной.

При помощи фиг. З можно также описать механизм, посредством которого силлы питаются дайками в соответствии с гипотезой переориентировки напряжений. Для интрузии дайки $m \to -1$ должны быть удовлетворены оба условия: $\sigma_x < \sigma_z$ и $\sigma_x < p_a$. После внедрения дайки, вероятно, σ_x становится $\sigma_{x''} = p_a$, но величина σ_z не изменяется. Таким образом, при $p_a - T_0 < \sigma_{z''} < p_{a'}$ в точке $\phi = \pi/2$ еще должно проявляться разрушение при растяжении, но возникающие при этом трещины могут искривляться из вертикального в горизонтальное положение. В таких условиях дайки могут цитать силлы с вертикальной подачей магмы непосредственно из их вершины. Однако при $\sigma_{z''} < p_a - T_0$ разрушение на разрыв произойдет в точке $\phi = 0$, и дайка будет питать силл в боковом направления из своего фланга. В таких условиях может возникнуть древовидный комплекс силлов. соединенных, как со стволом, с питавшей их центральной дайкой. Поскольку дайки слепуст рассматривать как полости $m \rightarrow -1$, то процесс переорнентировки напряжений в пределах интервала состояний внешних напряжений $(\sigma_{2^{\prime\prime\prime}}, \sigma_{2^{\prime\prime}} = \sigma_{2})$, отвечающий конечной площади *ABCD*, не будет совровождаться разрушением, если только не выдержано условие $\sigma_{2''} < p_a - T_a$. Таким образом, наиболее вероятно поступление магмы в силлы из стенок даск в боковом направлении.

Главное затруднение, с которым сталкивается гипотеза переориентировка напряжений, заключается в том, что на больших глубинах редко наблюдается сетчатый узор распределения даек, который следовало бы ожидать в свете этой концепции. Правда, дайки в породах фундамента, подстилающего толщу с силлами долеритов Карру, имеют самое различное направление. что, возможно. частично подтверждает гипотезу переориентировки напряжений [22, 25]. Однако такие свиты даек фундамента обычно вытянуты линейно под прямыми или косыми углами к общему тектоническому простиранию. Подобные соотношения наблюдаются в нагорье Шир (долериты Карру) [20] и в толщах триасового возраста, подстилающих серию Ньюарк в восточной части США [45]. Возможно, такие дайки отвечают большим глубинам, чем уровни становления силлов, лишь в тех случаях, когда питающие силлы дайки не вскрыты современным уровнем эрозии. Внедрение этих свит даек связапо с той же фазой магматической дсятельности, в которую происходило и становление силлов, часто большой мощности, в перекрывающих осадках. Однако в обоих случаях (Карру и Ньюарк) в непосредственно вмещающих силлы осадочных породах дайки встречаются очень редко. Это позволяет предполагать, что на поверхности несогласия, разделяющей породы фундамента и перекрывающего их осадочного чехла, происходит резкое изменение физических свойств пород. Кэри (см. [91]) предположил, что осадки верхнего яруса находились в мягком и полуконсолидированном состоянии, в связи с чем они были неспособны воспринять напряжение, возникшее в подстилающих породах фундамента. Этот эффект в равной мере можно объяснить высоким давлением поровых флюидов, развивающимся в осадках на последних этапах седиментации. На глубине в консолидирующихся осад-



Фиг. 10. Соотношения святы даек, сосредоточившихся в области ступенеобразного смещения, и спллов, висдрившихся в относительно высокие горизонты внутри области писходящего смещения.

Эти соотношения даны с точки зрения траекторий главных напряжений, развивающихся в результате смещения (по Санфорду [75]).

ках такое поровое давление практически может быть равно общему литостатическому давлению нагрузки σ_z [36]. В таком случае вертикальное напряжение σ_z по существу также имеет нулевую величину, и горизонт, отвечающий этому условию, можно рассматривать в известной мере как свободную поверхность. Кроме того, внедрение магмы в такие осадки должно привести к нагреванию и расширению поровых флюидов. Такое увеличение объема поровых флюидов может привести к столь значительному росту давления, что это предотвратит дальнейшое продвижение магмы или приведет к внедрению ее в боковом направлении в осадки, особенно если вспомнить, что последние представляют собой относительно проницаемые слои.

Таким образом, внедрение силлов можно рассматривать с только что изложенных позиций. Однако ряд наблюдений позволяет сомневаться в универсальном значении подобных процессов. Уэбб и Мак-Келви [92] описали пластовое тело долерита, которое дважды пересекало границу фундамента и перскрывающего его осадочного плаща. Совершенно очевидно, что внедрение этого интрузивного тела совершенно не зависело от различий в физических свойствах пород фундамента и перекрывающих песчаников. Для интерпретации этого явления нельзя также применить гипотезу переориентировки напряжений. Несомненно, внепрение рассматриваемого пластового тела могло происходить лишь в условиях интенсивного горизонтального сжатия, проявившегося в пределах обширной площади (ср. [14]). Однако для поступления магмы к этому пластовому телу все-таки необходимо было изменение условий напряженности, которые должны были обусловить выкручивание трасктории максимального главного напряжения в направлении магматической камеры (фиг. 10). Вариации направления максимального напряжения, вероятнее всего, могли быть связаны со ступенчатым смещением блоков земной коры [75]. Кроме того, крупные флексуры, которые могли последовательно развиваться за счет упругих смещений упомянутого типа, часто служат местом локализации свит даек. Хорошие примеры таких свит даек описаны в восточной Греиландии [90] и в моноклинали Лебомбо в Южной Африке, от которой дайки распространяются веерообразно [23]. Едва ли можно считать случайным, что такие флексуры и связанные с ними крутые взбросы обычно приурочены к районам, для которых характерны внедрения крупных силлов. Например, силл Уин связан с послекаменноугольными флексурами северо-восточной Финляндии [79], а западная окраина района проявления силлов на Шпицбергене представляет собой крупную моноклиналь [86]. В последнем районе Терел и Сандфорд установили прямые взаимоотношения между движениями земной коры, обусловившими возникновение флексуры, и интрузией силлов в прогнутый вниз блок. Остается неясным, были ли непосредственно совмещены тектонические процессы возникновения флексуры, связанные с движением в верхней мантии, и процессы, контролировавшие магматическую деятельность. Однако генерация и интрузия магмы в конце длительного периода погружения и седиментации может быть объяснена с точки зрения гипотезы снятия напряжений, если осадочный бассейн отделялся от области поднятия и эрозии зоной флексурообразования земной коры.

Кроме того, само по себе проседание должно было обусловливать возникновение горизонтальных напряжений [62, 43], поскольку поверхность Земли



Ф и г. 11. Модель проседания линейного пояса земной коры. Исходная дуга земной поверхности *АВС* превращается в хорду *АВ'С* в направлении, нормальном к оси пояса, и переходит в дугу *А'В С'* в направлении, параланельном оси пояса на уровне максимального бокового сжатия. При дальнейшем проседании хорда *АВ'С* становится «обращенной дугой» *АВ'С* в направлении, пормальном к оси пояса, тогда как дуга *А'В'С'* превращается в дугу *А'В'С'* преврании, параляетымо кои пояса на уровне отсутствия бокового сжатип.

имеет сферическую форму. Рассмотрим некоторый линейный пояс проседания и селиментации. Горизонтальное напряжение оди в направлении, параллельном длинной оси пояса, будет обусловлено упругой деформацией с., = = z/R, где z — величина проседания, а R — радиус Земли (фиг. 11). Дуга АВС земной поверхности, располагающаяся перпендикулярно к оси пояса. будет искажаться до тех пор, пока она не достигнет хорды AB'C, соединяющей ее конечные точки. В этом состоянии упругая деформация достигнет максимальной величины. При дальнейшем проседании основания прогиба его базовая линия в конечном счете достигнет состояния зеркального отражения первичной дуги $AB^{"C}$ относительно уже упомянутой хорды; в этом состоянии є, = 0. При дальнейшем проседании будет происходить растягивание базовой линии, и тогда $\varepsilon_{x'} < 0$. Таким образом, соответствующее горизонтальное напряжение о, по нормали к оси пояса будет вначале возрастать от 0 до максимума, а затем уменьшаться через 0 до некоторой отрицательной величины. Соотношения между напряжениями $\sigma_{x'}$ и $\sigma_{y'}$ на уровне, где ох достигает максимального значения, определяются следующимя выражениями [40]:

$$\sigma_{\mathbf{x}'} = E \left(\mathbf{v} \boldsymbol{\varepsilon}_{\mathbf{x}'} + \boldsymbol{\varepsilon}_{\mathbf{y}'} \right) / (1 - \mathbf{v}^2), \tag{44a}$$

$$\sigma_{y'} = E \left(\varepsilon_{x'} + \nu \varepsilon_{y'} \right) / (1 - \nu^2), \tag{446}$$

где v — коэффициент Пуассона, а E — модуль Юнга. Рассмотрим в качестве примера линейный пояс шириной 4°, или 445 км. В соответствии с Далмусом (см. [43]), глубина до уровня максимума горизонтального напряжения $\sigma_{x'}$ в центре цояса составляет z = 3,85 км, а соответствующая упругая дефор-

мация в этой точке будет $\varepsilon_{\tau'} = 2 \cdot 10^{-4}$, а $\varepsilon_{\mu'} = 6 \cdot 10^{-4}$. Кроме того, внутри пояса проседания должны развиваться напряжения, обусловленные весом осалков. Если плотность осадков составляет 2,50 г/см³, то напряжение вертикальной нагрузки на глубине z = 3,85 км будет $\sigma_{z'} = 0.96$ кбар. В условиях полного бокового сдерживания горизонтальные напряжения оти о" в результате взаимодействия с вертикальным напряжением о, приобретут минимальную величину ($\varepsilon_{x} = \varepsilon_{\mu} = 0$). При $v = \frac{1}{4}$ эта минимальная величина $\sigma_{x''}$ и $\sigma_{y''}$ составляет $1/3 \sigma_{2''} = 0.32$ кбар. Таким образом, если суммарное горизонтальное напряжение $\sigma_x = \sigma_{x'} + \sigma_{x''}$ в направления, нормальном к оси пояса, превышает величину вертикального напряжения нагрузки $\sigma_{2} = \sigma_{2}$, модуль Юнга должен иметь величину $E > 1.7 \cdot 10^{3}$ кбар, которая находится подстановкой $\sigma_{r'} = 0.64$ кбар, $\varepsilon_{r'} = 2 \cdot 10^{-4}$, $\varepsilon_{u'} = 6 \cdot 10^{-4}$ и $\nu = 0.25$ в уравнения (44а) и (44б). При более близком значении величин оди и оди со значением вертикального напряжения σ_{**} необходима меньшая величина E. чем была принята выше. На относительно глубоко расположенных уровнях суммарное горизонтальное напряжение о, будет меньше любого из двух других напряжений *о*_и и *о*₇.

Таким образом, дайки, внедрившиеся в направлении длинной оси пояса, возможно, должны питать силлы на относительно высоко расположенном уровне, на котором горизонтальное напряжение σ_x в нормальном к оси пояса направлении изменяет свой характер от растяжения на сжатие по отношению к вертикальному напряжению $\sigma_z = \sigma_{z''}$. Поскольку пояс проседания может быть ограничен с боков флексурами земной коры, изложенная интерпретация комплементарна к предложенной ранее. Однако достоинство последней из рассмотренных интерпретаций заключается в том, что она ограничивает внедрение спялов определенным уровнем, на котором $\sigma_x > \sigma_z$. Кроме того, из этого решения следует, что при условии проседания первичной поверхности ниже уровня максимума горизонтального напряжения σ_x интрузия силлов в осадочные толщи должна происходить в конце периода седиментации и проседания.

Выводы

В статье рассмотрены механические аспекты интрузии магмы. При этом сделано главное допущение, что вмещающие породы ведут себя как упругие твердые тела, которые хрупко разрушаются при напряжениях, обусловленных внутренними и внешними граничными условиями. Предложены критерии разрушения, основанные па теории Гриффитса — Маррелла, которая предусматривает заметную роль микротрещин Гриффитса, находящихся под внутренним давлением. Эти критерии разрушения для условий парциальпого плавления с присутствием магмы по границам зерен выражены уравнениями (11) — (14). Обосновано положение, согласно которому в условиях горизонтального растяжения или сжатия хрупкие разрывы, обусловливающие интрузию даек и пластовых тел различного залегания, должны проявляться до значительной глубины, в том числе и внутри верхней мантии. С точки зрения этой гипотезы вполне объяснима тесная взаимосвязь вулканической деятельности и сейсмичпости верхней мантии. Уравнения (16) — (18) дают критерии разрушения на границе магматической камеры при допущении, что такая граница сечет зарождающиеся поверхности трещин в виде микротрещиноватости Гриффитса. В соответствии с концепцией эффективного напряжения [72] в условиях тангенциального сжатия может проявиться лишь разрушение при растижении, тогда как без учета эффективного напряжения при тангенциальном сжатия должно возникать разрушение при скалывании. Теоретически магма не должна внедряться в трещины скалывания, возникшие на границе магматической камеры. Однако в действительности такая интрузия может проявляться при некоторых дополнительных благоприятных факторах, например при пересечении двух систем трещин с изоляцией блоков вмещающих пород различных размеров или в том случае, когда движение по трещинам уменьшает объем магматической камеры с выжиманием из нее расплава. Это может происходить также в результате последующего увеличения магматического давления, когда ранее возникшие трещины скалывания в условиях тангенциального растяжения играют роль ослабленных плоскостей. Можно также предполагать, что в условиях тангенциального сжатия разрушение границ магматической камеры сопровождается магматическим отслаиванием скорлуповатых блоков, параллельных внешнему контакту камеры.

Поскольку трещины растяжения и скалывания должны возникать на поверхности магматической камеры соответственно в точках минимального и максимального тангенциального напряжения, локализация интрузий, приуроченных к таким трещинам, определяется концентрациями напряжений, возникающих на границе магматической камеры. Такие концентрации напряжений проанализированы в статье с использованием уравнения (29), которое в самом общем виде характеризует тангенциальное напряжение вокруг двумерной эллиптической полости в условиях плоского напряженного состояния. Анализ произвелен с точки зрения формы и ориентировки полости, вариаций внутреннего давления магмы и величины напряжений, действующих на систему извне из бесконечности. Кроме того, рассмотрено влияние силы тяжести, увеличивающейся книзу, а также присутствие свободной поверхности, которая соответствует поверхности Земли. Форму интрузии можно определить, допустив, что ориентировка трещин, к которым она в настоящее время приурочена, контролировалась распределением напряжений вокруг полости камеры непосредственно перед разрушением. Области парциального плавления, возникшие в условиях внешних гидростатических напряжений, можно анализировать как дискретные магматические камеры при допущении, что на их границах и поверхностях отсутствуют скалывающие напряжения. Внутреннее давление в областях парциального плавления и в дискретных магматических камерах контролируется максимальными и минимальными значениями давления, которые могут выдержать камеры без разрушения в данных внешних граничных условиях. Эти давления в значительной мере контролируются формой полости. Показано, что даже очень незначительное парциальное плавление может обусловить разрушение при растяжении в связи с избыточным давлением, развивающимся за счет увеличения объема вещества в процессе плавления. Такое разрушение происходит даже в случае наиболее устойчивой сферической формы камер.

Расширение объема при плавлении и обусловленное им избыточное давление представляют собой наиболее важный фактор, способствующий интрузии магмы из первичных камер верхней мантии. Роль этого фактора может быть особенно значительной для инъекции магмы, если учесть, что избыточное давление, необходимое для начального возникновения трещип растяжения, должно быть больше давления, требующегося для их дальнейшего развития. Кроме того, вследствие различий в плотности между магмой и кристаллическим материалом верхней мантии возникает положительное давление гидростатического напора над магматической камерой, что в соответствующих благоприятных условиях напряжения способствует восходящей интрузии магмы. Наоборот, сокращение объема в процессе кристаллизации магмы играет важную роль на поздних стадиях затухающей магматической деятельности.

В соответствии с принятыми допущениями и результатами анализа модели, можно сделать следующие наиболее важные выводы, касающиеся механизма интрузий расширения, проницающих земную кору:

1. Состояние внешнего горизонтального растяжения, воздействующего на область парциального плавления или глубинную магматическую камеру, может обусловить возникновение линейных свит даек. Некоторое центрирование таких свит даек относительно отдельных интрузивов вероятно, обусловлено локальным влиянием ослабленных направлений, возникших в связи со становлением таких массивов.

2. В состоянии внешнего гидростатического напряжения избыточное давление магмы в камере или области парциального плавления также может приводить к внедрению линейных свит даек при условии, что вместилища магмы имеют эллиптическое поперечное сечение с большей вертикальной осью по сравнению с горизонтальной или при равенстве этих осей.

3. В результате разрушения магматических камер с эллиптическим поперсчным сечением в условиях горизонтального сжатия на глубине может происходить внедрение силлов, а в условиях горизонтального растяжения парных свит даек.

4. При относительно близком расположении к земной поверхности магматических камер или областей парциального плавления избыточное давление магмы может обусловить внедрение парных свит даек при внешнем гидростатическом напряженном состоянии. В таких условиях на относительно более глубоких уровнях должно происходить скорее внедрение силлов, а не даек. Распределение напряжений в последнем случае близко к теоретически обоснованному для боковой миграции магмы силлов из даек, продольно локализующихся во флексурах земной коры. Процессы становления пластообразных магматических тел по только что отмеченному механизму и флексуры земной коры можно связать друг с другом с точки зрения гипотезы генерации магмы в результате снятия напряжений.

5. Поступление расплава в силлы может происходить из вертикальных даек, интрудирующих консолидирующиеся осадки с высоким давлением поровых флюидов, однако в процессе интрузии даек может происходить переориентировка напряжений, которая обусловит боковую инъекцию силлов.

6. Проседание линейных поясов осадков на сферической поверхности Земли может обусловить распределение напряжений в вертикальном направлении, в результате чего поступление расплавов в силлы из даек будет происходить вертикально.

7. В процессе подъема расплавов в условиях внешнего гидростатического напряженного состояния в магматической колонне могут возникать сферические области парциального плавления.

8. Ни одна из ранее предложенных моделей магматических камер, расположенных относительно близко к земной поверхности, не удовлетворяет теоретически необходимым для такого случая внутренним и внешним граничным условиям. В настоящей статье предложена еще одна модель, в схематизированном виде представляющая собой двумерную округлую полость, находящуюся под внутренним давлением и расположенную близ свободной поверхности полубесконечной пластины [42]. В соответствии с этой моделью в центральных магматических комплексах в условиях однородного внешнего напряженного состояния должны проявляться следующие типы интрузий:

а) конические слои в виде единых серий интрузий, локализующихся в трещинах растяжения, возникших в условиях избыточного давления магмы;

б) пластообразные интрузивы в виде круто падающих даек и полого залегающих силлов, приуроченных к трещинам скалывания, возникшим в условиях уменьшения магматического давления;

в) кольцевые дайки и кольцевые тела в виде:

1) интрузивов, внедрение которых происходило без расширения в трещины растяжения, возникшие в условиях избыточного давления магмы или газа в расположенной непосредственно ниже магматической камере. Пространство, занятое этими телами, вероятно, возникает в результате абразивного воздействия вскипающих газов или краевого разрушения вмещающих пород. Такие интрузивы тесно связаны с извержениями игнимбритов, в процессе которых происходит частичное опустошение магматических камер, обусловливающее проседание центрального блока с образованием поверхностной кальдеры;

2) интрузивов расширения, приуроченных к трещинам скалывания, возникщим в условиях уменьшения магматического давления. При достижении такими трешинами земной поверхности образование кальдеры может происходить синхронно с извержениями лавы, а не игнимбритов. При взаимном пересечении этих трешин ниже земной поверхности возникают специфические формы колоколообразных интрузивов:

3) интрузивов расширения, возникших в результате совместного проявления пропессов магматического отпепления кровли и пентрального проселания, которые пока недостаточно ясны с позиций механики, но в обоих случаях приволят к образованию специфичных колоколообразных интрузий.

Вышеизложенные выводы приложимы лишь к проанализпрованным в настоящей статье системам. Однако формы и распределение интрузивов расширения не только играют важную роль в геотектонических построениях; некоторые тектонические структуры земной коры непосредственно обусловлены генерапией магмы в верхней мантии.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. And erson E. M., The dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dykes and cauldron subsidences, Proc. R. Soc. Edinb., 56, 128, 1936.
- 2. Anderson E. M., The dynamics of sheet intrusion, Proc. R. Soc. Edinb., 58, 242, 1938.
- 3. Anderson E. M., The dynamics of faulting, 2nd ed., Oliver and Boyd, Edinb., 1941.
- B ailey E. B. et al., The Tertiary and post-Tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban, explanation of Sheet 44, Mem. geol. Surv. U. K. (Scotland), 1924.
 Billings M. P., Ring-dykes and their origin, Trans. N. Y. Acad. Sci., ser. 2, 5,
- 131, 1943.6. Billings M. P., Mechanics of igneous intrusion in New Hampshire, Am. J. Sci.,
- 243A, 41, 1945.
- 7. B i o t M. A., Distributed gravity and temperature loading in two-dimensional elasticity replaced by boundary pressure and dislocations, Trans. J. appl. Mech., 2, A41, 1935.
- 8. Birch F., Mega-geological considerations in rock mechanics, in State of stress in the
- B i r c h F., Mega-geological considerations in rock mechanics, in State of stress in the earth's crust (Ed. W. R. Judd), Elsevier, New York, 1964.
 B o t t M. H. P., Formation of oceanic ridges, Nature, Lond., 207, 840, 1965.
 B o y d F. R., Welded tuffs and flows in the rhyolite plateau of Yellowstone-Park, Wyoming, Bull. geol. Soc. Am., 72, 387, 1961.
 B r a c e W. F., Dependence of fracture strength of rocks on grain size, Bull. Miner. Inds Stn Penn. Univ., 76, 99, 1961.
 B r a c e W. F., Brittle fracture of rocks, in State of stress in the earth's crust (Ed. W. B. Ludd). Elsevier, New York, 1964.
- W. R. Judd), Elsevier, New York, 1964.
 13. Brace W. F., Bombolakis E. G., A note on brittle crack growth in compression.
- sion, J. geophys. Res., 68, 3709, 1963. 14. Bradley J., Intrusion of major dolerite sills, Trans. R. Soc. N. Z., 3, 27, 1965. 15. Bullen K. E., An introduction to the theory of seismology, Cambridge Univ. Press, Camb., 1947.

- Camb., 1947.
 Cargill H. K., Hawkes L., Ledeboer J. A., The major intrusions of Southeastern Iceland, Q. J. geol. Soc. Lond., 84, 518, 1928.
 Clough C. T., Maufe H. B., Bailey E. B., The cauldron subsidence of Glencoe, and the associated igneous phenomena, Q. J. geol. Soc. Lond., 65, 611, 1909.
 Daly R. A., Igneous rocks and the depths of the earth, McGraw-Hill, New York, 1933. [CM. русский перевод: Р. А. Дели, Изверженные породы и глубины Земли, ОНТИ. Тики и породы и глубины Земли.
- 1953. Гом. русский перевод. Р. А. дел п., изверженые порода и глубина земли, ОНТИ, Глав. ред. геол.-развед. и геодезич. лит-ры, Л.-М., 1936.]
 19. D al y R. A., M an g er G. E., Clark S. P., Density of rocks, *in* Handbook of physical constants (Ed. S. P. Clark), Mem. geol. Soc. Am., 97, 19, 1966.
 20. D i x e y F., The East African Rift system, Col. Geol. miner. Res. Suppl. Ser. Bull., 1, 1956. [См. русский перевод: Ф. Дикси, Великие африканские разломы, ИЛ, 14050.] M., 1959.1
- 21. Durrance E. M., Photo-elastic stress studies and their application to a mechanical analysis of the Tertiary ring-complex of Ardnamurchan, Argyllshire, Proc. Geol. Ass., 78. 289, 1967.

- 22. Du Toit A. L., The Karroo dolerites of S. Africa: a study in hypabyssal injection, Trans. geol. Soc. S. Africa, 23, 1, 1920.
- Du Toit A. L., The volcanic belt of the Lebombo: a region of tension, Trans. R. Soc. S. Africa, 18, 189, 1929.
 Eaton J. P., Murata K. J., How volcanoes grow, Science, N. Y., 132, 925.
- 1960.
- 25. Ellis J., The simple sills and dykes of the Far East Rand, Trans. geol. Soc. S. Africa, 49, 213, 1947.
- 26. Fahrig W. F., Wanless R. K., Age and significance of diabase dyke swarms of the Canadian Shield, Nature, Lond., 200, 934, 1963.
- 27. Ford H., Advances mechanics of materials, Longmans, Lond., 1963.
- 28. Garson M. S., Stress pattern of carbonatitic and alkaline dykes at Tundulu ring structure, southern Nyasaland, Int. geol. Congr. 20 Mexico, Assoc. Serv. geol. Africanos.
- Actas y Tr., p. 309, 1959.
 29. Garson M. S., Smith W. C., The geology of Chilwa Island, Mem. geol. Surv. Nyasaland, 1, 1958.
- 30. Griffith A. A., The phonomena of rupture and flow in solids, Phil. Trans. R. Soc., 221A, 163, 1921.
- 31. Griffith A. A., Theory of rupture, Int. Congr. appl. Mech., 1, Delft, p. 55, 1924.
- 32. Griggs D., Handin J., Observations on fracture and a hypothesis of earth-quakes, Mem. geol. Soc. Am., 79, 347, 1960.
 33. Heard H. C., Transition from brittle to ductile flow in Solenhofen Limestone as
- a function of temperature, confining pressure and interstitial fluid pressure, Mem. geol. Soc. Am., 79, 193, 1960.
- 34. Holme's A., Principles of physical geology, 2nd ed. Nelson. Lond., 1965.
- 35. H o t z P. E., Form of diabase sheets in southeastern Pennsylvania, Am. J. Sci., 250. 375, 1953.
- 36. Hubbert M. K., Rubey W. W., Role of fluid pressure in mechanics of overthrust
- faulting, Bull. geol. Soc. Am., 70, 115, 1959.
 37. Hubbert M. K., Willis D. G., Mechanics of hydraulic fracturing, Trans. Instrumech. Engrs Petrol., 210, 153, 1957.
- 38. Inglis C. E., Stresses in a plate due to the presence of cracks and sharp corners, Trans. Instn nav. Archit., 55, 219, 1913.
- 39. Jacobson R. R. E., MacLeod W. N., Black R., Ring complexes in the younger granite province of Northern Nigeria, Mcm. geol. Soc. Lond., 1, 1, 1958.
- 40. Jaeger J. C., Elasticity, fracture and flow, 2nd ed. Methuen, Lond., 1962. 41. Jaeger J. C., Brittle fracture of rocks *in* Failure and breakage of rocks (Ed. C. Fairhurst), Proc. Sympos. Rock Mech. 8, Minnesota, p. 3, 1967.
- 42. Jeffery G. B., Plane stress and plane strain in bi-polar co-ordinates, Phil. Trans-R. Soc., 221A, 265, 1921. 43. Judd W. R. (Ed.), State of stress in the earth's crust, Proceedings of the Internatio-
- nal Conference, Santa Monica, 1963, Elsevier, New York, 1964.
- 44. K a u l a W. M., Elastic models of the mantle corresponding to variations in the exter-nal gravity field, J. geophys. Res., 68, 4967, 1963.
- 45. K ing P. B., Systematic pattern of Triassic dikes in the Appalachian region. Prof. Pap. U. S. geol. Surv., № 424B, 93, 1961.
- 46. Kirsch G., Die Theorie der Elastizität und die Bedurfnis der Festigkeitslehre, Z. Ver. dt. Ing., 42, 797, 1898.
 47. Колосов Г. В., О применении теории сложных функций к математической тео-
- рии упругости, Юрьев, 1909.
- 48. L a m é G., Lecons sur la théorie mathématique de l'elasticité des corps solides, Bechelier, Paris, 1852.
- Lewis J. D., Form and structure of the Loch Ba ring-dyke, Isle of Mull. (abs.), Proc. geol. Soc. Lond., № 1649, 110, 1968.
- 50. Love A. E. H., A treatise on the mathematical theory of elasticity, 4th ed., Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1927. 51. McClintock F. A., Walsh J. B., Friction of Griffith cracks under pressure,
- Proc. U. S. natn. Congr. appl. Mech., 4, 1015, 1962.
- 52. Mindlin R. D., Force at a point in the interior of a semi-infinite solid, Physics, 7, 195, 1936.
- 53. Mindlin R. D., Stress distribution around a tunnel, Proc. Am. Soc. Civ. Engrs, 65, 619, 1936.
- 54. M u d g e M. R., Depth control of some concordant intrusions, Bull. geol. Soc. Am., 79, 315, 1968.
- 55. Murrell S. A. F., A criterion for brittle fracture of rocks and concrete under triaxial stress and the effect of pore pressure on the criterion, Proc. symposium on rock mechanics 5 (Ed. C. Fairhurst), Pergamon, Oxford, p. 563, 1963. 56. Murrell S. A. F., The theory of propagation of elliptical Griffiths cracks under
- various conditions of plane strain or plane stress, Pt. I-III, Proc. Phys. Soc., 15, 1195, 1211, 1964.

- 57. Мусхелиш вили Н. И., Некоторые основные проблемы математической тео-
- пусксал пъвля п. н., некоторые основные проблемы математической тео-рии упругости, Изд-во АН СССР, М., 1935. Neuber H., Hahn H. G., Stress concentration in scientific research and engi-neering. Appl. Mech. Rev., 19, 187, 1966. 58
- 59. O d é H., Mechanical analysis of the dike pattern of the Spanish Peaks area, Colorado, Bull. geol. Soc. Am., 68, 567, 1957.
- O d é H., Faulting as a velocity discontinuity in plastic deformation, Mem. geol. Soc. Am., 79, 293, 1960.
- 61. Orowan E., Mechanism of seismic faulting, Mem. geol. Soc. Am., 79, 323, 1960. 62. Price N. J., Mechanics of jointing in rocks. Geol. Mag., 96, 149, 1959.
- 63. Raleigh C. B., Paterson M. S., Experimental deformation of serpentinite
- and its tectonic implications. J. geophys. Res., 70, 3965, 1965.
 64. R and all B. A. O., Intrusive phenomena of the Whin Sill, east of the R. North Tyne, Geol. Mag., 96, 385, 1959.
 65. R ast N., D iggens J. N., Rast D. E., Triassic rocks of the Isle of Mull, Proc.
- geol. Soc. Lond., No 1645, 299, 1968.
- 66. Reynolds D. L., Calderas and ring-complexes, Nederl. geol.-Mijnb. Gen. Verh. geol. Ser. (Brouwer Volume), 16, 355, 1956.
- 67. Richey J. E., Tertiary ring structures in Britain, Trans. geol. Soc. Glasg., 19. 42. 1932.
- 68. Richey J. E., The dykes of Scotland, Trans. Edinb. geol. Soc., 13, 393, 1939.
- 69. Rittmann A., Volcanoes and their activity, Interscience, New York, 1962. [CM. русский перевод: А. Ритман, Вулканы и их деятельность, ИЛ, М., 1962.] 70. Roberts J. L., The emplacement of the main Glencoe fault intrusion at Stob Mhic
- Mhartuin, Geol. Mag., 103, 299, 1966a. 71. Roherts J. L., 1966b. Ignimbrite cruptions in the volcanic history of the Glencoe

- Roberts J. L., 1966. ignimbrite ecuptions in the volcanic history of the Glencoe Cauldron Subsidence. Geol. J., 5, 173, 1966b.
 Robson G. R., Barr K. G., The effect of stress on faulting and minor intrusions in the vicinity of a magma body. Bull. volcan., 27, 315, 1964.
 Robson G. R., Barr K. G., Luna L. C., Extension failure: an earthquake mechanism. Nature, Lond., 218, 28, 1968.
 Dension S. M. C. Land, 218, 28, 1968.
- 74. Runcorn S. K., Ed., International dictionary of geophysics. Perg., Oxf., 1967.
- 75. Sanford A. R., Analytical and experimental study of simple geological structures, Bull. geol. Soc. Am., 70, 19, 1959.

- 76. Savin G. N., Stress concentration around holes. Pergamon, Oxford, 1961.
 77. Scheidegger A. E., Principles of geodynamics, 2nd ed. Springer. Berlin, 1963.
 78. Secora D. T., Role of fluid pressure in jointing, Am. J. Sci., 263, 633, 1965.
 79. Shiells K. A. G., The geological structure of North-east Northumberland, Trans.

- B. STRUCTTS N. A. G., the geological structure of North-east Northumberland, Trans. R. Soc. Edinb., 65, 449, 1964.
 80. Sternberg E., Three-dimensional stress concentrations in the theory of elasticity, Appl. mech. Rev., 11, 1, 1958.
 81. Taylor G. L. The formation of emulsions in definable fields of flow, Proc. R. Soc., 46A, 501, 1934.
- 82. Terzaghi K., Richart F. E., Stresses in rock around cavities, Geotechnique, 3, 57, 1952.
- 83. Timoshenko S., Goodier J. N., Theory of elasticity, 2nd ed., McGraw-Hill, New York, 1951.
- 84. Tremlett W. E., Stress release and magma formation in orogenic and post-orogenic phases, Bull. volcan., 28, 369, 1965.
- 85 Turner D. C., Ring structures in the Sara-Fier Younger granite complex, northern
- Nigeria, Q. J. gool. Soc. Lond., 119, 345, 1963. 86. Tyrell G. W., Sandford K. S., Geology and petrology of the dolerites of Spitzbergen, Proc. R. Soc. Edinb., 53, 284, 1933.
- 87. Uffen R. J., On the origin of rock magma, J. geophys. Res., 64, 117, 1959.
- 88. Uffen R. J., Jessop A. M., The stress release hypothesis of magma formation,
- 80. V I of a v e t s V. I., Achievements of modern geological volcanology and its trends, Earth-Sci. Rev., 2, 151, 1966.
 90. W a g e r L. R., D e e r W. A., A dyke-swarm and crustal flexure in East Greenland, Comparison of the statement of the
- Geol. Mag., 75, 39, 4038. 91. Walker F., The underground phase of volcanic activity, Pap. Proc. R. Soc. Tasm.,
- 93. 71. 1957.
- Webb P. N., McKelvey K., Geological investigations in South Victoria Land Antarctica, N. Z. J. Geol. Geophys., 2, 120, 1959.
 Williams C. E., Carbonatite structure: Tororo Hills, Geol. Mag., 89, 1952.
- 94. Williams H., Calderas and their origin, Univ. Calif. Publ. geol. Sci., 25, 239, 1941.
- 95. Williams H., Problems and progress in volcanology, Q. J. geol. Soc. Lond., 1954.
- 96. Wisser E., Oxidation subsidence at Bisbee, Arizona, Econ. Geol., 22, 761, 1927, 97. Yoder H. S., jun., Change of melting point of diopside with pressure, J. Geol.,
- 60, 364, 1952.

ОБСУЖДЕНИЕ

ЗАРОЖДЕНИЕ, ПОДЪЕМ И СТАНОВЛЕНИЕ МАГМ

H. Pacm

Проблемы

Цель настоящего обзора — подвести итоги докладов и диспутов, имевших место на симпозиуме по механизму интрузии магмы. При этом одновременно проанализированы и все относящиеся к этой проблеме опубликованные данные. Вместе с тем автор понимаст, что так называемый «беспристрастный» обзор невозможен; оп высказывает и свои собственные соображения, отчетливо разграничивая, однако, свои взгляды и выводы других участников симпозиума.

В исследовании интрузивной деятельности издавна существуют два традиционных подхода. Первый и наиболее ранний, начало которому положил Хеттон, заключается в изучении механизма магматической деятельности на основании прямых полевых наблюдений. Сторонники Розенбуша --главы второй школы — стремятся оценить последовательность магматизма, исходя из петрографических наблюдений. В последние десятилетия исследования хеттоновского направления дополнились детальными полевыми наблюдениями, а также данными геофизических съемок и изучения механических свойств горных пород. Вместе с тем розенбущевское направление в настоящее время логически расширилось за счет новейших геохимических и петрологических методик. Оба подхода к изучению магматизма внесли большой вклад в теорию интрузии магмы. Сейчас наблюдается значительное сближение этих школ, причем характерно стремление ко все более точному определению условий размещения, возраста, формы и эволюции состава интрузивных тел. В настоящем обзоре практически не будут рассматриваться результаты изотопных исследований магматических пород, весьма подробно освещенные в ряде недавно опубликованных работ [28, 19, 24, 43 и др.]. Детальнее будут разобраны другие аспекты явления интрузии магмы.

Полевые геологи уже давно осознали факт неравномерности проявления и изменчивости по составу интрузивной деятельности в пространстве и во времени. В Великобритании Рид [56], большой знаток и неутомимый исследователь гранитов и связанных с ними глубинных тел, подчеркивал существование так называемых плутонических ассоциаций в иротивовес вулканическим ассоциациям Кеннеди и Андерсона [30]. Выделение этих существенно различных ассоциаций привело в свою очередь к полезному представлению о субвулканических интрузивах умеренных размеров, которые противопоставлялись значительно более крупным интрузившым телам типа батолитов, как правило, лишенным прямой связи с вулканизмом. Некоторые участники настоящего симпозиума, в том числе Данем, Стилмен и частично Робертс, обсудили ряд вопросов, касающихся становления субвулканических интрузивов в неорогенных регионах. Другие рассмотрели крупные и мелкие независимые интрузивы в различной геологической обстановке. В одних случаях это были массивы древнего фундамента, папример массивы Гренландии (Бриджуотер и Ко) или Бушвелдский комплекс в Африке (Кинг). Была описана интрузивная деятельность в орогенных поясах, в частности в каледонидах Ирландии (Лик) и Норвегии (Старт). Питчер в специальном докладе осветил результаты исследований, проведенных им и его сотрудниками в орогенном поясе в Перу. Эти работы особенно ясно-

показали. что современное распредение интрузивов следует связывать с тектоническими движениями и деформацией. Лик подчеркнул единство ультраосновных интрузивов Коннемары, Ирландия, и показал, что они, вероятно, представляют собой части единой крупной интрузии, разобшенной в пропессе опогенных леформаций. В результате летальных исследований он пришел к выволу, что так называемые альпинотипные перилотиты принпипиально не отличаются от ультраосновных расслоенных интрузивов неорогенных регионов. В известной мере эти выволы Лика были полготовлены работой Ротитейна [61] по интрузиву Даврос в Коннемаре, где этот исследователь обнаружил первичную магматическую расслоенность, пережившую наложенные деформацию и метаморфизм. С пругой стороны, дайки габбро. описанные Бриджуотером и Ко в глубоко вскрытом эрозией докембрийском фундаменте Гренландии, видимо, имеют дипь немногочисленные глубинные аналоги. Аптон и Уодсуорт детально описали интравулканические интрузивы хорошо вскрытого эрозией конуса Реюньона. Тазиев, к сожалению, только очень кратко упоминает о давовых куподах, которые частично имеют экструзивную, а частично интрузивную природу. Тем не менее при любом анализе интрузивных тел в целом эти образования, конечно, слепует учитывать. В последние годы им был посвящен ряд работ, в частности работы Шириняна и Карапетяна [67], а также Уокера [75]. Многие положения, высказанные на симпознуме по поводу взаимосвязи интрузивного магматизма и вулканизма, позволили автору настоящей статьи представить классификацию интрузивов, основанную па характере их соотношений с поверхностной вулканической деятельностью (табл. 1).

Таблица 1

Тип интрузива	Форма и общая характеристика				
Кратерные	Частично интрузивные, а частично экструзивные купола вязкой магмы (жерловины)				
Питравулканические	Мелкие силлоподобные, дайкообразные и штоковидные тела, часто взаимосвязанные и образующие сложную сеть				
Субвулканические	Конические слои, кольцевые дайки, силлы, радиальные дай- ки, мелкие штоки и т. д.				
Гипабиссатьные (невул- канические)	Обычно силлы, дайки и лакколиты, особенно в районах без цроявлений поверхностного вулкацизма или с пезначитель- ным его проявлением				
Паутонические (глубии- цые певулканические)	Лополиты, крупные силлы, штоки, глубинные дайки, бато- литы (но см. [20, 25])				

Классификация интрузивов по признаку глубинности становления

Из всех приведенных в этой таблице подразделений особенно резкие различия в зависимости от приуроченности к определенной обстановке — оронеорогенной — обнаруживают плутонические интрузивы. генной или В современных срезах батолиты явно тяготеют к регионам орогенной деформации. В настоящей статье они рассматриваются как невулканические образования, однако, возможно, в ряде случаев с ними был связан и поверхностный вулканизм. Доказательства, подтверждающие это положение, пока отсутствуют, но в некоторых районах Франции, например, описаны переходы от поверхностных вулканических пород к относительно глубинному плутопическому магматическому очагу с образованием батолитов [20]. Несколько лет назад Устиев [73] выдвинул идею о вулкано-плутонических ассоциациях и указал на ее особепно важное значение для орогенных поясов. Па настоящем симпознуме этот исследователь детально разобрал вопрос о последовательности развития магматизма в орогенных прясах и проиллюстрировал ее многочисленными примерами по территории СССР и некоторых прилегающих к нему стран. Все эти сведения были изложены под углом зрения автора на характер развития орогенических циклов. Устиев показал, что к концу синорогенной фазы плутонизма неизменно генерируются огромные гранитные батолиты. Действительно, общеизвестно, что крупные сложные интрузивы, называемые батолитами, по своим размерам значительно превышают интрузивные тела кратогенных регионов. К сожалению, термин «батолит» часто весьма некритически используют для обозначения самых различных интрузивов кислого состава. Рид [56], рассмотрев геологические особенности батолитов, предложил называть генетически родственные тела этого типа «гранитной серией».

На современных эрозионных срезах выделяют два тица батолитов. Первый из них, или батолиты Дели, представлен секущими интрузивными телами высоких уровней земной коры с резкими контактами, окруженными более или менее выраженными термическими ореолами. Обычно можно показать, что эти батолиты состоят из нескольких относительно мелких тел [38. 25]. Ко второму типу, или к батолитам Зюсса, относятся гигантские тела. сложенные, как правило, сланцеватыми породами, с постеценными контактами с вмешающей средой [62, 18]. Батолиты этого типа вплоть по послепнего времени рассматривались как продукты высокотемпературного глубинного метасоматоза, и даже совсем недавно Кинг [31] с жаром отстаивал эту точку зрения. Однако более широко распространено мнение, что такие гнейсовилные породы представляют собой продукты частичного плавления на месте и, видимо, залегают там, где проявлялся апатексис. Что касается батолитов Дели, то здесь также существуют различные точки зрения. В соответствии с одной из них эти тела образовались в результате перемещения на высокие уровни мобилизованных продуктов глубинного частичного или полного анатексиса. Некоторые исследователи считают, что гранитные расплавы в этом случае поступали с еще большей глубины и возникли в результате дифференциации вещества мантии. В последнее время эту проблему пытались рецить с помощью данных, полученных при изучении изотопного отношения Sr⁸⁷/Sr⁸⁶, однако полученные данные позволяли принять обе выдвинутые гипотезы. На основании изучения третичных гранитов Британо-Исландской петрографической провинции был сделан, например, вывод о генерации некоторых гранитов за счет материала мантии [44, 45]. В то же время ряд массивов этого региона, очевидно, образовался за счет частичного плавления пород земной коры (ср. [10]).

В связи с рассматриваемой проблемой большой интерес представляет статья Ботта и др. В результате изучения гранитного массива Бодмин-Мур. Корнуэлл, эти авторы пришли к выводу, что батолит, или скорее шток. Бодмин-Мур протягивается вниз в виде цилиндрического тела до глубины около 12 км и не ограничен снизу каким-либо резким контактом. На вопрос Файфа о возможности более точного определения нижней поверхности этого цилиндрического тела Ботт ответил, что современные геофизические методы позволяют определить наклон круто падающих боковых стенок интрузива [9], но не дают возможности в деталях оценить его подземное строение. В отношении происхождения штока Бодмин-Мур Ботт и др. предложили две гипотезы. В соответствии с первой из них должно было происходить частичное плавление материала нижней коры, а в соответствии со второй — полное выплавление слоя гранитного состава, залегающего в нижней коре между основными породами [7]. Проблема определения места зарождения гранитных магм является частью более общей проблемы места образования магм вообще как исходной точки интрузивного процесса в целом. На симпозиуме эта проблема рассматривалась лишь частично, однако в настоящей статье целесообразно привести обзор современных представлений по данному вопросу.

Многие участники симпозиума останавливались на природе процессов подъема магмы. Специфические условия, необходимые для восходящей миграции гранитных магм, особенно подробно рассмотрены в статьях Рамберга, Файфа, Харриса и др. В модели Рамберга и Файфа в качестве главной движущей силы предполагается гравитация. Харрис и его соавторы в основном касаются химизма процесса. Даже в большей мере, чем применительно к гранитным магмам, ощущается потребность в объяснении природы подъема базальтовых магм. На настоящем симпозиуме этот вопрос был затронут Робертсом, а также автором.

Третья группа проблем, рассмотренных участниками симпозиума, форма реальных интрузивов и механические аспекты интрузивного процесса. Огромное разнообразие интрузивных тел, несомненно, объясняется соответствующими различиями локальных условий. Тем не менее могут быть сделаны некоторые полезные обобщения. Отдельные участники симпозиума с полевым уклоном исследований (например, Данем) механизму интрузивной цеятельности улеляли особое внимание. Но практически все авторы привели те или иные важные данные, способствующие пониманию этого механизма. Огромный объем опубликованной литературы по пайкам еще не показывает. что этот предмет рассмотрен исчерпывающе. Полезно напомнить высказывание Бриджуотера о дайках: «Во многих природных рядах пород, например от базальтов до сиенитов, способность к внедрению часто явно понижастся от относительно основных (тяжелых) пород. внедренных насильственно. к более дифференцированным (легким) породам, внедрение которых происходит в условиях растяжения, весьма пассивно, с проявлением таких механизмов становления, как обрушение кровли». Важной проблеме насильственного внедрения (инъекции) основных магм автор настоящей статьи уделяет специальное внимание.

Обширную дискуссию на симпознуме вызвала группа взаимосвязанных проблем, касающихся места зарождеция, механизма подъема и природы становления магм. Ниже автор излагает эту дискуссию в несколько сокращенной форме, дополняя се собственными выводами и наблюдениями.

Зарождение магм

В настоящем разделе рассматривается вопрос о месте зарождения магм. Глубина зарождения магм оценивается по вулканическим центрам, обычно извергающим базальтовые лавы. Количественная сторона методов такой оценки зависит от детальности геофизической информации (например, [17]). Полученные при таких оценках пределы глубин позволяют предполагать, что базальтовые магмы возникают обычно в верхней мантии (табл. 2).

Таблица 2

Paiton	Метод оценки	Предполагаемая глубина, км	Наблюдатель
Камчатка	Сейсмический	4	Горшков [21]
Гавайн	Микросейсмический	50	Итон и Мурата [17]
Лопеви, Новые Геб- риды	Глубинная сейсмомет- рия	180	Бло и Приам [6]
Амбрим, Новые Геб- риды	То же	200 ± 50	То же
Исландия	Электромагнитиая ин- дукция	30	Германс и Гарлапд [26]

Глубина магматических очагов
Косвенные методы решения этого вопроса [64, 33], в которых также используются геофизические данные, свидетельствуют о том, что магматические камеры, питающие вулканы в континентальных условиях, располагаются в мантии.

Симоцуру [64, 65] в своих подсчетах использовал высокие значения коэффициентов Пуассона и данные геофизических исследований верхней мантии в вулканических регионах с изучением волн Лява и Рэлен. Подсчеты этого исследователя показали, что магматические камеры и окружающие их сферические оболочки, в которых проявляются землетряссния, располагаются под океаническими вулканами на глубинах 60—150 км, а в континентальных регионах на глубинах 150—250 км.

Кубота и Берг [33] провели детальные исследования в районе Катмаи. Аляска, с использованием сети сейсмических станций, работающих по так называемому теневому методу регистрации сейсмических волн. Было установлено, что здесь существует не менее десяти возможных магматических камер. Применявшийся ими метол основан на том, что волны S от тектонических землетрясений не проходят сквозь жидкость, и в связи с этим вокруг магматических камер возникает теневая зона. При наличии общирной сети сейсмических станций положение таких теневых зон и магматических камер может быть определено достаточно точно. Удалось установить, что размеры десяти выявленных камер увеличиваются с глубиной. Так, наименее глубокая из них, располагающаяся в 8-10 км от поверхности, имеет размеры около 5 imes 2 imes 2 км, а самая глубокая, расположенная более чем в 50 км от поверхности, т. е. полностью внутри верхней мантии, имеет общую высоту не менее нескольких километров и горизонтальные размеры около 50 × 20 км. В последнем случае не исключено, что была зафиксирована область с многочисленными относительно мелкими и близко расположенными камерами. Можно прелполагать, что между самой глубокой камерой и значительно меньшей, расположенной на глубине около 20 км, существует узкий связующий проволник. Горшков указывает на возможность существования подобных проволников между нижними камерами и камерами, располагающимися непосредственно в субвулканической обстановке. Весьма интересно выявленное сосуществование крупных мантийных и мелких коровых камер, поскольку верхнис камеры по мере консолидации могут непосредственно переходить во вскрытые эрозией интрузивы основного состава. Под вулканом Безымянным на Камчатке Горшков [21] установил субвулканическую магматическую камеру на глубине около 4 км. Совершенно очевидно, что такое тело даже в результате умеренной эрозии, которая, например, проявилась на острове Малл. Шотландия, обнажится на дневной поверхности.

Неглубокие субвулканические магматические камеры обнаружены на Гавайских островах. Малахов и Вуллард [41] описали цилиндрические сложные штоки тяжелого материала (3,2 г/см³) в пределах интервала глубины от 1 до 23 км. Эти штоки имеют эллиптическое поперечное сечение; горизонтальные размеры наибольшего из них составляют 20 × 10 км. Центры штоков зафиксированы по положению магнитных и гравитационных апомалий. Поскольку величина одной из таких магнитных аномалий (Килауза) очень незначительна, авторы полагают, что большая часть штока все еще находится в сильно прогретом состоянии при температурах выше точки Кюри. Весьма вероятно, что положительные аномалии силы тяжести третичных вулканических комплексов Шотландии [42] обусловлены аналогичным явлением. Данем описал поверхностную часть штока острова Рам. Уместно вспомнить, что в ходе дискуссии Уодсуорт спросил Данема, почему «вскрытая площадь ультраосновных пород Рама эксцентрична по отношению к гравитационной аномалии». Ответ на этот вопрос можно найти в работе Малахова и Вулларда, которые показали, что магнитные аномалии гораздо точнее, чем гравитационные, позволяют определить положение центров магматических штоков.

Симоцуру [64] полагает, что глубокие магматические камеры под континентами располагаются на большей глубине, чем под океанами, однако в пользу этого положения не было приведено убедительных доказательств. Тем не менее и Куно [34, 35], рассматривая соотношения базальтовых извержений и фокусов землетрясений под Японией, высказал предположение, что области генерации базальтовой магмы последовательно располагаются на большей глубине при движении в сторону континента. Так, у берегов Тихого океана они зафиксированы на глубине 100 км, а под Японским морем — на глубине 350 км.

В рассмотренных выше работах сделаны выводы об эллицсоидальной или пилиндрической форме магматических камер. Однако для Этны на Сицилии геофизическими методами была установлена крупная пластинообразная магматическая камера [40]. Аптон и Уодсуорт высказали предположение о существовании плоских магматических камер для океанических областей. Эти исследователи пришли к выводу, что под вулканом острова Реюньон магматическая камера эволюционировала от сложного штока мелких карманов магмы, которые, сливаясь, в конечном счете образовали общирную горизонтальную пластообразную камеру с пентральным куполовидным взлутием. С учетом сведений. приведенных Куботой и Бергом [33], можно считать, что плоские субвулканические интрузивные тела базальтоидных вулканов цитались из более крупных и глубже располагавшихся магматических камер. Вероятно также, что в относительно крупных плоских субвулканических камерах происходила дифференциация магмы, как это и предполагают Аптон и Уодсуорт. Таким образом, нельзя отвергать представления, согласно которому такие крупные магматические тела в орогенных зонах, как тело Сёрой. описанное Стартом, представляли собой некогда магматические камеры. Старт указывал на нормальный характер габброидов изученного им массива, которые во всем подобны апалогичным породам неорогенных областей. Ассопиация силлов и лав в далдедских комплексах юго-зацадных нагорий Шотландии (ср. [1]) позволяет предполагать, что силлы представляют собой части вулканического комплекса или даже настоящие магматические камеры.

Коровые магматические камеры, имеющие общий базальтовый состав, возможно, представляют собой места дифференциации пород кислого и среднего состава, выделившихся из мантии. Так, Бранч [10] описал риодацитовые сваренные туфы с отношением Sr⁸⁷/Sr⁸⁶, равным 0,701—0,703. Это позволило предположить, что магма испытала дифференциацию с отделением кислой магмы в верхней мантии или в нижней части земной коры (ср. [48]). Однако дифференциация в верхней мантии едва ли возможна вследствие существовання там слишком высоких температур (фиг. 1).

Более правильно считать, что быстрая дифференциация основной магмы происходит на довольно высоких горизонтах. В связи с этим вряд ли можно считать, что в результате процессов, протекавших непосредственно в маштии, могли возникнуть крупные гранитные батолиты. Это положение можно было бы принять лишь в том случае, если допустить, что верхняя маштия в ерогенических регионах характеризуется сильно пониженными температурами.

Маловероятно также предположение о зпачительной дифференциации в наименее глубинных (субвулкапических) магматических камерах. Этот вопрос был затронут Мак-Кензи, который, обсуждая статью Аптона и Уодсуорта о дифференцированной серии Реюньона, высказал предположение, что дифференциация проявлялась скорее в глубинной, а не в субвулканичсской магматической камере. По мнению Бранча [10], риодацитовые пепловые потоки Джорджтауна, Австралия, произошли из верхних горизонтов (глубина около 8 км) магматической камеры, а лавы — из глубинпой (нижняя кора) ее части. В этом случае, конечно, возможно, как уже отмечалось выше,



Фиг. 1. Соотношения магм с условиями PTв континентальной земной коре (пспользованы данные Бейли, Харрпса и др.).

Заштрихованы области, соответств ующие условиям ответствующие условиям насыщения H₁O между со-лидусом (G_S) и ликвидусом (G1) гранита, а также солидусом (B_S) и ликвидусом (В,) базальта. Условия на площади между кривыми G_{1.} и Вс над линией повышенного геотермического градиента могут отражать условия. в которых возможен анатексяс гранитов на высоких уровнях в контакте с горячими основными магмами. Горязонтальными пунктирлиниями показаны ными различные **УСТАНОВЛЕННЫЕ** уровни магматических камер

что камера, располагающаяся в нижней коре, в свою очередь связана с еще более глубинной магмой в мантии.

Даже если принять положение о комплексе взаимосвязанных камер, все-таки остается неясным, каким образом могли возникнуть за счет мантии крупные интрузивные тела типа Великого Перуанского батолита. Питчер в своем докладе о Перуанском батолите высказался против представления о его мантийном происхождении. Если гранитоиды возникли в результате дифференциации, то главная магматическая камера в мантии, в которой мог происходить этот процесс, должна была бы иметь грандиозные размеры, во много раз превышающие массу батолита. Здесь, однако, следует учесть сообщение Денниса об аномально низких скоростях сейсмических волн под некоторыми орогеническими поясами. Это может указывать на существование очень крупных резервуаров расплавленных или частично расплавленных базальтовых магм ниже таких орогенических зон. Однако если это предположение справедливо, то фактическое отсутствие поверхности прерывности Мохоровичича в этих регионах свидетельствует о расплавленном состоянии части нижней коры. Следовательно, можно сделать вывод, что значительная часть гранитной магмы в батолитах имеет анатектическую природу.

Теперь уместно обратиться к вопросу о причинах зарождения базальтовой магмы в мантии. Во взглядах на этот вопрос существуют значительные расхождения. В настоящее время имеются три наиболее известные гипотезы: а) гипотеза восходящего движения горячих конвективных течений; б) гипотеза снятия напряжения в мантии и в) гипотеза дегазации мантии.

Наиболее ревностным сторонником гипотезы восходящих горячих проницающих конвективных течений на симпозиуме выступил Элдер. По мнению Элдера, конвекция, зарождаясь в нижней мантии, проницает верхнюю мантию, обусловливая интрузивную деятельность и в конечном счете вулканизм земной коры. Элдер говорит о всплывающих элементах, отделившихся от нижней мантии (или от так называемой зоны пониженных скоростей прохождения волн), которые, подобно карандашу, протыкают верхнюю мантию, вызывая в процессе своего движения частичное плавление. Возникший расплавленный материал поднимается вверх сквозь поры литотермальной системы. Возможно, упоминавшиеся ранее мантийные магматические камеры и представляют собой скопления капель расплавленного материала в верх-

них частях восходящих потоков проницающей конвекции. В процессе подъема крупные капли могут распадаться на относительно мелкие, а за счет последних в свою очерець возможно возникновение отдельных интрузивов. Парк и Леннис заинтересовались соотношением концепции Элдера и гипотезы зонной плавки. Эллер и Гесс полагают, что представление о зонной плавке можно легко совместить с идеей литотермальной системы. По меде восхожления капель в верхней мантии происходит частичное плавление, в пропессе которого на месте остается твердый нерасплавившийся остаток. Раст указал, что в случае местной неоднородности верхней мантии и существования там неподвижных иля даже опускающихся астенолитов [5], допустим, эклогитового состава [58], последние при встрече с восходящими конвективными течениями полины, вероятно, очень быстро и почти нацело расплавляться, как это и установлено пля эклогитов. Возможно, именно в результате такого внезапного плавления крупных эклогитовых астенолитов и проявились кратковременные эпизопы генерации крупнейших масс базальтовой давы или внепрения таких крупных интрузивов, как Брушвелдский или Дулутский. По мнепию Рингвуда и Грина [58], при частичном плавлении эклогитов не могут возникать магмы среднего состава. Последнее было бы возможно лишь в том случае, если бы химический состав эклогитов давал непрерывные ряды, которые, однако, до сих пор не установлены. Предложенная автором гипотеза позволяет объяснить выводы Джеймисона. Последний, обсуждая статью Стилмена, показал, что, несмотря на близость состава лав Карру и Северного кольцевого комплекса, описанного Стилменом, имеются геохимические разлачия между магмами этих двух ассоциаций. По данным Джеймисона. «для дав характерны K, Ti, P, Ba, Sc, которые присутствуют в количествах, значительно превышающих нормальные или средние для толеитовых базальтондов. Отношение K₂O/Na₂O часто превышает 1, а среднее содержание Ва и Sr составляет для каждого около 800 ч. на млн. Это своеобразие химического состава базальтоидов совершенно не проявляется в габбро кольцевого комплекса. Таким образом, внутри одной крупной магматической провинции фактически существуют две самостоятельные петрохимические провинции». По мнению Раста, подмеченные Джеймисоном соотношения можно объяснить плавлением двух отдельных астенолитов под воздействием единого восходящего проницающего течения. Конечно, возможна и другая интерпретация, теоретически обоснованная Джеймисоном. В соответствии с этой точкой зрения обе магмы возникли в результате дифференциации единого исходного расплава в процессе его подъема и в магматических камерах, находящихся в условиях разного давления.

Ряд явлений можно объяснить периодическим проникновением в нижнюю кору термических течений типа предположенных Элдером. Бриджуотер, Сейднер и Деннис независимо друг от друга подчеркнули очень важное явление периодического проявления магматической деятельности близкого типа в течение очень длительных периодов времени. Бриджуотер упомянул о магматизме Кольского полуострова, где щелочные породы формировались 2300 млн. лет, 1600 млн. лет и 290 млн. лет назад. Сейднер и Деннис охарактеризовали граниты Дамара в Африке, которые при резких различиях в абсолютном возрасте обнаруживают полное сходство по обогащенности оловом и вольфрамом. Деннис полагает, что граниты заимствовали эти элементы из окружающих осадочных пород. Специфические особенности магматизма Кольского полуострова и Дамары можно объяснять неоднократным плавлением нижней коры под воздействием восходящих проницающих течений. Очевидно, в благоприятной тектонической обстановке такие течения могут проявляться неоднократно в истории Земли приблизительно в одном и том же месте.

Схему Элдера можно было бы рассматривать не только применительно к генерации крупных линейных батолитов, если бы можно было отрешиться

от несомненной концентрации проницающих термических потоков в орогенических поясах. Фактически в настоящее время еще отсутствует удовлетворительное объяснение высоких тепловых потоков орогенических регионов, и ассоциация орогении, вулканизма и плутонизма еще остается нерешенной проблемой.

Механизм плавления в результате снятия папряжений, впервые прелположенный Йодером [78], позднее был рассмотрен другими авторами [71, 72]. Сушность этой концепции заключается в том, что снятие напряжений. происходящее в период крупных землетрясений, может настолько понизить ТЕМПЕДАТУРУ ПЛАВЛЕНИЯ В ОТПЕЛЬНЫХ УЧАСТКАХ МАНТИИ. ЧТО ЗЛЕСЬ НАЧНЕТСЯ плавление вешества. Эта гипотеза была использована Куно [35] лля объяснения коррелянии межлу фокусами промежуточных и глубоких землетрясений и регионами зарожления базальтовых магм на северо-запалной окраине Тихого океана. Куно и др. [36], а также Кусиро и Куно [37] предположили. что различные первичные базальтовые магмы образуются в результате частичного плавления материала мантии при различных давлениях и на разных глубинах. Дальнейшее развитие этой идеи привело Куно [36] к предположению, что участки частичного плавления мантии располагаются в крупной сколовой зоне, наклоненной в сторону от океана под Азиатский континент. В соответствии с этой схемой оливиновые базальты генерируются на глубинах 250-400 км. высокоглиноземистые базальты — в интервале 250-150 км. а толеиты — на глубинах 150—100 км. Куно поддержал предположение Аффена [71] о том, что плавление, вероятно, обусловлено сиятием сколовых напряжений. Вслед за Куно Сугимура [70] и Диккинсон [16] также высказались в поддержку представлений о прямой связи между кольцевой землетрясений и поверхностным тихоокеанской зоной вулканизмом. Маррелл указал на связь сейсмических зон с местами генерации андезитовых магм.

Однако механизм плавления в результате снятия напряжений уязвим с точки зрения законов механики. Согласно Ботту [8] и Робертсу, частичное плавление может ощутимо проявиться при снятии напряжений величиной не менее нескольких килобар, а такие перепалы напряжений не могут, как правило, проявляться на больших глубинах. Тем не менее для последнего положения можно найти несколько исключений. Так, Робертс предположил, что при быстрых вертикальных движениях земной коры без соответствующего одновременного изменения температуры горных пород в мантии (например, в орогенических поясах) снятие дополнительных напряжений может все-таки привести к плавлению вещества. В любом случае понижение точки плавления может быть обусловлено высоким содержанием летучих в отдельных участках мантии (например, в сейсмической сколовой зоне или в результате миграции летучих в участки пониженного напряжения). Бейли [3] указывал на совпадение зон растяжения земной коры и проявлений обогащенных летучими шелочных магматических пород. Таким образом, процесс снятия напряжений в определенных участках может способствовать накоплению здесь летучих компонентов. Уайт привлек внимание к мнению Ферхугена [74] о том, что участки изменчивой энтропии (зоны трещиноватости) можпо рассматривать как потенциальные места генерации магм.

В соответствии с третьей важной гипотезой механизм генерации магмы связан исключительно с дегазацией мантии. Бейли предполагает, что парциальное плавление в глубоких частях континентальной земной коры обусловлено обогащением летучими, которые в виде эксплозивного магматизма проявляют себя весьма равномерно в геосинклипальных областях. Для объяснения раздельного проявления натрового и калиевого щелочного магматизма коптинентальных кратонов Бейли предложил гипотезу зарождения соответствующих магм в мантии на различных уровнях. При этом характер магм контролируется парциальным давлением кислорода и буферпой ролью реакций типа $C + O_2 = CO_2$. По мнению Уайта, влияние адиабатического расширения на температуру летучих может нивелироваться экзотермическими реакциями в месте выделения газа или в ходе подъема. Он высказал предположение о проявлении таких реакций, как $2H \rightarrow H_2$, $2N \rightarrow N_2$ [74], а также $2H + O \rightleftharpoons H_2O$ [15]. На более высоких горизонтах может также происходить реакция $H^+ + OH^- \rightarrow H_2O$ и подобные ей. Таким образом, представляется, что восходящие потоки летучих могут играть роль мощного фактора нагревания, обусловливающего частичное или общее плавление, т. е. фазовые превращения. Хотя Краузе и высказал сомнение в обоснованности современными данными гипотезы дегазации, она кажется весьма привлекательной, особенно для решения проблемы восхождения магм.

Вопрос об универсальной приложимости гипотезы дегазации еще предстоит решить в булушем. Можно, однако, отметить, что Харрис и его соавторы не сомневаются, что именно отделение летучих от восходящих магм приводит к формированию пород выделенной ими диатремовой ассопиации кимберлитов, лампрофиров, туффизитов и агломератов. Правда, эти авторы также указывают на возможность появления на поверхности безводных магм. Стилмен без колебаний говорит о сухих фаялитовых гранофирах неорогенной магматической провинции Нуанетси. Довольно часто бедные летучими кислые породы встречаются и в Британской третичной магматической провиннии [57]. Данные по соотношениям изотопов стронция в гранофирах Нуанетси позволили Стилмену предположить, что магма, из которой они кристаллизовались, образовалась в нижней коре или даже в мантии. Наконец, Файф подчеркнул теоретическую возможность существования широко распространенных гранитных магм, очень бедных водой. По мнению этого автора, происходит последовательное развитие гранитных магм от ранних, обогащенных водой, к поздним, прогрессивно обедняющимся этим компонентом. Однако для геологической обстановки возникновения гранитных магм установлены косвенные доказательства восхождения летучих из мантии. В тех регионах, где вскрыта подошва (фундамент) орогенических поясов, устанавливается активизация толщ основания [76], которая обычно приводит к регрессивному метаморфизму таких безводных пород, как гранулиты или чарнокиты. Обычно за счет этих пород возникают водусодержащие амфиболиты. Поскольку в данном случае совершенно исключено поступление волы сверху, приходится говорить об ее отделении из мантии.

Существуют доказательства появления в орогенических поясах магм, необычно обогащенных водой. Так, Лик указал, что породы ультраосновного и основного комплекса Коннемары сложены преимущественно ассоциацией битовнита — анортита и роговой обманки вместо обычных лабрадора и авгита, что, по его мнению, обусловлено первичным высоким давлением паров воды в несколько килобар. Краузе спросил Лика об источнике этой воды, а Фиттон захотел узнать, каким образом можно совместить метаморфизм высокой ступени в экзокоптакте описанных Ликом интрузивов с предположительно низкотемпературной водной магмой. Лик не смог объяснить. откуда постуцала вода в столь высокотемпературной обстаповке. Однако если принять механизм плавления с участием дегазации магмы, предложенный Бейли, то можно допустить существование основных магм, сильно обогащенных летучими.

Важное значение, кроме воды, могут иметь и другие летучие. Так, присутствие первичного скаполита в кимберлитовых трубках [39] свидетельствует о наличии ощутимых количеств CO₂, SO₂ и хлора в верхней мантии. По мнению Мак-Кензи, возможность достижения безводными пантеллеритовыми магмами поверхности связана с обогащенностью их хлором. По мнению Ллойда, многие пепловые отложения, вероятно, представляют собой эквиваленты глубинных гранитных магм, в связи с чем представление (ср. Харрис и др.) о редкости проявления таких расплавов на поверхности, очевидно, преувеличено. Такие эксплозивные гранитные магмы высоких уровней могут быть в действительности обогащены не столько водой, сколько другими летучими.

Все вышеизложенное основано на предположении, что первичные магмы возникают в результате частичного плавления перидотитового вещества (пиролита) мантии. Однако имеются указания на возможность проявления общего плавления материала мантии. Самые убедительные доказательства получены в результате изучения процесса подъема магм сквозь мантию и земную кору.

Подъем магм

Безотносительно к вопросу о месте образования магм, природа и механизм их подъема к месту извержения или становления интрузивных тел представляют собой важную петрологическую проблему. При рассмотрении этой проблемы выдвигаются следующие общие гипотезы: а) магмы поднимаются в результате присущей им плавучести; б) подъем магм обусловлен истечением таза и вскипанием; в) в результате проявления тектонических процессов к поверхности могут выжиматься твердые или полутвердые магматические породы; г) подъем магм обусловлен давлением, возникшим в процессе плавления верхней мантии.

Гипотеза плавучести. Эта гипотеза пользуется широким распространением, хотя часто используется некритически. Вопрос о возможности ее приложения к гранитным и другим кислым магмам детально рассматривался Рамбергом, Файфом, Элдером, а также в той или ипой мере многими другими участниками симпозиума. В основе этой гипотезы лежит представление о подъеме легкой гранитной магмы сквозь более тяжелые мантию и нижнюю кору. Экспериментальное воспроизведение магматизма с использованием центрифуги, выполненное Рамбергом, особенно убедительно доказывает вероятность такого пропесса. Кроме того, Файф повторно провел эксперименты Гроута [23], более качественные, чем опыты Рамберга. В результате экспериментов Рамберга была разработана концепция о диацироподобном виедрении гранитных тел, которые при окончательном становлении в земной коре приобретают куполовидную всрхнюю поверхность, а снизу имеют характер синклинального кольцеобразного прогиба. Рамберг провел две серии экспериментов. В первой серии опытов в качестве всплывающих элементов использовались порции кремниевого порошка, а в качестве среды, сквозь которую они поднимались, — формовочная глина и малярная замазка. Вязкость этих двух сред различалась примерно в 10⁻². В этих опытах и были получены уже упомянутые диапироподобные купола. Во второй серии экспериментов в качестве всплывающих масс использовались растворы КMnO₄, а в качестве среды, сквозь которую они проникали, — малярная замазка. Различие в вязкости этих двух веществ достигало 10-10. Во второй серии опытов наблюдалась картина проникновения легкого вещества по узким неправильным каналам. На основании этих пвух серий опытов Рамберг высказал предположение, что диапаровые купола и гранитные батолиты формируются как существенно твердые тела без сколько-нибудь заметной роли жидкой фракции. С другой стороны, движение истинно жидкостной магмы (ср. KMnO₄) в земной коре осуществляется благодаря обрушению вышележащей толщи пород, в связи с чем жидкость выжимается в сложную сеть интрузивов. По расчетам Файфа, вязкость восходящих гранитных тел должна быть порядка 10²⁰ П. Тем не менее этот исследователь говорит о скорее стекловатом, нежели кристаллическом состоянии таких поднимающихся тел. В настоящее время мы еще не можем с уверенностью считать, что вещество при становлении гранитов имеет такую высокую вязкость, по крайней мере в отношении некоторых плутонов высоких горизонтов земной коры,

особенно в тех случаях, когда они обнаруживают явно секущие контакты. Шипулин [66] описал сложную историю интрузивного магматизма в Дашкесане (Кавказ), где в штокообразных цилиндрических интрузивах кислых пород присутствуют многочисленные гетерогенные и более или менее беспорядочно распределенные ксенолиты. Подобные соотношения автор объясняет конвективными движениями магмы в момент становления массивов, которые достаточно быстро растаскивали ксенолиты и вызывали гомогенизацию магмы. Возможно, конечно, что такие интенсивные внутренние движения в некоторых поднимающихся днапирах обусловлены не столько течениями жидкости, сколько процессами флюидизации. Тем не менее гипотезу Файфа о внедрении гранитоидов в виде куполов очень вязкого стекловатого материала следуст принимать с известной осторожностью. Действительно, убедительные доказательства большой вязкости гранитных плутонов установлены лишь для массивов, располагающихся в самых высоких горизонтах земной коры (Питчер).

Эту гипотезу надлежит проверить и с точки зрения последовательности событий в процессе кристаллизации внедрившегося материала. Сам Файф указал, что образование центров кристаллизации в переохлажденном гранитном стекле происходит с большим трудом. Парсонс при обсуждении статьи Харриса и др. на основании работы Шоу [63] предположил, что даже после переохлаждения может происходить дальнейшее фракционирование.

Хотя гипотеза плавучести представляет собой основу, на которой твердо покоится представление о подъеме гранитных магм, окончательное решение этой проблемы связано еще с многочисленными затруднениями. Серия экспериментов, проведенных Рамбергом и его сотрудниками, как указал Уоткинс, нуждается в дальнейшем развитии с обоснованием изменений скорости деформации. В частности, до сих пор еще неизвестна скорость становления куполов на высоких горизонтах земной коры. Парк отметил, что характер распространения таких куполовидных тел может определяться несколькими факторами, проявляющимися в среде их становления. На основании экспериментов в камерах ограниченных размеров Поллард пришел к выводу, что границы этих камер определенным образом влияют на положение и симметрию поднимающегося купола. Наконец, установлен факт локализации интрузивов в самых высоких горизонтах земной коры в весьма хрупкой среде. Отвечая Полларду, Рамберг указал, что во всех проведенных экспериментах практически не проявлялось хрупкое поведение налегающей массы. В настоящее время главные недостатки гипотезы плавучести заключаются в ее неспособности объяснить подъем основных магм, которые, судя по полевым данным, приведенным Бриджуотером, иногда внедряются под давлением. В связи с этим следует заметить, что если кислые магмы обычно обладают большей плавучестью, чем верхняя кора, то основные магмы менее плавучи, а ультраосновные магмы, если таковые вообще существуют, имеют даже меньшую плавучесть, чем нижняя кора. Ранее в качестве причины подъема таких тяжелых магм рассматривали изостатическое, гидростатическое давление перекрывающих толщ земной коры. Сейчас следует считать это мнение ошибочным, поскольку, во-первых, оно совершенно непригодно для объяснения эволюции магматических камер небольших размеров, а во-вторых, как это показал Робертс, интрузия магмы может начаться лиць при наличии избыточного давления.

Механнзм газового подъема. Эта гипотеза была впервые предложена Дели еще в 1911 г., а затем с энтузиазмом принята вулканологами, например Джеггером [29] и Ритманом [59]. Основу рассматриваемой концепции составляет представление о превращении восходящей гипомагмы, обладающей большой вязкостью и содержащей летучие в растворенном состоянии, при поступлении в верхние горизонты во вскипевшую пиромагму. С уменьшением давления газы отделяются и просачиваются сквозь твердую породу. Эта гипотеза вызвала возражения Грейтона [22], который указывал, что адиабатическое расширение газа должно было бы охлаждать поднимающуюся магму. Бейли пересмотрел приложимость гипотезы к глубинной дегазации и отметил, что при высоких давлениях эффект адиабатического расширения должен быть ничтожным. Кроме того, защитник этой гипотезы Джеггер [29] подчеркивал важную роль экзотермических эффектов отделяющихся газов. Коттон [13] ссылался на наблюдения Маршалла в кратере Нгаурухоэ (Новая Зеландия), где на выходах газовых струй прилегающие породы нагревались до белого каления. Таким образом, возможно, что газы скорее нагревают, а не охлаждают окружающие породы.

Оценивая зпачение рассматриваемой концепции, прежде всего необходимо рассмотреть возможность отделения газа от восходящих магм. Ритман [59] указывал, что свободная от газа базальтовая магма тяжелее пород земной коры, но, тем не менее, считал, что она может полниматься по горизонтов, где начинается вскипание. Затем по мере прогрессивного отделения газа пиромагма должна подниматься уже лишь вследствие уменьшения плотности. Ритман даже предположил, что само по себе существование континентальных трещинных извержений служит доказательством присутствия газа в полкоровой магме. По мнению Маррелла, польем анлезитовых магм происходит эксплозивно в результате вскипания воды, погребенной в осадках, заташенных по сейсмическим сколовым поясам пол континенты. При критическом рассмотрении вопроса о становлении силлов Робертс указал, чтомногие близповерхностные пластовые интрузивы лишены признаков вскипания, что свидетельствует об отсутствии этого процесса в восхолящих магмах, за счет которых они образовались. Наконец, в «слепых» окончаниях даек, например в третичных вулканических породах Шотландии, также не обнаружено признаков вскипания.

Гипотеза Ритмана прежде всего основана на предположении, что при вскрытии источника магмы тектоническими трещинами фактически возникает «вакуум». Это положение нельзя считать универсальным, поскольку во многих случаях тектонические движения в районах современного вулканизма выражаются в сжатии и, следовательно, в проявлении сколовых усилий. Маловероятно, что даже при вскрытии магматических масс в условиях растяжения может происходить снятие всех гравитационных (гидростатических) напряжений. Таким образом, даже если вскипание действительно представляет собой один из процессов, обусловливающих подъем магм, его нельзя считать единственной причиной подъема расплавов.

Тектоническое выжимание. Один из выводов Рамберга, основанный на результатах экспериментов с растворами КМпО₄, заключается в том, что подвижные магмы могут быть выжаты к поверхности вследствие обрушения налегающих пород. В принципе это положение сходно с представлениями Андерсона [2] о механизме образования кольцевых даек и кальдер при обрушении участков земной коры, которос обусловливает выжимание магмы, не обладающей большим внутренним давлением. Важно подчеркнуть, что подавляющее большипство кольцевых даек сложено кислыми породами, хотя Бейли и др. [4] описали кольцевую дайку Глен-Мор на острове Малл с впутренней вертикальной дифферепциацией от относительно основных пород в нижных частях до кислых в вершине (ср. [32]).

Следует отметить, что вообще неясно, может ли обрушение вызвать выжимание магмы. Обычная ассоциация игнимбритов с кальдерами свидетельствует скорее об обратных взаимоотношениях магматизма и обрушения. Вероятно, именно эксплозивная деятельность близповерхностных магматических камер вызывает обрушение кровли, а не наоборот. В частности, такой механизм образования предположен Робертсом [60] для вулканического центра Гленкое. Необходимо также подчеркнуть, что возможность процессов тектонического выжимания в глубинных условнях весьма сомнительна.

Так, если допустить ассоциацию фракционного плавления и мигматитовых комплексов, то нельзя обнаружить ни одного конкретного примера тектонического выжимания гранитной магмы из мигматитов. Вместе с тем известны примеры внедрения основных магм в обстановке высокого давления [77]. Уинлля описал амфиболитовые лайки с внутренней сланцеватостью, развившейся, вилимо, одновременно с внедрением магмы. Эти наблюления свидетельствуют об интрузии магмы под давлением, которое превышало общее лавление вмешающей среды. Несмотря на сомнения, высказанные Рамсеем и Парком, данные Уиндли кажутся убедительными, поскольку выявленная им сланиеватость в своей ориентировке следует всем неправильностям стенок лайки и не связана с пеформационной структурой вмешающих порол. Парк интересовался признаками последайкового метаморфизма и деформации вмещающих пород. На этот вопрос Уиндли ответия, что вмещающие дайку породы часто практически лишены признаков деформации, и даже анофизы главного тела дайки не претерпели деформацию или метаморфизм. Эти наблюления позволяют считать, что при формировании интрузивов тектонические факторы не играли большой роли, поскольку дайки в рассмотренном случае, несомнению, внедрялись в условиях всестороннего лавления.

Механизм увеличения объема. Краткий анализ трех главных гипотез, касающихся механизма подъема магм, ясно показывает, что они не могут убедительно объяснить подъем относительно тяжелых основных и ультраосновных магм. Между тем такие магмы, если исключить чисто вулканические продукты, представлены широко распространенными интрузивами очень крупного размера. Не находя никаких реальных сил, воздействием которых можно было бы объяснить становление таких интрузивов, некоторые авторы выдвигают самые безрассудные гипотезы. На настоящем симпозиуме эта дилемма была рассмотрена Краузе. «Астральная гипотеза происхождения Фритаунского комплекса расслоенных основных пород представляет собой рабочую концепцию, противопоставляемую строго интрузивной генетической модели. Последняя не может удовлетворительно объяснить механизм становления таких крупных тяжелых масс в самых верхних частях земной коры. До тех пор пока не удастся убедительно обосновать какой-либо обычный механизм стаповления таких интрузивных масс (вероятно, с помощью симпозиумов, подобных настоящему), не следует отвергать предлагаемых альтернативных гипотез». Эти слова были произнесены Боттом в связи с разбором основных интрузивов, не рассмотренных в его статье. Робертс и автор настоящей статьи независимо друг от друга предложили два варианта гипотезы подъема магм в результате увеличения объема. Эта гипотеза, на наш взгляд, дает ответ на дилемму, поставленную Краузе; ниже она будет рассмотрена несколько детальнее.

Если в результате снятия напряжения под влиянием течения газов или при увеличении проницающего конвективного потока начнется плавление твердого материала мантии, то произойдет увеличение объема, что вызовет давление на окружающие породы. При условии достаточно высокого местного увеличения температуры возникшее в расплаве давление должно вскоре превысить всестороннее давление, что в свою очередь обусловит хрупкие или упругие деформации перекрывающих масс и последующий подъем магмы. Конечный уровень, которого может достигнуть магма в подобной ситуации, определяется преимущественно избыточным объемом, возникшим в результате превращения твердого вещества в жидкость, а также наличием свободного пространства над областью исходного плавления. Робертс указывает, что в зависимости от гидростатического или трехосного напряженного состояния с тем или иным распределением напряжений вокруг скопления магмы должны формироваться интрузни различной формы. В таких условиях могут возникать как сколовые разрывы, так и трещины растяжения, вынолняю щиеся магмой. При этом снизу вверх должна происходить смена интрузий в условиях сжатия, локализующихся в сколовых нарушениях, интрузиями растяжения.

Как только избыточный объем исчезнет, в мантии, окружающей расплавленную массу, будет проявляться крип, закрывающий каналы, ведущие к поверхности. В конечном счете при понижении температуры магма должна отвердевать с уменьшением объема. При повторном увеличении температуры процесс будет последовательно повторяться. Таким образом, в регионах, где земная кора и мантия находятся в связном состоянии, магматическая камера может быть источником неоднократных инъекций магмы в направлении к земной поверхности. Это положение справедливо как для глубинных коровых магматических камер, так и для камер, расположенных в мантии, функционирование которых в подобном режиме может обълснить уже отмечавшуюся геохимическую унаследованность магматизма в некоторых географических провинциях. Что касается дальнейшего развития этой гилотезы, то здесь Робертс и автор настоящей статьи илут несколько иными путями. По мнению Робертса, частичное плавление приводит к увеличению объема примерно на 5%. Однако частичное плавление и последующее отверлевание (вследствие падения температуры) некоторого участка мантии на глубинах около 60 км должны в конечном счете сопровождаться возникновением ассоциации, свойственной высоким давлениям (эклогиты). Таким образом, в последнем случае происходит превращение расплавленного базальта (плотность 2,9 г/см³) в эклогит (плотность 3,45 г/см³). При повторном плавлении такого блока эклогитов должно происходить увеличение объема примерно на 15%, в связи с чем возникнут большие количества магмы, которые могут интрудировать в верхние горизонты. При подобном объемном эффекте можно так или иначе объяснить даже становление крупнейших интрузивов основного — ультраосновного состава, о которых, в частности, упоминал Краузе. Маррелл привлек внимание к хорошо известному факту тесной ассоциации фокусов землетрясений и современных вулканов. Весьма соблазнительнопре положить, что многие из таких землетрясений происходят из-за расширения объема в глубинных блоках эклогитов в момент их плавления.

В процессе частичного плавления восходящее движение магмы может облегчаться зонной плавкой или выделением летучих в процессе подъема расплавов. Иная ситуация должна возникать при полном или почти полном плавлении вещества. поскольку в этом случае магма будет быстро подниматься, образуя интрузивы в высоких горизонтах коры или изливаясь на поверхность. Быстрое плавление «эклогита» должно привести к столь жебыстрому подъему магмы сквозь земную кору. Поэтому вполне закономерно, что гавайские магмы пересекают толщу мантии в 50 км и земную кору в течение месяцев [17], что с геологической точки зрения составляет очень короткий период времени.

Изложенные представления объясняют также пекоторые особенности интрузивного магматизма. в частности причины становления даек в обстановке сжатия. Сходным образом внедрение комплекса силлов в пределах заметного вертикального интервала связано скорее с наличием пространства, чем с приспособлением к некоторым теоретическим уровням компенсации. Внедрение в высокие горизонты коры тяжелых магматических масс (массивы, описанные Малаховом и Вуллардом [41] на Гавайских островах или выявленные геофизическими методами в третичных вулканических комплексах Шотландии [42]) легко объясняется гинотезой расширения объема, но не может быть интерпретировано с помощью какой-либо другой гипотезы подъема магмы. Следует, однако, отметить, что гипотеза Хесса [27] также основана на представлении об увеличении объема материала мантии, которое происходит в результате превращения перидотита в серпентинитовую магму.

По мнєнию автора настоящей статьи, повсеместная однородность, широраспространенность и крупные масштабы проявления толеитовых кая базальтов свидетельствуют о возникновении этих пород в результате плавления более или менес гомогенных участков эклогита в мантии. При парпиальном плавлении эклогитов и последующем медленном полъеме возникших при этом расплавов, как утверждают О'Хара и Йодер [47], полжны возникпуть многочисленные магмы различного состава. Теоретические аспекты полобного пропесса в полибарических и политермических условиях очень убедительно рассмотрены Джеймисоном. По мнению О'Хары [46], именно такие пропессы лействуют в природе и обусловливают разнообразие базальтоилов. Что же касается толентовых базальтов и соответствующих им интрузивов, то уливительная их однородность и большие объемы свидетельствуют. очевидно, о быстром вертикальном подъеме, отсутствии заметной дифференциации во время этого движения и наиболее вероятном возникновении в результате общего плавления эклогитов в мантии [69]. Автор намеренно подчеркивает здесь относительную гомогенность толеитовых базальтов, поскольку по этому поводу были высказаны сомнения (Уоткинс). Этот исследователь в ходе дискуссии отметил, что в базальтовом навовом озере Макаопухи на поверхности развиты щелочные, а внизу толеитовые базальты. и вообще вопрос об однородности лав остался неясным. По мнению автора настоящей статьи, в упомянутом Уоткинсом случае просто было провелено. мало наблюдений, особенно в боковом направлении. Во всяком случае бесчисленные анализы толентовых базальтов из многих магматических провинный не оставляют места для сомнений в общей однородности состава этих нород.

Заметим также, что в настоящее время еще существуют разногласия в вопросе о возможности дифференциации магм в процессе их подъема. В частности, Элсдон указал, что некоторые линии эволюции жидкости, предположенные Джеймисоном на основании экспериментов, проведенных в условиях низких давлений, довольно спорно экстраполированы в область высоких давлений. Элсдон подчеркнул неопределенность положения инвариантной точки Fo + Di + An + Liq при высоком давлении, а следовательно, поставил под сомнение и значение этой точки для эволюции состава жидкостей, приводящей к возникновению пересыщенных или недосыщенных расплавов. Элдер привлек внимание к большим колебаниям отношения $\Delta T/\Delta P$ в самой магматической камере, что, однако, несомненно приводит к дальнейшей гомогенизации в результате конвекции, в связи с чем при плавлении перидотита магма не может возникать одновременно в условиях разного давления.

Возможность дифференциации в процессе подъема магмы можно рассмотреть и с других точек зрения. Хорошо известно частое присутствие ультраосновных интрузивных пород в базальтовых магмах. Вероятно, эти ультраосновные породы представляют собой обломки материала мантии, быстро перенесенные к поверхности поднимающимися расплавами. С другой стороны, Джеймисон, встав на точку зрения медленного подъема магм, вынужден считать такие включения (ксенолиты) разрозненными участками красталлических кумулатов. Сомнения по поводу этого положения высказал Хатчисон, который спросил, каким образом можно рассматривать обломки интрузива Дрейзер-Вейхер в качестве кумулатов, имея в виду отсутствие равновесия между базальтовым расплавом и этими ксенолитами, что было установлено в холе недавних исследований изотопных отношений межлу ураном и торием, а также рубидием и стронцием. В ответ на этот вопрос Джеймисон сказал, что в основном они все-таки представляют собой кумулаты. В консином счете можно полагать, что при медленном подъеме магм. возникших в результате частичного плавления, обломки действительно могут представлять собой расчлененные кумулаты, тогда как при быстром

подъеме расплавов, несомненном для многих базальтов, и при еще более стремительном движении в диатремах встречающиеся в этих случаях включения, вероятнее всего, представляют собой обломки недифференцированных пород мантии.

Становление интрузивов

Проблему подъема магм можно отчасти осветить при изучении вопросов становления интрузивов. Отвлекаясь от размеров интрузивов, вопросы, связанные с их изучением, можно сгруппировать следующим образом: внешняя форма, внутренняя структура, обстановка в процессе становления, природа и интенсивность постинтрузивных изменений.

Внешняя форма. Не рассматривая всех существующих форм интрузивов, поскольку эта задача выходит далеко за рамки настоящего обзора, обсулим прежде всего принцицы, используемые для определения этих форм. Информацию о формах интрузивов обычно получают в процессе прямого картирования. Поскольку, однако, картирование производится в условиях незначительного расчленения поверхности Земли, получить все необходимые данные только с помощью одного картирования часто невозможно. Поэтому обычно представления о форме какого-либо конкретного интрузива в той или иной мере субъективны, хотя они нередко подкрепляются косвенными и геофизическими наблюдениями. Особенно сложная проблема — оценка формы крупных интрузивов. Плительное время батолиты рассматривались как «бездонные» тела, или по крайней мере предполагалось, что они достигают мантии. Однако Гамильтон и Майерс [25] утверждают, что эти интрузивы имеют гораздо более ограниченные размеры. Эти исследователи полчеркивают, что часто становление батолитов происходит в вулканических толщах, видимо, имевших тот же источник. Такое представление перекликается с концепцией вулкано-плутонических формаций, выдвинутой Устиевым. Бранч [11], а также Гамильтон и Майерс [25] указали на пространственную связь родственных малых интрузий, крупных интрузивных тел и излившихся вулканических пород. Пока еще наши знания о деталях формы батолитов весьма неполны.

Относительно крупные основные интрузивные тела не так хорошо изучены, как это часто считают. Так, Кинг в своем неопубликованном докладе, рассматривая форму Бушвелдского интрузива, который обычно считают лополитом, предположил, исходя из данных по условиям залегания вмещающих пород и соотношений массива с несогласиями, что форма этого крупного тела, возможно, воронкообразная. Однако Николайсен указал на случан вполне согласного залегания магматических и вмещающих пород Бушвелда, а также на данные палеомагнитных исследований по всему массиву, которые противоречат предположению Кинга.

Разногласия возникают даже в вопросе о форме малых интрузивных тел. Так, Робертс, рассматривая кольцевые дайки, указывает, что обычно предполагающееся падение их во внешнюю сторону вовсе не представляется обязательным с механической точки зрения. Некоторые кольцевые дайки в действительности имеют вертикальные контакты и, следовательно, приурочены скорее к трещинам растяжения, а не скола, как это часто принято думать. Описаны кольцевые дайки с крутым падением внутрь. При повторном картировании одной из предполагаемых кольцевых даек на Арднамёрхене, Шотландия, было установлено, что это тело состоит из трех отдельных интрузивов с полого падающими контактами [68] и, таким образом, имеет совершенно неясный способ становления.

Как показали Аптон и Уодсуорт, форма внутривулканических интрузивов может быть очень сложной. Эти исследователи связывают сложное строение таких тел с образованием их за счет пластообразных магматических камер в процессе формирования небольших кальдер проседания. Это мнение поддержал Поллард, основывавшийся на экспериментальных данных, а Ридли провел аналогию между описанными Аптоном и Уодсуортом телами и интрузивами Тенерифа, где, однако, трещины, в которых локализовалась интрузия, были связаны скорее с поверхностями скольжения, а не с распределением напряжений, возникавших выше магматической камеры.

Даже такой простой термин, как «дайка», часто используется весьма неопределенно. Например, Бриджуотер и Ко описали под этим названием стержневидные тела с эллиптическим горизонтальным и полуэллиптическим вертикальным сечениями.

Таким образом, широко распространенное мнение, согласно которому нам уже все известно в описательной геологии и теперь преимущественно надлежит заниматься решением генстических проблем. В действительности не соответствует характеру имеющихся сведений. Детальное описание геометрических форм интрузивных тел и комплексов может дать ценные сведения не только для интерпретации их становления, но также для выяснения механизма и последовательности подъема магм. Например, в литературе часто высказывается представление о возникновении вулканических центров и проявлениях сопоставляемой с ними интрузивной деятельности в условиях совершенно пассивного фундамента, в котором не происходит скольконибудь ощутимых движений. Действительно, большинство центральных комплексов, ассоциирующих с кольцевыми интрузивами, встречается в стабильных континентальных областях (ср. Стилмен) и обычно в районах развития гранито-гнейсов, где едва ли возможны заметные движения фундамента. Однако Кинг в своем докладе привлек внимание к вулкану Напак, где фундамент определенно претерпел куполообразное поднятие. Совербатс также отметил два примера возникновения куполов фундамента в связи с вулкапами рифтовой долины северной Танзании (Хананг и Квараа). Кинг и Совербатс подчеркнули, что в этих вулканических центрах присутствуют карбонатиты и некковидные тела. Подобные купола существуют и, вероятно, встречаются гораздо чаще, чем до сих пор считалось, и в других районах. О существовании куполовидных структур на островах Малл и Скай свидетельствуют кольцевые синклинали, окружающие вулканические центры. Детальное изучение южной части острова Малл [54] не оставляет сомнений, что юго-западный вулканический центр здесь располагается на куполовидпой структуре, хотя он и связан также с кальдерой. По мнению Раста и его соавторов, развитие этого купола началось еще в триасе и с перерывами продолжалось вилоть до третичного периода. В процессе развития купола происходили восходящие движения материала, выделенного из мантии, в связи с чем на острове возникла заметная гравитационная аномалия. Предложенная для этого случая модель (фиг. 2) подразумевает вздутие глубинной магматической камеры. Йокояма [79] описал ассоциацию кальдер, в том числе кальдеры Тоя, с повышенными значениями гравиметрических показателей в районе нескольких японских вулканов. По мнению автора настоящей статьи, эти явления можно объяснить расширением объема и постепенным развитием магматической камеры на границе земной коры и мантии вследствие частичного плавления мантийного вещества. Развитие камеры происходило в течение длительного времени, причем из нее поднимались хорошо дифференцированные магмы типа встречающихся на острове Малл. В конечном счете растяжение в кровле такой камеры приводило к формированию поверхностной кальдеры, которая заполнялась основной магмой, достигавшей поверхности. Имеются указания, что близкие структуры существуют и в орогенических поясах. Изредка, как отмечал Сигердсон, комплексы конических слоев встречаются даже на океанических островах (Исландия).

Внутренняя структура. Способ становления интрузивных тел часто можно понять при анализе внутренней структуры. Питчер в сжатом обзоре проблем, касающихся теневой стратифицированности грапитов, пересмотрел с современной точки зрения значение таких структур. В прошлом данные наблюдений над теневой стратиграфией обычно приводили как доказательства метасоматического становления гранитов [55] или обрывов вмещающих пород при течении магмы [49]. Питчер подчеркнул деформированность многих относительно крупных плутонов и несомненную взаимную связь расположения ксенолитов, которые нельзя связать с течениями магмы. Кроме того, он показал несостоятельность представлений о метасоматическом становлении гранитоидов в верхних горизонтах коры. Описанные им соотношения лучше объясняются представлением о начальных стадиях расуленения



Фиг. 2. Развитие магматических куполов и связанных с ними кальдер в земной коре. Схема основана на выводах, полученных при изучениях магматизма острова Маля и комплекса Сноудон.

пород в процессе магматического обрушения или многократной интрузией магмы. Отметим, что вообще на симпозиуме магматическое обрушение рассматривалось как важный механизм становления интрузивов. Бриджуютер и Ко, в частности, считают магматическое обрушение наиболее важным механизмом становления так называемых исполинских даек. Стилмен признал этот процесс важным пля генерании пространства, занимаемого магматическими телами. Однако в пискуссии Ко указал, что исходная магма должна была подниматься без заметного проявления магматического обрушения в виде топких пластовых тел. Элсдон, возражая Ко, сказал, что он считает невозможным становление исполинских даек без возникновения полости расширения, если только, конечно, не считать, что их инъекция происходила в обстановке сжатия. Исполинские дайки представляют собой весьма интересные образования. Однако совершенно непонятно отсутствие у них закаленных контактов на сиенитовом конце (на что указал Уайт) и хорошо выраженной дифференциации (что отметил Мейген). Тем не менее все эти исследования показали, что магматическое обрушение играет важную роль в становлении кислых плутонов, своеобразие которых можно объяснить, как это показал Питчер, поздней деформацией, наложившейся на массивы после их становления с помощью магматического обрушения. Сложное распределение ксенолитов, по мнению Фиттона, можно объяснить местной изменчивостью вязкости гранитной магмы. Кроме того, Окотт в результате детального геохимического и структурного исследования гранитного массива Голуэй, Ирландия, установил признаки четырех этапов повторных движений и мобилизации гранитного материала, а также вращение массива в целом в процессе подъема и деформации. Таким образом, упрощенные схемы механизма становления гранитных тел иногда явно не учитывают действительной сложности последовательного развития событий.

Однако очень сложным может быть и процесс становления основных интрузивов. Обсуждая статью Уиндли, посвященную амфиболитовым дайкам, Николайсен отметил некоторые гидравлические эксперименты и указал на возможность возникновения плоскостных структур (сланцеватости) в таких дайках в результате «роста кристаллов в среде, передающей напряжение. Если в магме, обогащенной летучими, возрастает давление флюидов, то это может вызвать поступление новой порции магмы и возникновение расслоенности, в которой будут чередоваться в пределах одной и той же дайки участки гомогенных и плоско-параллельных текстур». Кроме того, Николайсен предположил, что «флуктуации давления воды, видимо, должны особенно эффективно обусловливать периодическое раздвигание стенок дайки, причем после снятия давления стенки должны сжимать кашеобразную магму». Можно даже было бы и не говорить о том, что ипъекция магмы под некоторым исходпым внутренним давлением (механизм расширения объема) и последующее снятие этого давления должны привести к такой же последовательности событий.

Изучение внутренных структур крупных габброидных интрузивов позволяет высказать препиоложение о механизме их становления. Данем охарактеризовал повторную расслоенность ультраосновных пород острова Рам, Шотландия. Этот исследователь предположил, что здесь возникла кальдера проседания, в которую неоднократно поступали свежие порции магмы, за счет чего сформировались соответствующие слои с постепенными изменениями состава осажлавшихся кристаллических агрегатов. Эта идея многократного поступления основных и ультраосновных магм нашла поддержку среди участников симпозиума. Уодсуорт подчеркнул, что такой процесс вполне возможен для отдельных даек, тогда как Элсдон пошел дальше и предположил, что «и Скергаардский интрузив, вероятно, образовался в результате многократной инъекции основной магмы, а не как продукт одноактного ее внедрения». Многократной инъекцией объяснил расслоенность габброидов и Стилмен. В настоящее время трудно сказать, связано ли явление расслоенности с процессами, протекающими непосредственно в близповерхностных магматических камерах, или оно отражает поступление магмы из глубинного источника. Одпако даже многократные восходящие волны жидкости из камер высоких уровней легко можно объяснить давлением, возникшим в связанных с ними глубинных резервуарах. А это последнее, по мнению автора, развивается в результате нового эпизода плавления и обусловленного им увеличения объема.

Обстановка становления интрузивов. Даже если принять механизм подъема гранитных магм, обусловленный их плавучестью, все-таки, по мнению Файфа, слудует считать, что в близповерхностных условиях становление гранитов происходит при хрупкой реакции земной коры. Таким образом, весьма важно определить уровень становления интрузива. Исчерпывающий ответ на этот вопрос можно получить лишь при изучении характера пород, в которые внедрилось магматическое тело. Так, Данем спросил Окотта, происходили ли во время подъема батолита дифференциальные движения относительно вмещающих пород. К сожалению, Окотт не изучал контактный ореол гранитного массива, и вопрос, следовательно, остался без ответа. Поллард и Рамсей спрашивали у этого исследователя об узорах трещиноватости внутри и вне батолита, но и в этом случае они не получили ответа.

В зависимости от уровня — высокого или низкого — становления интрузива в земной коре можно ожидать проявления тех или иных факторов. Диаграмма фиг. 1, построенная по данным участников симпозиума и других исследователей, показывает, что в период становления основных интрузивов (магматических камер) в нижней коре, на глубине примерно ниже 20 км, следует ожидать возникновения дифференцированных расплавленных гранитных магм. Выше этого уровня будут образовываться анатектические гранитные магмы, поскольку тепло, необходимое для выплавления гранита, здесь уже не поступает в региональном масштабе, а выделяется из базальтовых или ультраосновных магм, обусловливающих местное увеличение температуры, дополняющее температуру, связанную с геотермическим градиентом. Таким образом, в некоторых случаях можно ожидать появления кислых расплавов на относительно высоких уровнях земной коры в результате ее частичного плавления. Однако этот процесс, конечно, нельзя связывать лишь с термическим градиентом, который даже в отдельных местах едва ли имеет такую величину близ земной поверхности. Уилсон спросил Данема о причинах более интенсивного частичного плавления льюисских пород по сравнению с торридонскими на острове Рам. Наиболее простой ответ на этот вопрос заключается в том, что в период становления центрального комплекса торридонские породы располагались гораздо ближе к поверхности и, следовательно, слишком быстро охлаждались. По мнению Бранча [10], даже игнимбриты поднимаются с глубины около 20 км.

Как уже отмечалось выше, проблема обстановки становления магматических тел приобретает особую остроту для уровней, расположенных близ самой земной поверхности, где интрузивная магма становится экструзивной. Джеггер [29] подчеркнул большое значение летучих как агептов нагревания и как мошного генератора внутреннего сжатия в магмах. Эксплозивный вулканизм, сопровождающийся извержением магм, образующих пепловые потоки, был рассмотрен Тазиевым. По мнению Тазиева, пепловые потоки образуются в результате экструзии шлаковых лав, которые в процессе течения на поверхности подвергаются фрагментации. Однако большинство исследователей склоняются к мысли, что игнимбритовые магмы претерпевают дробление внутри вулканов и появляются на поверхности как раскаленные. но более или менее связные пепловые тучи. Иля описанных Тазиевым игнимбритов характерны некоторые специфические особенности, в том числе очень крупные пустоты, возникновение которых, по мнению ряда исследователей, например Мак-Кензи, связано с наличием центров концентрации HCl в стекле. Рассеянным распределением этих центров в стекле, по мнению Файфа, можно объяснить необычайно крупные размеры пузырьков, поскольку после образования таких центров необходимо очень малое давление для того, чтобы в результате расширения газа возникла крупная полость. Поллард полагает, что такие пузыри можно получить экспериментально в упругих или вязких пластинах, однако первые едва ли для этого пригодны. По мнению Тазиева, некоторые стекловатые фьямме в описанной им породе первоначально представляли собой обломки расплавленного стекла, которое вскипало на месте, однако Деннис считает, что они скорее являются обломками древней лавы. Очевидно, вскипание и образование пузырьков частично происходило во внутривулканических, а частично в послеэруптивных условиях. Интенсивным отделением газовой фазы, вскипанием и образованием пузырьков в близповерхностных условиях, что приводит к извержению сильно раздробленного материала, вероятно, следует объяснять быстрое опоражнивание субвулканических камер с последующим образованием кальдер или даже не проявляющихся на поверхности подземных провалов. Частичное (или полное?) послеэруптивное вскипание с образованием газовых пузырьков можно объяснить небольшой вязкостью пантеллеритовых магм, что связано или с их перегретым состоянием или, как предположил Ридли, с повышенным содержанием одновременно натрия и окисного железа.

Важная роль газовой фазы в основных магмах на высоких уровнях была подчеркнута в работе Аде-Хол и Лоли. Эти исследователи сопоставили рудные минералы лав и даек и пришли к выводу о сильном различии газовой фазы, обусловливающей окислительную обстановку в этих двух случаях. Файф привел ряд наиболее вероятных реакций, протекающих в лавах с участием атмосферного кислорода: FeS₂ → Fe₂O₃ + SO₂, Fe₃O₄ → Fe₂O₃, Fe₂SiO₄ → Fe₂O₃ + SiO₂. Последовательность проявления этих реакций определяется соотношениями скоростей их проявления и способности реа-





Зкм

Фиг. 3. Ордовикский вулкаимческий центр, Уэльс.

Северо-восточная часть кальдеры скрыта под вулканическими породами [52, 12]. 1 — аллювий; 2 сноудонские вулканические породы; 3 — осадочные породы; 4 — разлом кальдеры; 5 — кольцевая мульда; 6 — взаимосвязанные тектонические мульды; 7 — гравиты Тани-Гриснау; 8 — основные интрузии; 9 — кислые интрузии. гирующих компонентов к диффузии; таким образом, в настоящее время точная оценка механизма окисления невозможна.

Питчер и Раст сопоставили исландские лавы с дайками острова Малл, особенно под углом зрения перегретости магмы Малла. По мнению Уоткинса, этот перегрев был не очень значительным и не превышал 500 °С, однако Бейли и др. [4] высказались в пользу весьма высокотемпературных условий. Исчезновение сульфидов из лав, сопровождающееся выносом SO₂, Уоткинс объяснял реакцией Fe₂S + 2O₂ \rightleftharpoons SO₂ + 2FeO. Как будто все данные согласно свидетельствуют о сильном влиянии реакции с атмосферой на состав и температуру лав. Очевидно, эти реакции очень изменяют вязкость и поведение магм в приповерхностных условиях. Присутствие магнетита лишь в некоторых игнимбритах опять-таки указывает на определенную роль обменных реакций с летучими в близповерхностных условиях [51]. Таким образом, механическое поведение магматических флюидов в близповерхпостных условиях трудно сопоставлять с их поведением даже на умеренных глубинах.

Фактор времени. Можно утверждать, что характер интрузивов не изменялся сколько-нибудь значительно в ходе геологического времени. В 1961 г. автор настоящей статьи изучил любопытные соотношения, наблюдающиеся в ордовикских магматических породах Уэльса. Кислые вулканические породы здесь представлены субаэральными игнимбритами, а основные — подушечными лавами и их брекчиями. Позднее автор описал комплекс Сноудон [52], в котором такие соотношения выражены особенно четко. В этом случае удалось установить исходную природу магматических образований, слагающих деформированный центральный вулканический комплекс (фиг. 3).

В этом комплексе еще удается различить сохранившуюся стенку кальдеры в виде разлома, возникшего до рассланцевания, а также кольцевую мульду с приуроченными к ней штоками риолитов. Кроме того, выявлены конические слои, а также силлы, в основном распространенные вне кольцевой мульды (фиг. 3). В южной части структуры некоторые силлы представляют собой сложные интрузии. Последнее свидетельствует об одновременном становлении основных и кислых магм на одних и тех же уровнях независимо от какого-либо теоретического уровня компенсации. Вулканический комплекс располагается на былом куполе [52, 12], и его современная эллиптическая форма объясняется каледонской орогенической деформацией ранее округлой структуры. Каледонская сланцеватость северо-западного простирания сечет ядро кольцевой мульды (Раст и Бромли). Таким образом, эта структура очень похожа на современные или молодые вулканические центры, а это означает, что при детальных исследованиях даже в древних и деформированных породах можно распознавать вулканические постройки. Лик использовал остроумные геохимические методы для прослеживания первичных условий залегания габброидов, в настоящее время представленных разобщенными блоками амфиболитов Балликоннили. Направление кристаллизации и положение кровли массива он определял по характеру распределения химических компонентов. Несмотря на высказанные Мейсоном критические замечания, этот метод кажется пригодным для определения первичных условий залегания магматических тел, поскольку нередко полученные с его помощью данные подтверждаются фактически наблюденными направленными вариациями состава отдельных горизонтов. В некоторых случаях, вероятно, действительно можно прийти к неправильным выводам, на что указывал Мейсон, но обычно, как правило, рассматриваемый метод позволяет получить одпозначное решение.

Все эти исследования были упомянуты здесь для того, чтобы показать, насколько желательно дальнейшее расширение детальных исследований древних деформированных пород, в результате которых, несомненно, будут получены очень интересные данные по отдельным магматическим комплексам. Расшифовка результатов проявления тектонических и чисто интрузивных факторов, определивших современный облик горных пород, должна обогатить наши представления об интрузивной деятельности.

Выводы

В настоящей статье дана краткая сволка материалов симпозиума в Ливерпуле, а также издожены собственные оценки и взгляды автора. Анадиз всех этих материалов позволяет сделать следующие выводы:

1. Первичные магмы образуются в верхней мантии, но в пропессе их миграпии к аёмной поверхности часто возникают камеры на относительно высоких уровнях, в которых затем происходит дифференциация расплавов.

2. Полъем первичных магм обусловлен увеличением объема вешества на месте их зарожления.

3. Начальное плавление обусловлено полъемом горячих жилкостей или газов из более глубоких частей мантии. В приповерхностных условиях летучие обусловливают эксплозивный вулканизм.

4. Механизм становления магм на высоких уровнях поллается интерпретации с точки зрения физико-механических свойств горных порол.

5. Относительно легкие кислые магмы могут подниматься в земной коре в силу их плавучести, а более тяжелые магмы движутся под воздействием их внутреннего давления, возникшего в результате перехода тверлого вещества в жидкость.

6. Первичные магмы, вероятно, возникают частично в результате парциального плавления перидотитов мантии, а частично за счет парпиального плавления эклогитов.

7. Механические аспекты становления близповерхностных интрузивов в сильной мере определяются освобождением летучих.

8. В настоящее время трудно с определенностью решить, возможно ли образование гранитов в мантии.

В начале симпозиума Е. К. Устиев рассмотрел взаимоотношения между магматическими циклами и орогеническими поясами. Деннис спросил его, можно ли увязать такие циклы с изменениями в мантии. «Мы знаем, — сказал Деннис, — что земная кора под многими активными орогеническими поясами имеет небольшую мощность, а в мантии здесь установлены аномально низкие скорости прохождения сейсмических волн. К концу геотектонического цикла земная кора и верхняя мантия должны возврашаться в нормальное состояние. Усматриваете ли вы какую-либо взаимосвязь между этой эволюцией и рассмотренной вами эволюцией магматизма?» Однако этот вопрос остался нерешенным. Вероятно, ответ можно получить лишь в будущем после проведения обширной программы специальных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Allison A., Loch Awe succession and tectonics: Kilmartin-Tayvallich-Danna, Q. J. geol. Soc. Lond., 96, 423, 1940.
 Anderson E. M., The dynamics of the formation of cone sheets, ring dykes and cauldron subsidences, Proc. R. Soc. Edinb., 56, 128, 1936.
- B a i l e y D. K., Crustal warping a possible tectonic control of alkaline magmatism, J. geophys. Res., 69, 1103, 1964.
 B a i l e y E. B. e t a l., The Tertiary and post-Tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban, explanation of sheet 44, Mem. geol. Surv. U. K. (Scotland), 1924.
- 5. Belousov V. V., Modern concepts of the structure and development of the earth's
- B o t t and the upper mantle of continents, Q. J. geol. Soc. Lond., 122, 293, 1966.
 B l o t C., P r i a m R., Volcanisme et séismicité dans l'archipel des Nouvelles-Hebrides, Bull. volcan., 26, 167, 1963.
 B o t t M. H. P., The granite layer, Geophys. J. R. astr. Soc., 5, 207, 1961.
 B o t t M. H. P., Formation of oceanic ridges. Nature Lond., 207, 840, 1965.

- 9. Bott M. H. P., Smithson S. B., Gravity investigations of subsurface shape and main distribution of granite batholiths, Bull. gcol. Soc. Am., 78, 898, 1967.
- 10 Branch C. D., The volcanic cauldrons, ring complexes and associated granites of the Georgetown inlier, Oueensland, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Gcophys. Aust., 76, 1966.
- 11. Branch C. D., Genesis of magma for acid calk-alkaline volcano-plutonic formations, Tectonophysics, 4, 83, 1967.
- 12. Bromley A. V., Acid plutonic igneous activity in the Ordovician of North Wales, in The Pre-Cambrian and Lower Palaeozoic rocks of Wales (Ed. A. Wood), Univ. of Wales Press, Cardiff, 1969.
 13. Cotton C. A., Volcanoes as landscape forms, Whitcombe and Tombs, Christchurch,
- New Zealand, 1944.
- 14. D a l y R. A., The nature of volcanic action, Proc. Am. Acad. Art and Sci., 57, 47, 1911.
- 15. D a l v R. A., Igneous rocks and their origin, McGraw-Hill, N. Y., 1914. [См. русский перевод: Р. А. Дели, Магматические горвые породы и их происхожденис, Гостехиадат, М., 1920.]
- 16. Dickinson W. R., Circum-Pacific andesite types, J. geophys. Res., 73, 2261. 1968.
- 17. Eaton J. P., Murata K. J., How volcanoes grow, Science, N. Y., 148, 925, 1960.
- 18. Escher A., The deformation and granitisation of Ketilidian rocks in the Nanortalik area, S. Greenland, Meddr Grønland, **172**, № 9, 1, 1966. 19. Faul H., Nuclear geology, Wiley, N. Y., 1954. 20. Gèze B., Relations entre volcans et plutons dans la Montagne Noire les Causses et
- le Bas-Languedoc (sud de la France), Bull. volcan., 24, 87, 1962.
- 21. Горшков Г.С., О связи вулканических и сейсмических явлений при изведжении вулкара Безымянного (1955-1956 гг.), Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, № 31, 1961.
- 22. Graton L. C., Conjectures regarding volcanic heat, Am. J. Sci., 243A, 135, 1945. [См. русский перевод: Л. К. Грейтон, Предположение о вулканичсском тепле, ИЛ, М., 1949.]
- 23. Grout F. F., Scale models of structures related to batholiths, Am. J. Sci., 243A. 260, 1945.
- 24. Hamilton E.I., The isotopic composition of strontium applied to problems of the origin of the alkaline rocks, in Radiometric dating for geologists (Ed. E. I. Hamilton and R. M. Farquhar), Interscience, London, 1968.
- 25. Hamilton W., Myers W. B., The nature of batholiths, Prof. Pap. U. S. geol.
- Hamilton W., Myers W. B., The nature of Datholiths, Prof. Pap. U. S. geol. Surv., № 554-C, 1967.
 Hermance J. F., Garland G. D., Deep electrical structure under Iceland, J. geophys. Res., 73, 3797, 1968.
 Hess H. H., History of ocean basins, in Petrologic studies a volume in honour of A. F. Buddington (Ed. A. E. J. Engel, H. L. Janes, B. F. Leonard), Geol. Soc. Am. New York, 1962.
- Hurley P. M., Hughes H., Faure G., Fairbairn H. W., Pin-son W. H., Radiogenic strontium-87 model of continental formation, J. geophys. Res., 6, 5315, 1962.
 Jaggar T. A., Origin and development of craters, Mem. geol. Soc. Am., 21,
- 1947.
- 30. Kennedy W. Q., Anderson E. M., Crustal layers and the origin of magmas, Bull. volcan. ser. 2, 3, 23, 1938.
- 31. K i n g B. C., The nature and origin of migmatites: metasomatism or anatexis, in Controls of Metamorphism (Ed. W. S. Pitcher and G. W. Flinn), Oliver and Boyd, Controls of Metamorphism (Ed. W. S. Pitcher and G. W. Flinn). Oliver and Boyd, Edinburgh and London, 1965. [См. русский перевод в кн. «Природа метаморфизма», ред. У. С. Питчер и Г. У. Флини, изд-во «Мир», М., 1967.]
 32. Коо m a n s C., Кие n e n P. H., On the differentiation of the Glen More ring-dyke, Mull. Geol. Mag., 75, 145, 1938.
 33. Ки b o t a S., Berg E., Evidence for magma in the Katmai volcanic range, Bull. volcan., 31, 175, 1967.
 34. Ки n o II., Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. volcan. Sec. 2 20, 37, 1959.

- Bull. volcan. ser. 2, 20, 37, 1959. 35. Kuno H., Lateral variation of basalt magma across continental margins and island
- K u no H., Lateral variation of basalt magnia across continental margins and island arcs, Bull. volcan., 29, 195, 1966.
 K u no H., Y a m a s a k i K., I i d a C., N a g a s h i m a K., Differentiation of Hawaiian magnas, Jap. J. Geol. Geog., 28, 179, 1957.
 K u s h i ro I., K u no H., Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks, J. Petrology, 4, 75, 1963.
 L a r s e n E. S., Batholith and associated rocks of Corona, Elsimore and San Luis Ray quadrangles, California, Mem. geol. Soc. Am., 29, 1948.
 L o v e r i n g J. F., W h i t e A. J. R., The significance of primary scapolite in gra-nitic inclusions from deen-scaled nines. J. Petrology, 5, 195, 1964.

- nitic inclusions from deep-seated pipes, J. Petrology, 5, 195, 1964.

- 40. Machado F., The Messina earthquake of 1908 and the magma chamber of Etna.
- 40. Machado F., The Messina cartinguage of 1900 and the magina chamber of Ltha, Bull. volcan., 28, 375, 1965.
 41. Malahoff A., Woollard G. P., Magnetic measurements over the Hawaiian ridge and their vulcanological implications, Bull. volcan., 29, 735, 1966.
 42. McQuillin R., Tuson J., An interpretation from gravity measurements of the sizes of some British Tertiary granites, Proc. geol. Soc. Lond., № 1621, 59, 1965.
- 43. Moorhath S., Recent advances in the application and interpretation of radiometric
- age data. Earth Sci. Rev., 3, 111, 1967.
 44. M o o r b a t h S., B e l l J. D., Strontium isotope abundance studies and rubidium-strontium age determinations on Tertiary igneous rocks from the Isle of Skye, northwest
- Scotland, J. Petrology, 6, 37, 1965.
 45. Moor bath S., Walker G. P. L., Strontium isotope investigations of igneous rocks from Iceland, Nature, Lond., 207, 837, 1965.
- 46. O'H a r a M. J., The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks, Earth Sci. Rev., 4, 69, 1968.
- 47. O'Hara M. J., Yoder H. S., jun., Formation and fractionation of basic magmas at high pressures, Scot. J. geol., 3, 67, 1967. 48. Pinson W. H., Hurley P. M., Bottino M. L., Fairburn H. W.,
- F a ure G., Evidence on the origin of felsic volcanic rocks from their initial abundance of Sr⁸⁷, A, Mtg. Geol. Soc. Am., **116A**, 1962. 49. Pitcher W. S., Read H. H., The main Donegal granite, Q. J. geol. Soc. Lond.,
- 114, 259, 1959. 50. Rast N., Mid-Ordovician structures in south-western Snowdonia, Lpool Manchr
- geol. J., 2, 645, 1961. R a st N., Textural evidence for the origin of ignimbrites, Lpool Manchr geol. J.,
- 51. 3, 97, 1962.
- 52. R as t N., The relationship between Ordovician structure and volcanicity in Wales, in The Pre-Cambrian and Lower Palaeozoic rocks of Wales (Ed. A. Wood), Univ. of Wales Press, Cardiff. 1969.
- 53. Rast N., Bromley A. V., The origin of central volcanic comples, with special reference to Snowdonia and Mull, Bull. volcan., 34, 1970.
 54. Rast N., Diggens J. N., Rast D. E., Triassic rocks of the Isle of Mull, Proc. geol. Soc. Lond., No 1645, 299, 1968.
- 55. R e a d H. H., Meditations on granite, Part Two, Proc. Geol. Ass., 55, 45, 1944. 56. R e a d H. II., The granite controversy, Murby, Lond., 1957.
- 57. R i c h e y J. E., Scotland: the Tertiary volcanic district, 3rd ed., Br. reg. Geol., 1961.
- 58. Ringwood A. E., Green D. H., An experimental investigation of the gabbroeclogite transformation and some geophysical implications, Tectonophysics, 3, 383, 1966. [См. русский перевод: А. Э. Рингвуд, Д. Х. Грин, Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогих и некоторые геофизические выводы, в ки. Д. Х. Грина, А. Э. Рингвуда п др. «Петрология верхней мантии», изд-во «Мир». M., 1968.]
- 59. R i t t m a n n A., Volcanoes and their activity, Wiley, N. Y., 1962 60. R o b e r t s J. L., The emplacement of the main Glencoe fault intrusion at Stob Mhic Mhartuin, Geol. Mag., 103, 299, 1966. 61. Rothstein A. T. V., The Dawros peridotite, Connemara, Eire, Q. J. geol. Soc.
- Lond., 113, 1, 1957.
- 62. Sederholm J. J., On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of south-western Finland, III, Bull. Commn géol. Finl., № 107, 1934.
- S h a w H. J., Obsidian H_2O viscosities at 1000, 2000 bars in the temperature range 63
- 700° 900°, J. geophys. Res., 67, 6337, 1963.
 64. S h i m o z u r u D., Geophysical evidences for suggesting the existence of the molten pockets in the earth's upper mantle, Bull. volcan., 26, 181, 1963a.
 65. S h i m o z u r u D., Poisson's ratio of rocks at high temperatures seismological
- application, in Geophys. papers dedicated to Kenzo Sassa, Japan, 1963b.
- 66. Шипулин Ф. К., Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана), изд-во «Наука», М., 1968. 67. Шприняп К. Г., Карапетян С. Г., Характерные особенности структуры
- и петрология риолитовых куполовидных вулканов Армении, Вулкан. бюлл., 27, 25, 1964.
- 68. Skelhorn R. R., Elwell R. W. D., The structure and form of the granophyric со. Скуппоти и. И., Блисти и. Б., тне structure and form of the grabophyric quartz — dolerite intrusion centre II Ardnamurchan, Argyllshire, Trans. R. Soc. Edinb., 66, 285, 1966.
 69. Субботип С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. С., Влияние верхнемавтийных процессов на структуру земной коры, Тектонофизика, 2, 185, 1965.
- 70. Sugimura A., Chemistry of volcanic rocks and seismicity of the earth's mantle in the island arcs, Bull. volcan., 30, 319, 1967.
- 71. Uffen R. J., On the origin of rock magma, J. geophys. Res., 64, 117, 1959.

- 72. Uffen R. J., Jessop A. M., The stress-release hypothesis of magma formation, Bull. volcan., 26, 57, 1963.

- Bull. volcan., 26, 57, 1963. 73. Устиев Е. К., Проблемы вулканизма плутонизма. Вулкано-плутонические формации, Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1963. 74. Verhoogen J., Volcanic heat, Am. J. Sci., 244, 745, 1946. 75. Walker G. P. L., The Breiddalur central volcano, eastern Iceland, Q. J. gool. Soc. Lond., 119, 29, 1963.
- 76. Watson J., Evidence of mobility in reactivated basement complexes, Proc. geol. Ass., 78, 211, 1967.
- 77. Watterson J., Plutonic development of the Ilordleq area, South Greenland, Part I: Chronology, and the occurrence and recognition of metamorphosed basic dykes, Meddr Grønland, 172, 1, 1965.
- 78. Yoder H. S., jun., Change of melting point of diopside with pressure, J. geol., 60, 364, 1952.
- 79. Yok oy a m a I., Crustal structures that produce eruptions of welded tuff and for-mation of calderas, Bull. volcan., 29, 51, 1966.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Адамеллиты порфировые 34 Аденский рифт 202 Аднабатическое плавление 153 Адпроидакские «факолитовые» купола 115 Айнишдаврос, перидотитовая ляиза 86 Акмит 153 Алеутская дуга 208 Алливалиты 88 Альпийско-Гималайский пояс современной сейсмичности 207 Альпинотипные интрузии 101 — перидотиты 285 Анатексис 286 Андезиты 157, 168, 206 Антофиллит 91 Астенолиты 291 Аррозоль 135, 140 Базальтовая магма, образование 239 Базальтонды основные 160 Базальты, происхождение в результате фракционного плавления маптии 173 Баллахулиш, серия 109 Балликопнили, амфиболиты 83, 85, 87, 306 гранулиты 83 Баллинеайич, антиклиналь 90-92, 101 Батолиты 285, 286. 300 — Дели 286 Зюсса 286 Безводные ассоциации 152 Безп, дайка 25 Бейн-он-Дабхейч, массив 104, 105 Бенморпты 129 Береговой батолит Перу 105-107, 117 Береговой хребет Британской Колумбии 117 Бецс, кварциты 95, 96 Бетанкура, массив 132 Блек-Хиллс, массив 116 Бодмин-Мур, гранитпый массив 74, 286 Британская арктическая провинция платобазальтов 206 Бушвелдский интрузив 300 Верхняя мантия, определение 217 - хрупкое разрушение 238 Влияние давления на фазовые равновесия 142, 143 Внедрение интрузий, зарождение процессов 215 Висзапные выбросы 249 Виутривулканические интрузии Реюньона 120 - 133· — — дафференциация 130, 131

— — история интрузивной деятельцости 127—129 «Водно-сухой» интервал плавкости 155 Восточно-Африканская рифтовая система 34 Восточнотихоокеанское подиятие 209 Вулканическая деятельпость, соотношения с тектоникой 202 Вулканические ассоциации 165, 168—170 — нытрузни, механизм 198 — эксплозии 135 «Вулканианский» тип извержений 139, 140 Вулкано-плутонические ассоциации Устиева 284. 300 Γαббио 89 — роговообманковое 90 Гавайиты 129 Гавайские вулканы 122 Генерация магмы 152 Геонд, форма 240 Гидротермальная система 223 Гималайский пояс 202 Гипомагма 139, 239, 295 Гинотеза бокового смещения пластии океанической литосферы 210 — надвигация контипентальной коры 206 поддвигання оксанической коры 206 - приуроченности областей магмообразования к сейсмической поверхностя 209 - раздвигания океанического дна 206 - снятия напряжений 243 Главный гранитный массив Донегола 113, 114, 116, 117 гранофир 17, 26 Эфионский рифт 137 Гленкое, вулканический центр 297 Глен-Мор, кольцевая дайка 296 Говла, амфиболиты 88 Голуэй, гранитный массив 33-51, 83, 88 Горизоптальные пластовые инъекции 258 Гориблендиты 83, 89 Грацофиры Рама 12 Гранитная серия 286 Гранитиые купола 115 — магмы 173—186 области плавления 174 — — плавление гидратов 176—182 — — подъем расплава 182—184 Гранитоиды 160 Граниты, зарождение и исчезновение в процессе метаморфизма 174 Голуэй, биотитовые зоики 36 — — внедрение 36 — — главная аплитовая фаза 39—43 – дифференцированиая серия верхняя 36 — — — пажняя 34 — — зопа расслоения 36

Граниты Голуэй, ранняя структурвая история 36 - — распрелеление трешин и их связь с тектовическими напряжениями 43-50 — — структуры течения 37 — — типы пород 34—36 Грепландско-Европейский мост 15 Гриффитса концепция трещиноватости 200, 231, 233, 236, 240 Гриффитса — Маррелла теория трещино-ватости 236, 247 Гриффитса микротрещины 234, 236, 240 Даврос — Карривонгов — Догрух, интру-зив 94—98, 101 Дайка, термин 301 Дайки Исортока 52-62 — — магматическое обрушение 59 исполинские 302 кольцевые 231, 262, 268 — спиральные 259 — Суккертописна 63-73 - механизм и условия внедрения 71-73 — - различия в минеральном составе 69—70 — — строение 64—67 — — типы пород 67-69 — — химический состав 70, 71 Дамара, граняты 291 Дациты 206 Делейни, купол 83, 85, 101 Дембе, комплекс 29 Джойсис, антиклиналь 84 Джоуля — Томсона кривая расширеция 156Диатремовая ассоциация 169-171 Дипамические модели магматических интрузий 213-228 Дифференциация восходящей основной магмы 142-151 Диффузия вакансий в кристаллических решстках Наварро — Геринга 239 Дувиты 168 Землетрясения, механизм 240 - тектонические в верхней мантии 243 Зона аномально повышенных скоростей прохождения воли 210 Зонная плавка 291, 298 Игнимбритовый аэрозоль 139 Игнимбриты 129, 134, 167 — гипотезы происхождения 134 мехапизм извержений 134—141 нормальные 139 - пантеллеритовые 137, 139 пирокластического происхождения 134 — типа «силлар» 135 Илимауссак, массив 228 Ильменит 187, 189 — вторичный окисленный 191 — первичный 189, 191 Иниш, граниты 83, 84 Инишдаврос, питрузивное тело 86 Исходное содержание воды при магмообразовании 165

Ивтрузпвиая брекчия 28 Интрузивы, внешцяя форма 300 внутривулканические 285 — гипабиссальные 285 классификация по признаку глубинности становления 285 - кратерные 285 — обстановка стаповления 303 — плутонические (глубинпые невулканические) 284 — расширения 232 — связанные с центральными комплексами 262 ставовлевие 300—306 субвулканические 285 -- фактор времспи в процессе становле-ม[ั]นศ 306 Кальдера оседания 122, 128, 272 Кангамиут, серия 63 Кангердлугссуак, щелочная интрузия 22, 23Карбонатитовая ассоциация 152 Карбонатиты 267 Карривонгон --- Догрух, пятрузив 101 Карру, базальты 17 — долериты 272, 275, 291 — система разломов 31 Кашел, антиклиналь 90-92, 101 — массив 91 — спиклиналь 84, 90—92, 101 Кашел - - Лох-Уплон, интрузив 87, 89-94, 101, 102 Кемесанари, сброс 15 Кенталлениты 99 Кимберлиты 158 Кислые породы, внедрение 12 Кластолавы 135 Колоколообразные интрузпи 268, 270 Кольцевые дайки 268 Конвекция в мантии 216 Конические слои 231, 262 Коннемара, антиклиналь 84, 94 -- кристаллические сланцы 85 - мигматиты 85, 90 Коппемары основные и ультраосновные питрузивы 82-102 Концептрация тепла 152 Корднерит 98 Кориолиса параметр 216 Коэсит 175 Красцого моря рифт 202 Красные микрограниты 27, 28 Крип 239, 246 Критерии разрушения 231 основанные на теории Гриффитса 234 — — Робсопа и Бэра 231 хрупкого разрушения 232 Критерий перехода от разрушения при скалывании к разрушению при растяжении 247разрушения при растяжения 233, 235, 237— — — с участием разрушения при скалывания 236 --- -- скалывания 232, 235, 236 Кулона — Навье гипотеза впутрениего трения 231, 240 Кулона — Навье критерий 232 Куммингтоцит 91

искривленные 258

- - базальтовых пород 187

Налвиги 258 Лавы базальтовые 208 - средиземноморского типа 208 - тихоокеанского типа 208 Нанорталик, массив 116 Непрозрачные минералы 187 Лампрофиры 171 Ларнит 144 Лебомбо, моноклиналь 30 Несваренные фации 135 Леттершинна, антиклиналь 90, 92 Номес-Маунтинс, массив 116 Летучие, влияние на процесс плавления Нориты 89 153-155 Нуанется, синклиналь 25 Нунарссуит, интрузия 52 Линейные свиты даек 258, 259 Литотермальная система 223 Ньюарк, серия 272, 275 Локоневни, массив 91, 101 Лох-Эшор, формация 110 Магма 139 — андезитовая 208 — базальтовая 161 – газовая фаза в обстановке приповерхпостных интрузий и эффузий 196 - внедрение в хрупкие породы 230 гипотеза генерации в результате снятия напряжений 243 - -- подъема в результате увеличения объема 297 – гранитная 161, 173—186 зарождение 238, 287—294 — остаточная 152 — подъем 238, 294—300 - пути внедрения 152 - становление 238 - эффузивная, или инъекционная, сила 161 Магматическая камера, понятие 224 расслоенность 285 Магматические камеры дискретные 246 - — соотношение параметров разрушения и типов отделяющихся от ших интрузий 258 — — цилиндрические 250 - тела расширения 231 Магматический комплекс острова Рам 9-16 — — — внедрение 15 Магматическое обрушение 112 — при внедрении даек Исортока 52—62 отщепление 271 расклинивание 114 Магмообразование, исходное содержание воды 165 Магнетит 98, 187, 189 Маймечаты 168 Маозе, зона дробления 25 Масукве, комплекс 19, 29 Матеке, граниты 26 Мелакарелунг, гранитный массив 115 Метагаббро 89 Механизм газового подъема 295 Мигма 115, 117 Мигматитовые кварц-диоритовые гнейсы 89 Мигматиты 174 - Копнемары 82 Миссииг, синклиналь 90, 92 Модели интрузий пластические 214 — флюидные 214 Моно-Крейтерс, массивы кислых стекол 174 Мора диаграмма 198, 199 огибающая 199 Мохоровичича поверхность 78-81 Мощность вемной коры 79 Муджиериты 129

Образование гранитов, связь с тектоничсской обстановкой 103 Обсидианы 166 Окисление вторичное (высокотемпературное) 189 Омей, гранит 84 Орпентированные структуры 112 Основные интрузивы Коннемары 82 породы, определение 82 Останцы кровли 105 Остаточные магмы 152 Острова Крамп массив 99 Отерерд, граниты 85 Отшепление 249 Офиолиты 157 Палимпсестовые структуры 110 Параавтохтонные плутоны Рида 117 Парезис, комплекс 31 Парные свиты даек 258 Парциальное плавление при негидростатических напряжениях 244 Пативилика, интрузив 107 «Пелейский» тип извержений 139 Пемзовые лапилли 139 Пепистые лавы 135-137, 139 Пепел 139 Перидотиты 83, 88, 89, 168 Перлиты 83 Перуанский батолит 290 Пирит 189 Пароксениты 89 Пиромагма 135, 139, 239, 295 Пирротин 189 Питон-де-Неж, вулкан 120 — — дифференцированная серия 121, 123 — — древняя океаническая серия 121, 123 — — интрузивные породы 122—127 — — молодая океаническая серия 121, 123 — хронологическая последовательность магматической активности 121

Плавучести гепотеза 294

Плутонические ассоциации 166-168

Плутонических и вулканических ассоциаций концепция Кеннеди и Андерсона 160 Подвижные пояса, общая последовательность магматических образований 157

Полибарическая кристаллизация 144

Поток летучих 152

Прандтля число 216

Пронидающая конвекция в верхней маптии 221

Псевдобрукит 189

Пузырчатые лавы 135

Радиальные свиты даек 259 Расслоеппость коры 79 — магматическая 86, 87, 228 — рятмическая 10, 21 — скрытая 10, 21 сортпровки 87 Рауидстон, грапит 84 Резистеры 104 Релаксации затухания параметр 216 Риолиты 157, 166, 167, 206 Рпфтовая система Восточной Африки 202, 207 Робсона и Бэра критерии разрушения 231, 233, 234 Росс-оф-Мал, плутон 107 Рутил¹⁸⁹ Рэлея число 216 Северный кольцевой комплекс провинции Нуанется 17—32, 291 — — — вулкапо-тектоническая обстановка 30-32 — — — — — габбро 20 — — — — — Главный гранофир 17 — — — — догаббровые долеритовые силлы и дайки 19 — — — — кислые пнтрузивы 25, 27, 30 — — — — кольцевая дайка 25 – – – – метаморфпзм и гпбридизация габбро 23 — — — — механизм внедрения 31 - - - - микрогранитные дайки 27 — — — — определение возраста интрузий 31 — — — — основные интрузивы 19—25 — — — — поздние интрузивы 30 - - - - происхождение 30 Сердентиниты 168 Сессиаг-Клонмесс, формация 107, 108 Сиениты 167 Сюллы 231, 258 внедрение 272—278 – гидростатическая гипотеза 272 — — тектоническая гипотеза 272 Симплектиты 87 Синплутонпческие дайки 117 Скаполит 293 Скергаардский плутон 185 Сквалиты 104 Слив-Тун, формация 106 Соотношения вулканизма и плутопизма 160 - 171Спилитовая ассоциация 152 Средиземноморский тип лав 208 Средивноатлантический рифтовый хребет 202Стокейзена режим 183, 184 Стретсии, комплекс 115 Структуры, возникающие за счет различия коэффицпентов диффузии 226 обусловленные изменением вязкости 225 - распада 189 Сульфиды железа 187, 189, 193 Таупо, вулканическая система 222 Тектопическое выжимание 296 Тепевая стратифицированность 103-118

 — батолитов с спиплутоническими дайками 117, 118

Теневая стратифицированность в массивах. с останцами кровли 104-106 в плутовах реоморфического про-исхождения 116, 117 ---- с включениями 106-112 ---- становление которых происходило с инъекцией пластовых тел и расклиниванием вмещающих пород 113-116 - -- - с унаследованными текстурами и структурами изверженных пород 112. 113 - - общие свеления 103 — — палимпсестовые структуры 110 — — термия 104 — явные реликтовые структуры 108
 Теория двух родоначальных магм Левинсон-Лессинга 160 Термический порог 149 Тетис, древнее море 208 Титаномагнетит 187, 189, 190 Тихоокеанский кольцевой пояс 166, 202, 209 — тип лав (андезитовые) 208 Тоналпты 168 Торр, массив 108, 111, 114 Трахит-риолитовая ассоциация 152 Трахит-фонолитовая ассоциация 152 Трахиты 167 Третпчный магматический центр острова Малл 266 Трещиноватость горных пород, роль давления поровых флюндов 198 Труа-Сеньор, массив 117 Трудос, плутонический комплекс 132 Тулейская провивция 206 Тупдулу, субвулканический комплекс 267 Турбулентной конвекции модель 218 Туфолавы 135—137, 139 Уин, силл 273 Ульвошпинель 187 Ультраосновные питрузивы Коннемары 82 - породы, внедрение 10 — — определение 82 - -- расслоенность 10 Уэрдейл, гранитный массив 81 Фейнед, массив 106, 107, 112 Фельзиты Рама 12 Физические факторы, определяющие способ проявления магматических горных пород 161. 162 Флюндизированная система твердое-в-газе 167Фолкаррег, формация 107—109 Фонолиты 167 Фонтейл, кальдера 138 Фурпез, вулкан 120, 127 Фьямме 134, 137 Хегбомит 98 Химические факторы, определяющие спо-

соб проявления магматических горных пород 162—165 Холлоуэл, гранитный массив 115

Хрупкие породы 230

хрупкие породы 250

Хрупкое разрушение в верхней мантии 238

Чанье, микрограниты 19, 27, 28 Чилва, субвулканический комплекс 267

Шотландская третичная вулканическая провпнция 9 Шелочно-известковая ассопнания 152

Эклогиты 291 Эксплозивная брекчия 13 Энстатит 98 Эрригол, формация 110 Эррисбег, группа 87 Эррисмор — Раундстон — Говла, массив 83—89, 101, 102 — — — общая характеристика и контактные явления 83 — — — условия залегания 89 Эффективного напряжения концепция 234 Эффект расклинивания 233

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие .			•																			•
Из предисловия	ı p	еда	кто	opor	a a	нг	าหยั	ск	010	DE	18,	ав	1115	ł								

ОПИСАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

А. Данем. Третичный магматический комплекс острова Рам. Перевод И. М. Сперанской
К. Стилмен. Структура и развитие Северного кольцевого комплекса магма- тической провинции Нуанетси, Южная Родезия. Перевод И. М. Сперанской
Дж. Окотт. Тектоника гранита Голуэй. Перевод И. М. Сперанской
Д. Бриджуотер, К. Ко. Роль магматического обрушения при впедрении гнгантских даек Исортока, южная Гренландия. Перевод И. М. Сперанской
Б. У индли. Первичный кварц ферро-долеритовых — гранат-амфиболитовых даек в районе Суккертоппен, западная Гренландия. Перевод И. М. Сперанской
ФОРМА И СТАНОВЛЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ИНТРУЗИЙ
М. Ботт, А. Холдер, Р. Лонг, А. Лукас. Структура земной коры под гранитными массивами юго-западной Англии. Перевод П. П. Смолика
лина
У. Питчер. Теневая стратифицированность в интрузившых гранитах (обзор). Перевод П. П. Смолина
Б. А птоп, У. Уодсуорт. Внутривулканические интрузии Реюньона. Пере- вод И. М. Сперанской
Г. Тазнсв. Механизм пгнимбритовых извержений. Перевод И. М. Сперанской
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДЛННЫЕ И ПРОБЛЕМА ГЕНЕРАЦИИ МАГМЫ
Б. Джеймисоп. Дифференциация восходящей основной магмы. Перевод П. П. Смолина
Д. Бейли. Поток летучих, концентрация тепла и генерация магмы. Перевод П. П. Смолина
П. Харрпс, У. Кеннедп, К. Скарф. Соотношения вулканизма и плу- топизма в свете вариаций химического состава горных пород. Перевод П. П. Смолина
У. Файф. Несколько мыслей о гранштных магмах. Перевод П. П. Смолина Дж. Аде-Холл, И. Лолп. Различия между непрозрачными минералами в третичных базальтовых дайках и лавах. Перевод И. М. Сперанской

теоретические вопросы подъема магмы и становления тел изверженных пород

С.	Маррелл.	Глобальная т	ектопика, в	механические	свойства	горных	пород
	п механизм	вулканически	х интрузий.	Перевод П.	П. Смоли	на	

Дж. Элдер. Количественное лабораторное изучение динамических моделей магматических интрузий. Перевод П. П. Смолина

МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕХАНИЗМА ВНЕДРЕНИЯ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ТЕЛ

Дж. Робертс. Впедрение магмы в хрупкие породы. Перевод П. П. Смолина

обсуждение

Н. Раст. Зарождение, подъем и становление магм. Перевод П. П. Смолина Предметный указатель