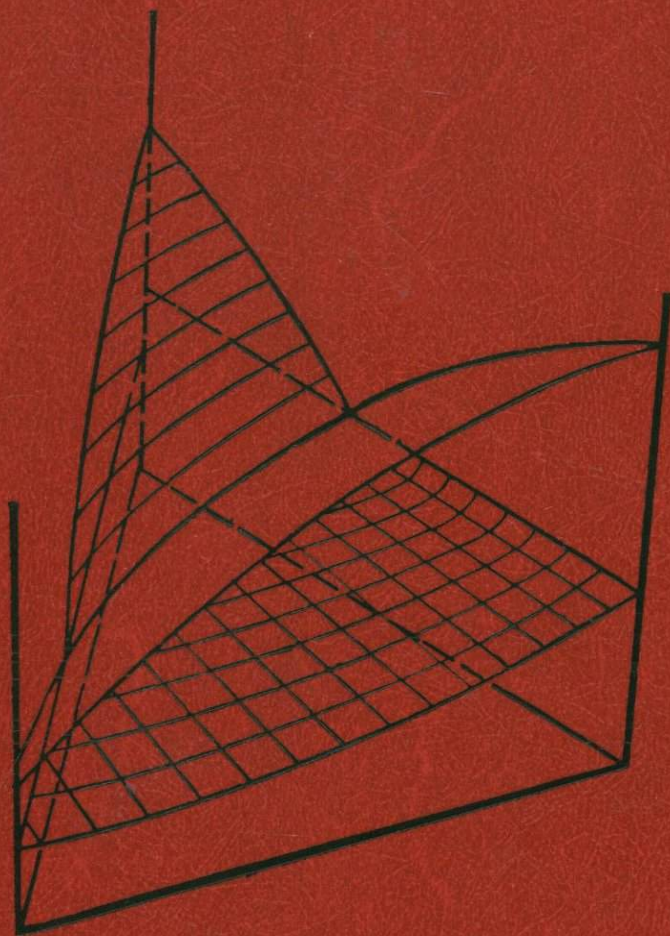


МИГМАТИТЫ



Издательство «Мир»

МИГМАТИТЫ

МИГМАТИТЫ

1954

И. С. Абрамзон

Институт геологических наук

Ученый сотрудник

Москва

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

1954

MIGMATITES

edited by
J. R. Ashworth
Lecturer in Geological Sciences
University of Aston

Blackie
Glasgow and London
Distributed in the USA by
Chapman and Hall
New York

МИГМАТИТЫ

Под редакцией
Дж. Р. Эшурта

Перевод с английского
кандидатов геол.-мин. наук
М. А. Богомолова, Л. Н. Индолева, Ю. Т. Сухорукова

под редакцией
чл.-корр. АН СССР А. А. Маракушева

4995



Москва «Мир» 1988



ББК 26.303

М57

УДК 552

Эшуорт Дж. Р., Йоганнес В., Грант Дж. А., Олсен С. М., Мак-Леллан Э. Л., Трейси Р. Дж., Барр Д., Туре Дж.

Мигматиты: Пер. с англ./Под ред. Дж. Р. Эшуорта. — М.: М57 Мир, 1988. — 344 с., ил.
ISBN 5-03-000913-2

Книга написана группой авторов из США, Великобритании, ФРГ и Голландии. В ней рассматривается проблема генезиса мигматитов с привлечением новых экспериментальных данных по гранитным системам, по флюидным включениям в минералах мигматитов, а также по фазовым равновесиям, отмечающимся при частичном плавлении пелитовых пород. Делается вывод о комплексной природе процессов мигматизации. Приводятся детальное описание текстур и структур мигматитов, а также методика подсчета баланса вещества при их образовании. Для петрологов, минералогов, геохимиков и геологов широкого профиля.

М $\frac{1904020000-107}{041(01)-88}$ 118-88, ч. 1

ББК 26.303

Редакция литературы по геологии и геофизике

ISBN 5-03-000913-2 (русск.)

© 1985 Blackie & Son Ltd.

ISBN 0-412-00841-6 (англ.)

© перевод на русский язык, «Мир», 1988

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Проблема генезиса мигматитов имеет очень большое значение в геологии для познания процессов формирования континентальной земной коры. Эта проблема необычайно сложна и дискуссионна. В разрешении ее с давних времен наметились две концепции.

Первая была предложена финским геологом Седерхольмом (J. J. Sederholm, 1907) и получила физико-химическое обоснование в нашей стране в трудах Д. С. Коржинского, его учеников и последователей. Согласно этой концепции, мигматиты развиваются в открытых физико-химических системах в ходе общей дебазификации глубокометаморфизованных складчатых вулканогенно-осадочных толщ при инфильтрации через них флюидов подкорового происхождения, осуществляющих принос и вынос компонентов. При этом метаморфические породы различного состава (метапелиты и метабазиты) замещаются лейкократовым материалом, который в его предельном развитии приближается по составу (по числу минералов и их количественным соотношениям) к гранитным эвтектикам. Такой состав лейкократового материала не может сформироваться метасоматически при участии в мигматитообразовании гранитных расплавов. Этот процесс с физико-химической точки зрения определяется как магматическое замещение кристаллических сланцев, сопровождаемое аллохимическим метаморфизмом с приближением их состава к составу гранитов. Такая гранитизация гнейсов и основных кристаллических сланцев является частью более общей дебазификации глубинных зон Земли, в результате которой происходит увеличение мощности коры и орогенное воздымание складчатых поясов. Эта концепция основывается на результатах детального петрографического изучения мигматитов, в которых по характеру замещения минералов повсеместно прослеживаются процессы дебазификации. Они выражаются также в образовании вторичной (метасоматической) зональности минеральных зерен, краевые части которых обедняются тугоплавкими основаниями (MgO , CaO). Показательны в этом отношении мигматиты глубинных гранулитовых комплексов, в которых зерна пироп-альмандинового граната повсеместно приобретают более железистый состав в краевых частях.

Принципиально новая концепция была выдвинута шведским геологом Холмквистом (R. J. Holmquist, 1921), который связал

образование мигматитов с селективным выплавлением гранитных расплавов из метаморфических пород в физико-химически закрытых системах (при повышении температуры и давления, без существенного привноса и выноса вещества). Меланократовые биотитовые образования, содержащиеся в мигматитах (так называемая меланосома), рассматриваются по этой концепции в качестве реститов — базифицированных остатков после выплавления из первичных пород гранитных расплавов, с кристаллизацией которых связывается образование лейкократовой части (лейкосомы) мигматитов. Простота и наглядность этих представлений, а также легкость экспериментального моделирования селективного плавления пород обеспечили концепции широкую популярность. Она особенно усилилась после публикации в ее поддержку монографии К. Р. Менерта¹, несмотря на то что процесс базификации гнейсового субстрата мигматитов, лежащий в основе этой концепции, не прослеживается петрографически по характеру взаимного замещения минералов. Биотит в мигматитах в конечном итоге вытесняет все темноцветные минералы (пироксены, роговую обманку) и местами образует вокруг инъекций гранитов меланократовые оторочки, которые рассматриваются в качестве мелансомы реститовой природы. Однако такой трактовке противоречит обогащенность этих оторочек железом и калием, наиболее легкоплавкими компонентами, которые в первую очередь должны были бы переходить в гранитные расплавы при селективном плавлении гнейсового субстрата.

Таким образом, в петрологии сложились две противоположные концепции развития мигматитов, которые по характеру принимаемой модели аллохимического метаморфизма гнейсового субстрата можно назвать концепцией дебазификации (гранитизации) и концепцией базификации (реститообразования).

Настоящая монография, предлагаемая вниманию советского читателя, написана, в общем, в плане реститовой концепции образования мигматитов коллективом исследователей мигматитовых формаций Англии (Дж. Эшуорт и Д. Барр), США (Дж. Грант, Э. Мак-Леллан, С. Олсен, Р. Грейси), ФРГ (В. Йоганнес) и Голландии (Дж. Туре). Ее редактор Дж. Эшуорт в предисловии отмечает, что книга не имеет целью заменить образцовое руководство по мигматитам Менерта, а только дополняет его новыми материалами. Однако в действительности она представляет дальнейший крупный шаг на пути изучения мигматитов и отход в их трактовке от свойственного Менерту ортодоксального рассмотрения мигматитов как продуктов

¹ К. Р. Менерт, Мигматиты и происхождение гранитов. — М.: Мир, 1968.

селективного плавления пород в закрытой физико-химической системе. Она в значительно большей мере отражает реальную сложность происхождения этих образований.

В главе, посвященной обобщению экспериментальных данных по гранитным системам, Йоганнес дает анализ положения эвтектических составов в гранитной системе «полевые шпаты — кварц» при различном флюидном режиме (H_2O , CO_2 , F, B_2O_3). Полученные данные сопоставляются с результатами изучения мигматитов Южной Норвегии. Показано, что лейкосома этих пород значительно богаче калиевым полевым шпатом по сравнению с возможными эвтектическими составами гранитов. Выявленные соотношения позволили сделать вывод о том, что процесс мигматизации гнейсов нельзя свести к простому выплавлению из них гранитных расплавов. Должны существовать дополнительные факторы, контролируемые и обуславливающие эволюцию лейкосомы (и меланосомы) и приводящие к образованию мигматитов.

Специальный анализ фазовых равновесий, возникающих при частичном плавлении пелитовых пород, провел Грант, представивший доказательства сложности генезиса мигматитов, в формировании которых принимают участие частичное плавление, метаморфическая дифференциация, инъекция и метасоматизм.

Исследования баланса вещества при мигматизации пород, выполненные С. Олсен, являются ключевыми для генетических представлений: их результаты указывают на комплексную природу процессов мигматизации, которые широко варьируют по механизму и степени отклонения от изохимической системы.

Интересны главы о структурах мигматитов (Дж. Эшуорт и Э. Мак-Леллан) и проявлениях мигматитов в Новой Англии, США (Р. Трейси) и Шотландии (Д. Барр), в которых подчеркиваются исторические аспекты развития мигматизации, связь ее с различными этапами тектонических деформаций слоистых толщ, полиметаморфическая природа мигматитов, обычная совмещенность нескольких их генераций, охватывающих широкие возрастные интервалы.

Наиболее важна, по моему мнению, глава, посвященная флюидным включениям в минералах мигматитов Южной Норвегии и Колорадо, США (Дж. Туре и С. Н. Олсен). В мигматитах Норвегии включения в минералах подразделяются на углекислотные, азотно-углекислотные, углеводородные (и графитовые), углеводородно-водные и водные. В мигматитах из Колорадо (США), отличающихся более высокой степенью окисленности флюидов, включения представлены углекислотным, водно-углекислотным и водным типами. Общей закономерностью является углекислотный состав флюидных включений, относящихся к ранней высокотемпературной (собственно магматиче-

ской) стадии образования мигматитов. Она в какой-то мере объясняется взаимодействием флюидов с магмой, в ходе которого H_2O и CO_2 разделяются между гранитным расплавом и флюидной фазой (в расплаве концентрируется H_2O , а остаточная флюидная фаза обогащается при этом CO_2). Однако этого эффекта недостаточно, чтобы объяснить происхождение включений, сложенных почти чистой CO_2 . Авторы подчеркивают, что широкое распространение включений, сложенных практически чистыми веществами CO_2 , CH_4 , N_2 , или H_2O (наряду со смесями этих компонентов), представляет новую проблему физико-химического режима образования мигматитов, которая в настоящее время еще не находит удовлетворительного решения. На наш взгляд, эти соотношения отражают критические явления во флюидах, вызывающих мигматизацию, их распад на фазы, содержащие полярные (водные) и неполярные (CO_2 , N_2 или CH_4) молекулярные компоненты ниже критической температуры, повышенные значения которой (400—700 °C) могут быть обусловлены высоким давлением и повышенной концентрацией солевых компонентов во флюидах. Рассматриваются также расплавные включения в мигматитах по материалам исследований ученых из Новосибирска А. А. Томиленко и В. П. Чупина (1983).

В целом книга охватывает множество сложных проблем образования мигматитов как геологического, так и физико-химического плана и представляет интерес для геологов самых разных направлений.

А. Маракушев

ПРИНЯТЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Qz (qz) — кварц
Or (or) — калиевый полевой шпат
Ab (ab) — альбит
Zo — цоизит
Ky — кианит
L — жидкость
V — пар
Ms — мусковит
Pa — парагонит
Hb — роговая обманка
Mc — микроклин
Mt — магнетит
Sph — сфен

ВВЕДЕНИЕ

Дж. Р. Эшуорт

1.1. Предмет книги

Эта книга содержит обзорные петрологические статьи ведущих современных исследователей мигматитов. Она не может охватить все стороны предмета и призвана не заменить, а скорее дополнить образцовый труд Менерта [62]. Появление предлагаемых здесь очерков было до некоторой степени стимулировано публикацией великолепного сборника научных статей под редакцией Атертона и Гриббла [6]. Некоторые из поднятых там вопросов рассматриваются здесь более детально. Обе упомянутые публикации [6, 62] посвящены рассмотрению как мигматитов, так и гранитов, тогда как эта книга ограничивается только мигматитами. Помимо глав, посвященных специальным методам изучения мигматитов, в нее помещены две работы по конкретным регионам, где в последнее время было проведено много исследований (в Новой Англии и в Мойнском регионе в Шотландии). Каждая глава представляет личную точку зрения автора (или авторов), и настоящее введение является личным заявлением одного из них, которому довелось быть также и редактором. Здесь редактор пользуется возможностью привлечь внимание читателей к наиболее сложным и интересным местам из других глав и высказать свои собственные суждения (или, как некоторые скажут, свои собственные заблуждения).

Достигнутый за последнее время прогресс в понимании процессов мигматизации связан главным образом с изучением простых случаев. Некоторые из них представляют собой локальные проявления мигматитов, например мигматитовые контактовые ореолы ([90] и статья Гранта в данном сборнике). Для построения количественных моделей баланса масс выбирались случаи с простыми геометрическими формами (статья Олсен, в этой книге). Приложимость таких исследований к сложным комплексам с широким разнообразием явлений мигматизации (рис. 1.1) может быть не сразу очевидной, но цель всей работы в конечном счете — разобраться в сложных случаях. Барр (настоящая книга) достиг успеха в интерпретации полимигматитовых комплексов с позиций современных идей, касающихся петрогенезиса мигматитов. Трейси (этот сборник) установил положение мигматитов Новой Англии в общей последовательности

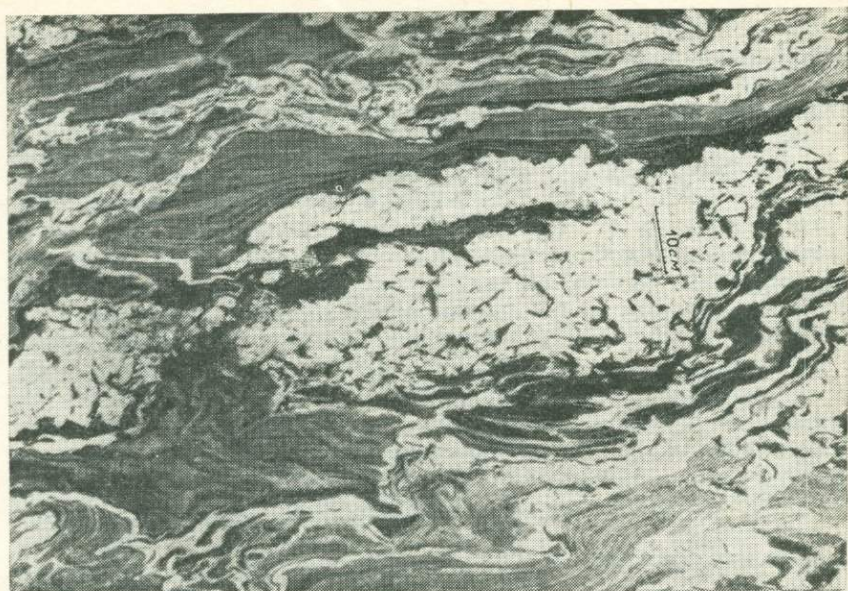


Рис. 1.1. Мигматит. Длина линейки 10 см. Гранхольмен, к юго-востоку от Рунмарё, восточнее Стокгольма, Швеция. Фотография любезно предоставлена проф. Менертом.

тектонических и метаморфических событий, задокументированных в этом регионе.

Данная книга посвящена главным образом частичному плавлению и его последствиям. Этот акцент отражает распространенную точку зрения, связывающую большинство мигматитов с частичным плавлением. Однако другие способы их образования не отвергаются (см., например, статьи Олсен, Эшуорта и Мак-Леллан, Трейси и Барра в этой книге). Ниже вслед за разделом об использовании описательных и генетических терминов приводится обсуждение процессов и трудностей установления определенных критериев, подтверждающих или опровергающих гипотезу частичного плавления.

1.2. Определения

1.2.1. Описательные термины. Уже в XIX столетии происходили споры относительно происхождения «гнейсов ли-пар-ли», ныне называемых полосчатыми мигматитами. (В табл. 1.1 приводятся определения терминов, используемых при описании наиболее обычных текстурных типов мигматитов. Менерт [62] оп-

Таблица 1.1. Определение некоторых важных терминов
(в основном по Менерту [62])

<i>Мигматит</i>	Порода, встречающаяся в областях развития метаморфизма средней и высокой ступеней, всегда макроскопически неоднородная, одна из составляющих которой светлоокрашена и имеет кварц-полевошпатовый или полевошпатовый состав
<i>Тела внутри мигматита</i>	
Лейкосома	Светлоокрашенный кварц-полевошпатовый или полевошпатовый материал мигматита
Меланосома	Темноокрашенный материал, присутствующий только в некоторых мигматитах, богатый мафическими минералами; комплементарен лейкосоме
Неосомы	Лейкосома+меланосома
Мезосома [39]	} Часть мигматитового комплекса, которая не является неосомой, имеющая вид обычной метаморфической породы, часто промежуточна по цвету между лейкосомой и меланосомой
Палеосома (некоторых авторов)	
<i>Термины, относящиеся к составляющим частям мигматитов</i>	
Палеосома (некоторых авторов)	} Гипотетическая материнская порода, которая преобразовалась в неосомы
Протолит (напр., Йоганнес)	
Рестит	Остаточная порода, из которой удален более подвижный материал
<i>Текстурные типы мигматитов</i>	
Полосчатый	Слоистый (обычно довольно неправильно)
Агматитовый	Брекчиевидный
Блоковый	Блоки или плиты нелейкосомы в лейкосоме
Шлировый	Полосы нелейкосомы в лейкосоме
<i>Термины, относящиеся к плавлению</i>	
Анатексис	Частичное плавление
Метатексис	Умеренная степень частичного плавления; лейкосома количественно подчинена нелейкосоме; сохраняются первичные текстуры пород
Диатексис	Экстенсивное частичное плавление; лейкосома по объему сравнима или преобладает над нелейкосомой; первичные текстуры пород утрачиваются; мафические минералы четко выделяются в лейкосоме

ределяет и прекрасно иллюстрирует множество других терминов.) Термин *мигматит* был введен великим финским геологом Седерхольмом в статье, опубликованной в Швеции в 1907 г. (в той же самой классической статье были предложены и два других термина — «анатексис» и «птигматитовый»). Он, естест-

венно, использует термины, которые теперь кажутся устаревшими, но определяет мигматиты на основе их происхождения из смеси расплава и твердых фаз. Менерт [62] справедливо предпочитает определения, не связанные с генезисом пород, и моя собственная попытка (табл. 1.1) лишь модификация его формулировок. Браун [10] предпочел бы ограничить применение термина «мигматит» полосчатыми типами, исключая агматиты и диатектиты (см. разд. 1.2.2 и 1.6), но в этой книге применяется более широкое его определение. В мигматитах имеются участки, по внешнему виду более или менее напоминающие магматические породы: «пегматитового, аплитового, гранитного и вообще plutонического облика» [62]. Чтобы избежать какого бы то ни было навязывания мнения об их образовании из расплава, тела такого материала, по Менерту, описательно называются *лейкосомами* (табл. 1.1). Существуют другие участки, которые выглядят как обычные метаморфические породы, например пелитовые кристаллические сланцы или гнейсы среднего состава: их часто называют *палеосомами*, но против этого термина имеется возражение, так как он вызывает путаницу с материнской породой, из которой в результате процесса дифференциации мог образоваться мигматит. По логике вещей эта гипотетическая материнская порода не должна более существовать и нельзя считать ее идентичной сланцу, гнейсу и т. д. Поэтому Хенкес и Йоганнес [39] ввели для нее термин *мезосома*. Это изменение в терминологии не стало общепринятым: например, Олсен в этой книге использует термин «палеосома» в только что описанном смысле. Описательное наименование «мезосома» применяется к породе, являющейся промежуточной между светлоокрашенной лейкосомой и темной *меланосомой* (табл. 1.1), которая иногда пространственно отделяет лейкосому от мезосомы. Границы типичных лейкосом резкие [62, с. 60]; бросается в глаза разница в размерах зерен крупнозернистой лейкосомы и более мелкозернистых мезосомы и меланосомы. (Разновидности лейкосом с более расплывчатыми границами обсуждаются Менертом [62, с. 40—42] и Эшуортом и Мак-Леллан в этой книге.) Меланосома может представлять собой богатые темноцветными минералами зальбанды, или слагать сравнительно крупные участки совместно с лейкократовым материалом, или быть представленной тем и другим одновременно. Меланосомы постепенно переходят в мезосомы [2, 25, 60]. Соотношения размеров зерен в меланосомах и мезосомах разнообразны (Эшуорт и Мак-Леллан, в этой книге). Меланосомы и лейкосомы, будучи обе продуктами мигматизации, могут носить общее наименование «неосомы» (табл. 1.1, [62]). Палеосома этимологически противоположна неосоме, отсюда тенденция применять этот термин к гипотетической, ныне не существующей

щей породе, материнской по отношению к неосомам [62, с. 356], однако выражение «материнская порода» более предпочтительно при нынешнем наводнении терминами. Йоганнес в этой книге употребляет для материнской породы термин «протолит».

В отношении некоторых мигматитов с малым содержанием темноцветных минералов (например, мигматизированных псаммитов) термин «меланосома» теряет смысл. В тех случаях, когда достаточно ясно, что мигматизация происходит путем отделения материала лейкосомы от остатка, остаточная порода может быть названа реститом (табл. 1.1, [62]) независимо от

Таблица 1.2. Упрощенная классификация процессов мигматизации

	<i>Процесс требует открытой системы</i>	<i>Процесс не требует открытой системы</i>
<i>Процесс требует присутствия расплава</i>	Магматическая инъекция	Анатексис
<i>Процесс не требует присутствия расплава</i>	Метасоматизм	Метаморфическая дифференциация

того, достаточно ли в ней темноцветных компонентов, чтобы называть ее меланосомой [2]. (Соответствующий термин «мобилизат» для более подвижной части мигматита мало употребителен, поскольку «лейкосома» уже включает в себя это понятие.)

1.2.2. *Процессы.* Седерхольм считал мигматиты промежуточными породами между магматическими и метаморфическими — греческое «мигма» означает смесь. Хотя вначале в качестве агента мигматизации он рассматривал расплав [77], в более поздних его работах фигурировал более тонкий мигматизирующий флюид («ихор»). С работой 1907 г. и другими, фиксирующими последовательную эволюцию его взглядов, можно ознакомиться по посмертно изданному на английском языке сборнику [78]. Предполагалось, что мигматизирующие флюиды выделяются близлежащими гранитами [78, с. 252]). Как заметила Олсен (разд. 4.1 данного сборника), последовавшая затем полемика с Холмквистом [44] содержит все существенные элементы современных дебатов по процессу мигматизации. Холмквист полагал, что эти флюиды исходят из вмещающих пород, а не из гранитов; отделение пара может порождать мигматиты на сравнительно низкой ступени метаморфизма, тогда как час-

тичное плавление может делать это на более высоких ступенях. В табл. 1.2 приведены современные наименования этих процессов. Как подчеркнул Браун [10], они не являются взаимоключающими, т. е. одновременно может действовать более чем один процесс. Например, одна комбинация, рассмотренная Олсен в этой книге, представляет сочетание анатексиса с метасоматизмом. Размер «открытой» или «закрытой» системы, о которых пойдет речь, по-видимому, около 1 м, т. е. она включает в себя одну или несколько лейкосом (Олсен в этой книге, рис. 4.13). Этот уровень интерпретации еще не обращается к причине, вызвавшей процесс: метаморфическая дифференциация, например, может регулироваться тектонически (посредством градиентов давления), разностями химических потенциалов между минеральными ассоциациями и т. д. (разд. 1.4).

На стадиях развитого частичного плавления возникают диатектиты: определение, приведенное в табл. 1.1, заимствовано у Менерта [62] (модифицировано автором). Браун [10] подчеркивает отсутствие в диатектитах протяженной послойной полосчатости. Для менее развитого анатексиса используется термин *метатексис* (табл. 1.1). В диатектитах часто обнаруживается резкое преобладание лейкосомы, внутри которой нелейкосомный материал залегает прерывисто, в виде блоков или полос. Конечным членом этой серии метатектит — диатектит является «гомогенный диатектит» [62, 11], который логически нельзя считать мигматитом [62, с. 40 и 41]; он обсуждается здесь только потому, что тесно ассоциируется с истинными мигматитами.

1.3. Мигматиты и граниты

Геологические соотношения финского докембрия позволили Седерхольму [78] указать на связь между мигматизацией и гранитообразованием (см. также [46]). Хотя термин *анатексис* стал употребляться специалистами по мигматитам для частичного плавления на месте (только с незначительной сегрегацией расплава), Седерхольм [78, с. 49] первоначально связывал этот термин с региональным петрогенезисом гранитов: «Процесс, протекал снизу вверх... затвердевшая позже магма отделялась от более древних гранитов посредством возрождения». Очевидно, что этот термин продолжает употребляться в этом смысле в петрологии изверженных пород, когда происхождение гранитного плутона связывается с «коровым анатексисом» [96].

Связь между некоторыми мигматитами и некоторыми гранитами несомненно существует. Жильные комплексы, окаймляющие гранитные интрузии, представляют хорошие примеры магматической инъекции; эта связь, однако, не столь очевидна,

если главная интрузия не обнажается [30]. Противоположный процесс соединения отдельных порций расплава с образованием подвижной магмы представляет более фундаментальный интерес, но его труднее обнаружить. При рассмотрении этого вопроса с позиций петрологов-мигматистов становится очевидным, что геологические соотношения диатектитов часто указывают на общее течение. Классическая работа Менерта, посвященная переходу через метатектиты к диатектитам в Шварцвальде, кратко изложена в его книге [62, с. 246—276]. Ядро куполовидной структуры сложено гомогенным диатектитом, почти неотличимым от нормального интрузивного гранита, и сама куполовидная структура образовалась в результате потока расплава. Браун [11] описывает область развития мигматитов в северо-восточной Бретани, где на наиболее развитых стадиях диатексиса образовались подвижные породы. Согласно описанию, ядро гомогенного диатектита «пробивает» оболочку негомогенного диатектита и метатектита, интродуруя их, а также и немигматизированные метаосадки на более высоких структурных уровнях. В отношении геохимии [11], так же как и по геологическим соотношениям, диатектиты ведут себя как магматические породы, развившиеся за счет фракционной кристаллизации.

Спецификой классической области, описанной Седерхольмом [77], является ее исключительная сложность. Она находится в пределах так называемого Свекокарельского орогенного пояса. Метаморфизм имеет докембрийский возраст (1800—1900 млн. лет [47]). Простого петрографа сложность ее структуры обескураживает (рис. 1.1), и неудивительно, что процессы мигматизации в ней трудно разгадать. В одной из последних работ по этому району лейкосомы были использованы для расшифровки последовательности структурных событий в качестве временных реперов [46]. Что же касается процессов, то здесь участвовали как анатексис, так и метаморфическая дифференциация [46]. Сложность структур Мак-Леллан [61] отчасти объясняет деформацией пород в частично расплавленном состоянии. Геотермометрия показывает, что части этого комплекса подвергались воздействию таких температур, при которых можно предположить наличие анатексиса [18]. Нелегко разгадывать происхождение мигматитов после того, как они были несколько раз пластически деформированы: следы имеют свойство стираться.

Исторически сложилось так, что предвзятые точки зрения при отсутствии хороших доказательств привели к ожесточенной и бессмысленной «гранитной полемике» [74], в которую, будучи связанными с гранитами, оказались вовлеченными и мигматиты. По мнению автора, гранитная полемика (в отличие от нескольких мигматитовых) ныне прекратилась: граниты — маг-

матические породы. Эта дискуссия весьма поучительна. Во-первых, геологические соотношения могут толковаться неоднозначно. В интрузивном контакте плутона можно было увидеть или «фронт гранитизации», или несогласие между гнейсами фундамента и покрывающими метасадками, если имелись лишь полевые данные, а другие свидетельства (такие, как геохимия плутона или петроструктуры метаморфических пород) не принимались во внимание. Во-вторых, наблюдаемые в шлифах структуры нередко толковались ошибочно, что также поучительно. Таттлом [88] было выполнено классическое исследование субсолидной эволюции структур гранита. Эшуорт и Мак-Леллан в этой книге обсуждают эволюцию структур лейкосом отщепленного расплава.

4995
Позже, поскольку геологи выступили против «гранитизационизма», соотношения гранит — мигматит стали толковаться, к сожалению, с экстремальной точки зрения, заключающейся в том, что все региональные мигматиты должны быть анатектическими. В качестве взятого наугад примера из литературы по общей геологии в недавнем учебнике по полевой геологии можно прочесть, что «мигматит означает смесь пород различных типов, из которых по крайней мере одна магматическая» ([34, с. 17]. Это заявление представляет собой крайнее упрощение. Для полевой работы термин «мигматит» должен быть определен описательно, чтобы избежать предвзятой интерпретации, применяя с первого взгляда на породу генетическую терминологию. Любое такое описательное определение будет включать некоторые негомогенные породы, которые не имеют компонента отщепленного расплава. Анатектические и неанатектические мигматиты могут оказаться трудноразличимыми, и эти различия заслуживают внимания (Эшуорт и Мак-Леллан в этой книге).

1.4. Мигматизация при отсутствии расплава

Мигматиты, образующиеся при отсутствии расплава, названы *метаморфическими мигматитами* (см., например, [60]). Следует рассмотреть процессы метасоматизма и метаморфической дифференциации (табл. 1.2).

Едва ли можно найти свидетельства участия в образовании мигматитов крупномасштабных, региональных метасоматических процессов. Метасоматизм, рассматриваемый Олсен в данном сборнике, также представляет собой нечто более тонкое, чем «гранитизация». В Мойнском регионе методом статистической геохимии не удастся уловить различие в валовых составах мигматизированных и немигматизированных (более низкой сту-



пени) частей одной и той же литостратиграфической серии (Барр, данный сборник, разд. 7.2.1). Барр критически относится к идее регионального метасоматизма в двух изученных им комплексах Мойнского региона, один из которых — мигматитовая серия ([9], см. разд. 7.4.4 данного сборника), а второй — довольно однородная толща гранитогнейсов, которым приписывалась метасоматическая «мигматизация» (см., например, [24]), но теперь он считается толщей деформированных и метаморфизованных интрузий (Барр, данный сборник, разд. 7.2.2).

Конечно, прогрессивный метаморфизм оказал некоторое влияние на состав метаморфической толщи. Помимо очевидной потери летучих компонентов (H_2O , CO_2), изменения состава, по-видимому, незначительны, хотя некоторые тонкие изменения установлены вполне определенно [28, 38]. Когда отделившийся флюид просачивается по трещинам, на низкой ступени метаморфизма образуются главным образом кварцевые жилы [100]. В этом проявляется местное перераспределение относительно растворимого в водном флюиде компонента SiO_2 . При повышении степени метаморфизма в жильные ассоциации начинает входить полевой шпат [91]. Минеральный состав жил в основном соответствует ассоциации вмещающих пород; таким образом, калиевый полевой шпат сопровождается плагиоклазом, если он также присутствует во вмещающей породе.

В пелитах это становится обычным лишь выше изограды силлиманит+калишпат. Ниже этого порога дегидратации ассоциации мусковит+кварц наиболее обычной жильной ассоциацией является кварц+плагиоклаз. Подобные жилы упоминаются в этом сборнике Эшуортом и Мак-Леллан (разд. 5.2.1) и Трейси (разд. 6.5.3). При температурах, близких к началу плавления, как показывают экспериментальные исследования, водный флюид может переносить кварц и полевые шпаты (Олсен, данный сборник, разд. 4.4.2). Подобно кварцевым жилам на низкой ступени, эти метаморфическо-гидротермальные жилы часто бывают крупнозернистыми [91, 97], и эта особенность может помочь отличить их от анатектических лейкосом [99]. Таким образом, некоторые пегматитовые жилы — результат своего рода метаморфической дифференциации и, если их достаточно много, они могут слагать лейкосому мигматитового комплекса. Другие пегматитовые жилы, конечно, могут быть связаны с близлежащей гранитной интрузией. Эшуорт и Мак-Леллан (данный сборник, разд. 5.2.1) поставили вопрос об определении понятия «пегматит» в условиях мигматитового поля. Этот термин, к сожалению, применяется слишком широко к любым лейкосомам с зерном крупностью ~ 1 мм, так что многие глубинные анатектические лейкосомы именуются пегматитами или пегматоидами [62].

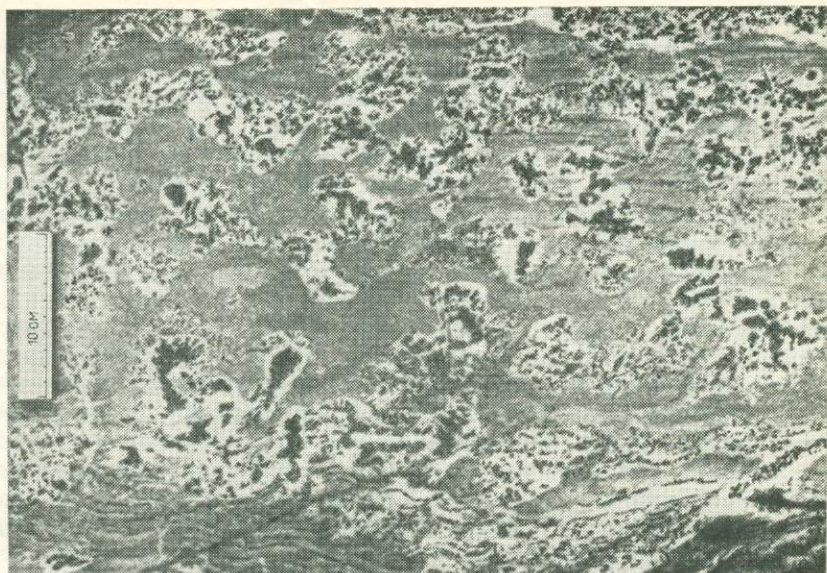


Рис. 1.2. Пятнистый гнейс. Длина линейки 10 см. Остров Крокё, к юго-востоку от Вестервика, Швеция. Фотография любезно предоставлена проф. Менертом.

В условиях тектонического стресса в твердых нетрещиноватых породах действует метаморфическая дифференциация другого типа. Самое обычное явление на низких ступенях метаморфизма — дифференциация на прослойки, богатые кварцем и богатые листовыми силикатами, сопровождающаяся микроскладчатостью, связанной с более ранней рассланцовкой пелитов. Имеется несколько объяснений этого эффекта [40, 22, 75]. Существенно, что в породах с неоднородными механическими свойствами стресс вызывает градиенты давления, и (как и в процессе образования жил) относительно подвижная составляющая (кварц) вследствие растворения и переотложения мигрирует в области пониженного давления. Такой процесс, действующий на более высоких ступенях метаморфизма и переносящий кроме кварца еще и полевой шпат, может привести к образованию настоящих лейкосом [60]. Хотя распределение давления может быть более сложным, чем в примере с микроскладчатостью, отсутствие потока расплава может проявиться в текстурных отличиях от анатектитов [60]; обнаружено, что структуры мигматитов этих двух типов (анатектических и неанатектических) на одной и той же территории развиваются различным образом ([60], Эшуорт и Мак-Леллан в данном сборнике). Трейси в разд. 6.5.4 настоящего сборника обсуждает возможные реак-

ции дегидратации, вызванные тектоническими процессами и приводящие к образованию лейкосом.

Метаморфическая дифференциация может происходить и без тектонического стресса, в результате реакций между породообразующими минералами. Пятипестые гнейсы [57, 75] содержат во вмещающей мезосоме скопления темноцветных минералов, окруженные светлыми кварцевыми или кварц-полевошпатовыми оторочками (лейкосомами). Такие структуры (рис. 1.2) довольно характерны, хотя имеются возражения, что этот же процесс может привести к полосчатости [57]. Для примеров, описанных Лобергом [57], Фишер [31] разработал количественную диффузионную теорию. В одном примере ядра сложены ассоциацией андалузит + биотит + кварц, лейкосомы — ассоциацией кварц + полевой шпат, а мезосомы — ассоциацией силлиманит + биотит + кварц + полевой шпат. Общая реакция, приводящая к дифференциации: силлиманит → андалузит; продукты ее пространственно отделены от реагентов, а Al ведет себя инертно. Под воздействием возникающих локальных градиентов химического потенциала [31] Fe и Mg диффундируют в ядро, тогда как K — в лейкосому.

1.5. Составы анатектических лейкосом

Разделы 1.5—1.9 посвящены главным образом трудностям, связанным с выработкой объективных критериев, подтверждающих или опровергающих анатексис. Парадокс состоит в том, что большинство петрологов рассматривают большую часть мигматитов как анатектические, тогда как сами образцы, на которые они ссылаются, не могут пройти элементарных «тестов» на анатектическое происхождение. Эти элементарные тесты считаются сверхупрощенными. Анатексис выводится из совокупности различного рода наблюдений и интерпретаций, во многих случаях еще менее внушающих доверие. Первым примером «теста», который часто дает отрицательный результат, служит предположение, что анатектические лейкосомы должны иметь состав «гранитного минимума».

1.5.1. «Гранитный минимум». В классической работе Таттла и Боуэна [89] установлен состав «минимального расплава» в системе Qz—Ab—Or—H₂O, т. е. состав наиболее низкотемпературного расплава из водонасыщенной ассоциации кварц + щелочной полевой шпат. Последующие работы, изучавшие этот процесс при более высоких давлениях, где этот «минимум» представляет собой настоящую эвтектику, поскольку в этой системе два щелочных полевых шпата сосуществуют с кварцем и начальным расплавом, показали, что состав «минимального расплава» мало зависит от давления (см. статью Йоганнеса в

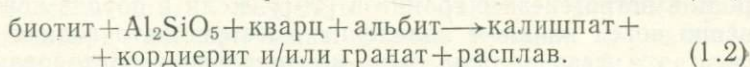
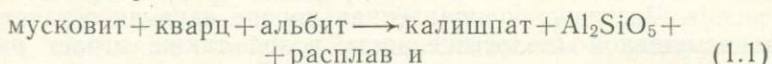
настоящем сборнике, рис. 2.1). Влияние добавления к этой системе анортита пока изучено слабо (Йоганнес, данный сборник, разд. 2.4), но плагноклазы пород с минимальными температурами плавления наиболее бедны анортитом, так что для них влиянием Ап на состав расплава можно пренебречь. Таттл и Боуэн [89] показали, что нормативные составы природных гранитов группируются около экспериментально определенного минимума на диаграмме Qz—Ab—Or, что обычно считается решающим свидетельством в пользу магматического происхождения гранитов. В анатектических мигматитах начальное плавление должно подчиняться той же фазовой диаграмме. Частично расплавленная порода едва ли останется водонасыщенной (недосыщенность водой также играет важную роль в петрогенезисе гранитов [96]). Если в породе непосредственно перед началом плавления имеется чисто водная газовая фаза, эта фаза должна быть моментально израсходована в начале реакции плавления, поскольку ее гораздо меньше, чем участвующих в реакции минеральных фаз. Более же вероятно, что газовая фаза кроме воды содержит и другие компоненты, и по мере развития плавления при повышении температуры она будет обедняться водой (Грант, настоящий сборник, разд. 3.5). Ограниченное поступление H₂O будет лимитировать количество расплава, образующегося при данной температуре, делая менее вероятным (чем в условиях насыщения водой) смещение состава расплава в сторону от «минимума» вдоль котектической кривой на фазовой диаграмме. Количественные соотношения между Qz, Ab и Or в недосыщенном водой «минимуме» плавкости не обязательно идентичны таковым в водонасыщенном экспериментальном расплаве, но разница не должна быть большой. Таким образом, можно ожидать, что лейкосомы, образовавшиеся при начальном плавлении, будут приближаться по составу к расплаву «гранитного минимума».

Лейкосомы такого простого состава изредка находят [82]. В большинстве же анатектических мигматитов проявляются различные осложнения, обсуждающиеся в следующих разделах: далеко зашедший процесс плавления, неполное отделение расплава, недостаток или отсутствие калиевого полевого шпата.

1.5.2. *Далеко зашедшее плавление.* Диатектиты — это породы, большая часть которых подверглась плавлению. При этом состав расплава неизбежно отклоняется от «гранитного минимума», если исходная порода, по счастью, не имела состава гранита. Поскольку природные толщи пород при возрастании температуры плавятся все больше, состав расплава обычно смещается от гранитного к гранодиоритовому и, наконец, к диоритовому [14]. Все возрастающее значение приобретает анортитовый компонент. Йоганнес в данном сборнике скептически рас-

смотрел различные попытки выяснить составы «минимального расплава» в Ап-содержащих системах, но несомненно, что количественные соотношения кварца, альбита и ортоклаза при этом различны: например, с увеличением содержания Ап возрастает и количество Ог. Еще большие осложнения вносит кристаллизация из расплава неизвестных количеств железомagneзиальных минералов (Грант, данный сборник, разд. 3.3.1).

Эволюция расплавов, изученных Брауном и Файфом [14], сопровождается освобождением воды из водных минералов. Можно приблизительно записать две следующие важные реакции (для безанортитовой системы):



В терминологии, принятой Томпсоном [79], это реакции *дегидратации — плавления*; Грант (данный сборник) предпочитает термин *бесфлюидные реакции*, полагая, что в них, по крайней мере в простой модели, отсутствует газовая фаза. Все же газовая фаза может, конечно, присутствовать в породе. Реакции такого типа могут генерировать гораздо большее количество расплава, чем рассмотренное выше начальное плавление, ограничиваемое лимитированным поступлением свободной газообразной H_2O . Было высказано предположение, что поглощение тепла такими реакциями (особенно 1.1) настолько велико, что может компенсировать повышение температуры метаморфизма с глубиной в земной коре (Трейси, данный сборник, разд. 6.51), но в классическом районе Новой Англии Трейси (разд. 6.5.3) выражает сомнение в эффективности такого «термического буферирования». Поскольку эти реакции на PT -диаграмме имеют положительный наклон (рис. 1.3), быстрое образование расплава за счет реакции дегидратации — плавления может происходить не только при возрастающем прогреве, но и при разгрузке региона ([79, рис. 8]; Грант, данный сборник, разд. 3.8). Грант всесторонне исследует реакции дегидратации — плавления в биотитсодержащих пелитах. Он изучает в основном упрощенную систему $\text{K}_2\text{O}—\text{FeO}—\text{MgO}—\text{Al}_2\text{O}_3—\text{SiO}_2—\text{H}_2\text{O}$, где отсутствие плагиоклаза означает, что температуры реакции выше, чем они были бы в гранитном расплаве; однако такая система хорошо моделирует наблюдаемую в природе *последовательность реакций*, и Грант (разд. 3.4.1) замечает, что петрогенетические сетки в упрощенных системах (часто с дополнительным упрощением в виде вырожденности, т. е. совпадения положения составов фаз на диаграмме) выглядят более натуральными, чем полностью разработанные сложные

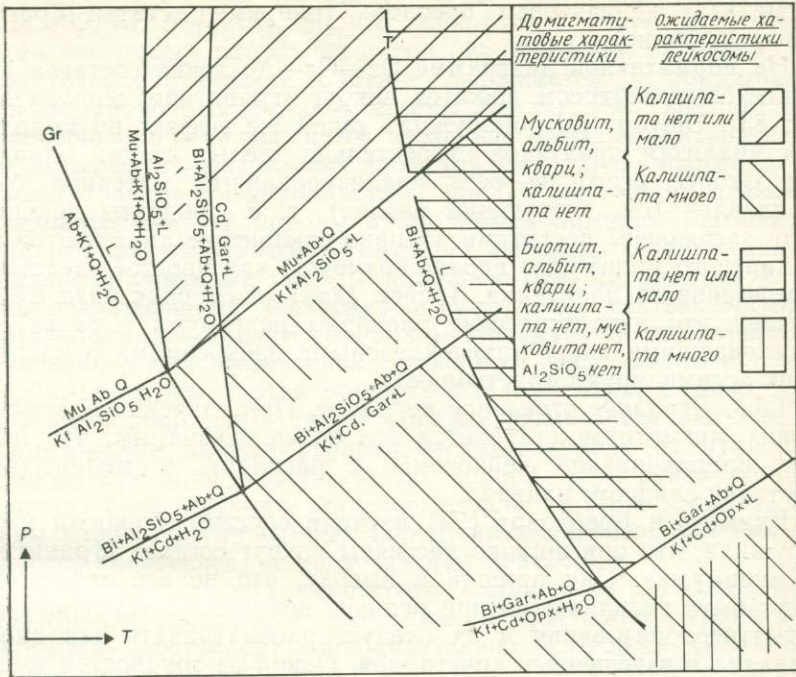


Рис. 1.3. Грубая схема относительного положения равновесий, моделирующих важные для анатексиса границы. Ab — альбит; Bi — биотит; Cd — кордиерит; Gar — гранат; Cd, Gar — кордиерит и/или гранат; Kf — калишпат; Mu — мусковит; Орх — ортопироксен; Q — кварц; Gr — гранитный минимум кривой плавления; T — трондземитовый минимум кривой плавления. О количественной оценке реакций с участием мусковита см. работы [81, 79]. О реакциях более высокой ступени см. [79] и статьи Гранта в этой книге. О минимуме кривых плавления см. статью Йоганнеса в этой книге.

сетки систем со многими компонентами. Это происходит благодаря ограниченной области состава обычных пелитов, которая лимитирует число приемлемых равновесий и степень развития реакций.

Реакции дегидратации — плавления сами по себе едва ли могут вызвать отклонение состава расплава от «гранитного», но при образовании большого количества расплава появляется вероятность того, что кварц или полевой шпат исходной породы будут израсходованы, так что состав расплава сойдет с «минимума» фазовой диаграммы. Кварц и плагиоклаз будут, по-видимому, израсходованы раньше, чем калишпат, поскольку последний образуется в результате реакций 1.1 и 1.2 (см., однако, разд. 1.5.4). Исчезновение кварца хорошо известно в некоторых

мигматитах контактовых ореолов (например, статья Гранта в этом сборнике).

На нормативной диаграмме Qz—Og—Ab точки составов диатектитовых лейкосом ложатся вокруг «гранитного минимума» [11, 83]. Эшуорт [2] обнаружил такой же эффект по модальным анализам продуктов относительно зрелых стадий плавления. Скорее всего не весь анализированный материал был расплавлен (см. следующий раздел), т. е. продукты реакции были загрязнены реститами. Однако отклонение диатектитов от «гранитного минимума» вполне возможно как простое следствие прогрессивного плавления. Трейси (данный сборник, разд. 6.5.3) считает, что анатектические расплавы реагируют с ранее существовавшими кварц-плаггиоклазовыми лейкосомами и частично их ассимилируют (растворяют).

1.5.3. Неполное отделение расплава. При изучении анатектических мигматитов становится все более очевидным, что простое приравнивание лейкосома к расплаву, а меланосомы к остатку слишком наивно.

Винклер и Брейтбарт [95] изучили составы лейкосом и обнаружили, что они широко рассеяны вокруг состава «гранитного минимума». Они пришли к выводу, что не все лейкосома могут быть расплавленными при реально возможных температурах мигматитообразования и их следует рассматривать как смесь расплава и взвешенных кристаллов. Одной из трудностей таких исследований является проблема механического отделения лейкосома от нелейкосома для анализа. Выбор прежде всего падает на мигматиты с преобладанием лейкосома, такие, как диатектиты. Винклер и Брейтбарт [95] не приводят петрографических деталей, но породы, отобранные из района, изучавшегося Эшуортом [2], могут классифицироваться как диатектиты, да и остальные, по-видимому, представляют собой крупные, очевидные лейкосома. Там, где лейкосома малы и имеют сложную форму, для их выделения лучше использовать модальный анализ, а не химический [2]. Модальный анализ можно сочетать с микронзондовым для вычисления валового состава в главных компонентах (Олсен, этот сборник). Данные Эшуорта [2] по модальному составу точно так же подтверждают значительное отклонение состава лейкосома от «гранитного минимума» на зрелых стадиях плавления, т. е. правильность интерпретации Винклера и Брейтбарта [95]. Сама трудность отделения лейкосома от шлиров и т. п. для анализа — выражение тесной смеси расплава с остатком.

Отсюда следует, что составы этих лейкосом не могут быть использованы в качестве свидетельства анатектического происхождения (см. критику Винклера и Брейтбарта [95] Йоганнесом в настоящем сборнике, разд. 2.4.6). Йоганнес и его сотруд-

ники [39, 37, 53] считают, что лейкосома образуется на месте путем частичного плавления пород без отделения расплава. Незначительное отделение биотита выражается в образовании зальбандоподобных меланосом. Мак-Леллан [60] выводит ряд от совершенно неразделенных до хорошо разделенных анатектитов. Стадия без разделения представлена *офталмитами* с полевошпатовыми порфиروبластами, но без настоящих лейкосом (следовательно, эти породы в обычном понимании термина не являются мигматитами). Существует переход через начально дифференцированные породы к полосчатым мигматитам с хорошо выраженными лейкосомами (см. также статью Эшуорта и Мак-Леллан в данном сборнике). Проявляется ли сегрегация и насколько она эффективна, зависит от деформаций и степени плавления (см. статьи Эшуорта и Мак-Леллан, а также Барра в этом сборнике). Таким образом, отмечается влияние на аналитические данные нерасплавленных пород (от нуля при четкой сегрегации материала до полной маскировки состава расплава в тех случаях, когда сегрегация не происходила). Составы слабосегрегированных пород, привлекаемые для доказательства анатексиса, не представляют лейкосомы.

1.5.4. *Редкость или отсутствие калишпата.* На диаграмме Qz—Ab—Or содержание ортоклаза в расплаве «гранитного минимума» составляет приблизительно 25—30% (Йоганнес, данный сборник, рис. 2.1). Существуют лейкосомы с гораздо меньшим содержанием ортоклаза, состоящие в основном из кварца и плагиоклаза, часто вообще без калишпата. Высказывались мнения, что такие лейкосомы не могут быть анатектическими [1], но с этим можно не согласиться и рассмотреть несколько возможных объяснений этого явления:

1) Калишпат был, но израсходован в последующих реакциях;
2) Существовал расплав, из которого мог бы кристаллизоваться калишпат, но часть расплава удалена из породы, так что калишпат был перемещен в другое место.

3) Калишпата никогда не было, так как порода бедна калием. Температуры были достаточно высокими, чтобы выплавлялись такие бедные K расплавы.

4) Калий в основном содержался в слюдах. Температуры были достаточно высокими, чтобы началось водонасыщенное плавление кварца с плагиоклазом, но главные реакции разложения слюд требуют более высоких температур или более низкой активности воды. Компоненты слюды до некоторой степени входят в расплав, но из этого расплава кроме кварца и плагиоклаза кристаллизуются только слюды, но не калишпат.

Предположение (4) наиболее противоречиво, а остальные связаны с первым. Рассмотрим подробнее эти предположения.

1) *Замещение калишпата.* Некоторые псевдоморфозы по ка-

лишпату, состоящие из мусковита, кварца и мirmekита, считаются продуктом ретроградной реакции в присутствии расплава (Эшуорт и Мак-Леллан, разд. 5.3.2 данного сборника). Полагают, что здесь главным образом протекает реакция (1.1) и другие реакции, обратные реакциям дегидратации — плавления (их можно назвать реакциями регидратации — кристаллизации), с аналогичным результатом. «Распльвчатые» границы этих псевдоморфоз затрудняют определение первоначального модального содержания калишпата для сравнения с «гранитным минимумом». Более того, в ходе ретроградной реакции возможен обмен материалом между лейкосомой и меланосомой (разд. 1.9), изменяющий их валовые составы. Образованию ретроградного мусковита могут способствовать поступающие водные флюиды, например, из близлежащих гранитных интрузий (Трейси, разд. 6.5.1 этого сборника).

Если мигматит подвергается повторному метаморфизму, калишпат может не оказаться членом новой стабильной ассоциации и вновь может быть замещен.

2) *Удаление расплава или потеря расплавом калия.* В некоторых анатектических комплексах состав расплава, по-видимому, изменяется, обедняясь калием за счет взаимодействия с вмещающими породами. Эти эффекты ярко проявлены в тектонически нестабильных областях, подверженных быстрой декомпрессии (поднятию) в присутствии расплава, и такая тектоника, вероятно, может влиять на развитие расплавов.

В Центральном гнейсовом комплексе Британской Колумбии Лаппин и Холлистер [56], а затем Кена и Холлистер [54], исследуя структуры, предположили разложение биотита и сохранение амфибола в остатке с образованием расплава (предположительно калиевого), но в одном случае кристаллизовавшийся из расплава калишпат редок, из чего сделан вывод, что большая часть расплава была удалена из породы [54, с. 149], а в другом — был удален, вероятно, весь расплав и калишпат в породе отсутствует [56, с. 533]. Обе породы, по-видимому, лишены лейкосом. Предполагаемое удаление расплава весьма правдоподобно, поскольку эти районы изобилуют параавтохтонными интрузиями. Имеются, однако, некоторые сомнения относительно того, как много калишпата могло бы кристаллизоваться из расплава в этих условиях (см. пункт (4)).

Области декомпрессии в южной Бретани изучаются Брауном [12], а на острове Тимор — Брауном и Эрлом [13]. Выявленные по структурным соотношениям реакции с разложением биотита, происходящие при поднятии, должны давать калишпат в виде минерала или компонента расплава, но его не наблюдалось. Породы Тимора не являются мигматитовыми, но модальные составы некоторых пород выглядят реститовыми, и предпо-

лагается, что расплав удалялся, унося с собой калишпатовый компонент [13, с. 191]. Для мигматитов южной Бретани Браун [12, с. 182] предполагает миграцию K^+ , т. е. метасоматоз в присутствии расплава, и эта мысль поддерживается также Брауном и Эрлом [13, с. 191]. Не следует думать, что реакции с расплавом при декомпрессии всегда производят калишпат; Торрес-Рольдан [83, с. 116] приводит одну, при которой калишпатовый компонент поглощается.

3) «Тоналитовые» и другие расплавы в очень бедных калием системах. Частичное плавление бедных калием пород, таких, как метабазиты, требует температур, существенно превышающих таковые водонасыщенного «гранитного минимума», но если оно вообще происходит, то не должно давать гранитных расплавов.

Например, трондьемитовые жилы и мелкие тоналитовые плутоны в архее Зимбабве рассматриваются Конди и Алленом [20] как результат частичного плавления амфиболитов и ультраосновных пород. Оливер [66] считает анортозитовые жилы в породах гранулитовой фации Новой Зеландии частичными выплавками из полевошпатовых гнейсов. Они лишены как кварца, так и калишпата.

4) «Трондьемитоидное» плавление в пелитах. Существовали сомнения относительно того, могут ли биотитсодержащие породы генерировать расплавы, из которых не кристаллизуется калишпат [98]. Эшуорт [2] подметил этот эффект в кварц-плагиоклаз-биотитовых мигматитах северо-восточной Шотландии, назвав их «трондьемитоидами», чтобы отличать от близлежащих «гранитоидных» мигматитов с калишпатом.

Начало водонасыщенного плавления ассоциации кварца с плагиоклазом всесторонне изучено Йоганнесом (данный сборник). «Трондьемитоидное» плавление соответствует богатой альбитом части его «тоналитовой системы». Плавление возможно при температуре ниже 700°C при $P > 4$ кбар и $x_{\text{An}}^{\text{Plag}} < 0,2$ или при $P > 8$ кбар и $x_{\text{An}}^{\text{Plag}} < 0,6$ (Йоганнес, данный сборник, рис. 2.4). Таким образом, температура начала водонасыщенного плавления ассоциации кварц+кислый плагиоклаз приблизительно на 50°C выше водонасыщенного «гранитного минимума». Такие температуры при метаморфизме в условиях самых верхов амфиболитовой фации вполне возможны. Участие в реакции плавления дополнительных минералов может только понижать (но не повышать) температуру плавления. Подобные эффекты наблюдаются в гранитных системах. Критически пересматривая экспериментальные данные, Йоганнес (данный сборник) приходит к выводу, что железомagneзиальные минералы едва ли способны значительно понизить температуры солидуса. С другой стороны, по данным экспериментальных ис-

следований, начальное водонасыщенное плавление ассоциации кварц+альбит+биотит происходит при температуре 650 °С и давлении 4 кбар [48], а ассоциации кварц+плагноклаз ($Ап_{44}$) + биотит + роговая обманка — приблизительно при температуре 690—660 °С и давлении 3—7 кбар [17, рис. 20], что свидетельствует о понижении температуры солидуса на 40—60 °С по сравнению с системой, лишенной Fe и Mg. Подобным же образом Грант (этот сборник, разд. 3.3.1) полагает, что добавка мафических фаз может понизить температуру минимального плавления ассоциации $Qz + Or + H_2O$ на десятки градусов. Флюсовый эффект таких компонентов, как B_2O_3 и F, по-видимому, пренебрежимо мал, поскольку в большинстве рассматриваемых пород их содержания очень низкие (Йоганнес, разд. 2.4.2 данного сборника). Обратный эффект состоит в том, что насыщенность водой (например, вследствие присутствия CO_2) будет повышать температуру начала плавления.

Биотит при плавлении ведет себя аналогично мусковиту, и существуют мигматиты, содержащие помимо биотита мусковит, но в них отсутствует калишпат [25, 60]. Плавление мусковита изучено лучше, чем биотита, а плавление гранитоидов изучено лучше, чем трондьемитоидов, так что последние следует постигать отчасти по аналогии с гранитоидной системой, для упрощения не разделяя их (рис. 1.3). Если для простоты считать плагноклаз альбитом, то самая низкая кривая плавления представлет собой водонасыщенный минимум плавления «гаплогранита» (Йоганнес, данный сборник).

Водонасыщенное плавление в присутствии мусковита, но без калишпата попадает на границу с крутым наклоном; в остатке имеется глиноземистая фаза Al_2SiO_5 (рис. 1.3). Томпсон и Алгор [80] проводят эту границу при температуре ~650 °С. Расплав должен иметь гранитоидный состав, но калишпат как минерал не появляется — при охлаждении будет, по-видимому, кристаллизоваться ассоциация мусковит+альбит+кварц [3], хотя его можно принудить сдвигаться к составам, дающим калишпат, если не дать фазе Al_2SiO_5 в рестите реагировать с расплавом.

Расплавы, из которых кристаллизуется много калишпата и реститы, содержащие калишпат, возникают при несколько более высоких температурах в ходе главной реакции дегидратации — плавления (1.1).

Аналогичным образом в процессе плавления ассоциации Al_2SiO_5 +биотит, без мусковита или калишпата, можно различить две ступени: одна близка к условиям водонасыщения, а вторая — реакция дегидратации — плавления (1.1). Начальное водонасыщенное плавление дает гранитоидный расплав при несколько более высоких температурах, чем в мусковитсодер-

жащей системе. Хоффер [42] помещает эту границу при температурах 650—660 °С. Слюда разлагается с образованием новой фазы в рестите; Хоффер [42] обнаружил кордиерит. Вообще гранат, вероятно, также возможен. Некоторые биотиты могут давать в реститах амфибол [48]. Опять же калишпат не образуется в реститах, но может в конечном счете кристаллизоваться в них из эволюционирующих расплавов. Вторую ступень представляет реакция (1.2), дающая калишпат в лейкоosome и рестите.

В только что рассмотренных реакциях плавления поведение водных минералов может быть описано как *инконгруэнтное* плавление; минерал разлагается, отдавая компоненты в расплав, отличающийся от исходных минералов, а в реститах образуются новые минералы. В рассматриваемых случаях (инконгруэнтное плавление слюд) компонент, поступающий в расплав, представлен калишпатом, а в реститах пелитов образуется глиноземистый минерал. Противоположный тип поведения — *конгруэнтное* плавление, при котором в рестите не образуется новых минералов и их количественные соотношения резко не изменяются (Йоганнес, разд. 2.4.7; Грант, разд. 3.3.3 в данном сборнике). Конгруэнтное поведение в этом смысле не препятствует разделению элементов между минералами и расплавом, так что состав остающейся слюды может меняться. Например, отношение Fe/Mg в биотите при реакции плавления не остается постоянным (см. Йоганнес, разд. 2.4.3 данного сборника), хотя маловероятно, чтобы биотит, кристаллизовавшийся впоследствии в лейкосомах, имел иной состав по сравнению с биотитом, тесно ассоциирующихся с ними реститов (разд. 1.9.3).

При начальном водонасыщенном плавлении гранитной ассоциации (с двумя полевыми шпатами и кварцем) слюды ведут себя конгруэнтно. Так, если биотит и мусковит присутствуют в качестве дополнительных исходных фаз в реакции начального плавления, обозначенной на рис. 1.3 знаком Gg, они на этой стадии будут вести себя конгруэнтно [79, рис. 3, кривая 33']. Бюш и др. [17] детально описали конгруэнтное поведение биотита при начальном гранитном плавлении и также отметили его неспособность разлагаться при *начинающемся* плавлении пород, не содержащих калишпата. Это случай, когда отсутствует Al_2SiO_5 , подвергающийся сопряженной реакции (1.2) с биотитом, и плавление задерживается до истинного трондjemитового или тоналитового солидуса, как показано на рис. 1.3. Таким образом, нет оснований полагать, что биотит при *начальном* плавлении с кварцем и плагиоклазом ведет себя иначе, чем при конгруэнтном плавлении с кварцем и двумя полевыми шпатами. Винклер [94, с. 312] утверждает, что в его экспериментах из кварц-плагиоклаз-биотитовых гнейсов были получены то-

налитовые или трондьемитовые расплавы. Это утверждение согласуется также с результатами экспериментов Хошека [48]. Состав первоначального расплава и его эволюция при последующем недосыщенном водой плавлении не изучены, но можно полагать, что он постепенно смещается в сторону гранитоидного состава. Наблюдения Лаппина и Холлистера [56], а также Кена и Холлистера [54] подтверждают образование таким путем умеренно обогащенного калием расплава в условиях гранулитовой фации (т. е. при относительно высоких температурах), хотя авторы отмечают возможность потери системой расплава (см. выше пункт (2)). Обильное появление калишпата возможно при реакциях дегидратации — плавления, не требующих наличия Al_2SiO_5 , подобно той, что изображена на рис. 1.3, где образуется также ортопироксен. Согласно Гранту (рис. 3.16), такие реакции возможны при температуре выше $700^\circ C$ (при $P \geq 4$ кбар) там, где первоначально плавление было гранитным. В случае трондьемитового характера начала плавления при прогрессивном плавлении до уровня, достаточного, чтобы вызвать реакцию дегидратации, понижение активности воды будет задерживаться более высокой T , поскольку это плавление более высокотемпературное, чем в случае гранитоида. Между тем местами на диаграмме температура — давление — состав ортопироксен отчетливо может появляться без калишпата, образуя «норитоидные» лейкосомы Эшуорта [2]. Таковы классические «кордиеритовые нориты» северо-восточной Шотландии, образующие брекчиевидные и блоковые текстуры с различными тугоплавкими включениями; они не могут считаться результатом ассимиляции габброидной магмой, а определенно являются продуктами анатексиса пелитов [36]. В бескалишпатовой породе, экспериментально расплавленной Бюшем с коллегами [17] при температуре $\sim 700^\circ C$, биотит разлагается по реакции плавления с участием Са-содержащего плагиоклаза ($\sim An_{44}$) и образованием Са-амфибола (роговой обманки) и расплава, близкого к гранодиориту.

Эшуорт [3] предполагал образование калишпата в реститах в результате протекания реакций дегидратации — плавления, как это предсказывается грубой моделью рис. 1.3. Однако расплав, состав которого неизвестен, будет влиять на состав рестита и может привести к отсутствию в нем калишпата (Грант, разд. 3.3.3 данного сборника). Если калишпат образовался, он (или псевдоморфозы по нему) с большей вероятностью сохраняется в меланосомах, чем в лейкосомах, которые более подвержены ретроградным изменениям (см. выше пункт (1)). Конечно, весь калишпат может быть удален при установлении нового равновесия во время очень медленного охлаждения или вторичного, субсолидусного, метаморфизма.

Немаловажным обстоятельством является то, что на рис. 1.3 не учитывается смесимость плагиоклазов. Присутствие Са-содержащих плагиоклазов превращает все пограничные линии в дивариантные полосы [81]. Так, хорошо известно, что мусковит+кварц стабильно сосуществуют с ассоциацией калишпат+силлиманит+гранитоидный расплав в некотором интервале температур при заданном давлении. Такое мусковит-гранитоидное плавление обнаружено Эшуортом [2] наряду с биотит-трондьемитовым плавлением в переслаивающихся породах различного состава. Для этого необходимо, чтобы мусковит мог сохраняться в гранитоидах вплоть до температур трондьемитового плавления, $\sim 700^\circ\text{C}$. Очень крутой наклон линии равновесия реакции дегидратации — плавления мусковит+кварц+плагиоклаз на *PT*-диаграмме Керрика [55, рис. 5], казалось бы, препятствует этому, но при более тщательном исследовании Томпсона и Трейси [81] выявлено, что эта реакция протекает в дивариантной полосе, наклон которой более пологий, так что отмеченное Эшуортом [2] явление возможно при $P \geq 5$ кбар. Активность воды $a_{\text{H}_2\text{O}}$ в трондьемитоидах должна быть высокой, заметно выше, чем в гранитоидах, где она снижена благодаря раннему наступлению плавления: $a_{\text{H}_2\text{O}}$ должна контролироваться в природных системах малого объема. Реакция начального, почти водонасыщенного трондьемитоидного плавления должна давать меньше расплава по сравнению с главной реакцией дегидратации — плавления (1.1) в сопутствующих гранитоидах; это согласуется с общими соотношениями полей на участке диаграммы, изученном Эшуортом [2].

Итак, трондьемитоидное плавление в пелитах при некоторых условиях представляется возможным. В качестве доказательства этого Эшуорт [2] ссылается на хорошее соответствие состава лейкосом (определенных модально) и котектики в системе $\text{Ab}-\text{An}-\text{Q}-\text{H}_2\text{O}$, установленное Йодером [101]. Это подразумевает достаточно полное отделение расплава и может затуманиваться эффектами, которые обсуждались выше для гранитоидов. Отсутствует лишь одно значительное осложнение — эффект «регидратации — кристаллизации» (см. выше пункт (1)).

Конечно, существуют трондьемитоидные мигматиты, образовавшиеся при отсутствии расплава (Эшуорт и Мак-Леллан, этот сборник). В них лейкосомы имеют некотектический состав [60]. Барр (эта книга) избирает случай региональной субсолидусной трондьемитовой мигматизации в Мойнском регионе.

Даже котектический состав лейкосом сам по себе не является доказательством происхождения расплава за счет иного процесса, чем перенос посредством водного флюида. Вещество, растворенное в водной фазе при температурах мигматитообра-

зования, по соотношению компонентов может приближаться к расплаву [16]. Поскольку неоктектические составы в свою очередь не опровергают анатексис, не следует ограничиваться рассмотрением одних только составов лейкосом, поэтому перейдем к обсуждению других факторов.

1.6. Структуры и текстуры как возможные индикаторы присутствия расплава

Магматические структуры отличаются от метаморфических. Анатектические лейкосомы могут обладать структурами, напоминающими таковые глубинных магматических пород, и в деле постановки этих наблюдений на объективную основу достигнут некоторый прогресс (Эшуорт и Мак-Леллан, данный сборник). Очевидно, что первичные структуры при медленном остывании, деформации или повторном метаморфизме подвержены затухиванию, так что они наиболее информативны в мигматитах «хорошей сохранности».

Отделение расплава отчасти контролируется деформацией (Эшуорт и Мак-Леллан, данный сборник; Барр, данный сборник), и частично расплавленная, частично сегрегированная порода может в свою очередь непредсказуемо реагировать на тектонический стресс. Этот эффект заслуживает дальнейших исследований. Мак-Леллан [61] отмечает неправильную складчатость в мигматитах, которые, как полагают, были частично расплавленными, отличающуюся от правильных, гармоничных складок метаморфических мигматитов того же района. Для объяснения зависимости геометрии лейкосом от структур осевых плоскостей складок, которые в других случаях не проявляются яркими петроструктурными элементами, Эшуорт [4] привлекает деформацию в присутствии расплава. На различное поведение лейкосом и нелейкосом обратили внимание также Менерт и Бюш [63]: лейкосома обнаруживает «докристаллическую деформацию», а меланосома — «паракристаллическую», т. е. происходившую в тот момент, когда лейкосома была большей частью жидкой, а меланосома испытывала перекристаллизацию. Таких примеров можно привести множество. Несегрегированные анатектиты могут течь в виде расплава, насыщенного кристаллической «кашей» [60, рис. 6]. Браун [10] считает типичные агматические структуры явными признаками присутствия расплава: магма поглощала ксенолиты (как родственных, так и чуждых пород). Допущение, что расплав по сравнению с сосуществующими твердыми фазами легко течет, может быть не всегда правильным: Трейси (разд. 6.5.3 данной книги) развивает мысль о том, что (при достаточно быстрой деформации) слои расплава могут вести себя механически более компетентно, чем слюдяной сланец.



Рис. 1.4. Птигматитовая складчатость кальцитовой жилы в известняке. Ширина поля около 70 см. Гриндельвальд, Швейцария. Фотография любезно предоставлена проф. Менертом.

Изменение объема при плавлении должно как-то компенсироваться, хотя сомнительно, чтобы можно было выделить долю этого структурного фактора среди сложного сочетания прочих факторов мигматитообразования. *Птигматитовые* текстуры иногда рассматриваются как результат изменения объема и считаются некоторыми авторами признаком присутствия расплава. Птигматитовая складчатость определяется Менертом [62, с. 27] как неправильная и причудливая, в которой не наблюдается зависимости мощности смятого слоя от его положения в замке или крыльях складки. Он [62, с. 27—35] тщательно разбирает этот вопрос в историческом плане. Мысль о том, что птигматитовая складчатость указывает на частичное расплавление, не находит подтверждения, ибо один и тот же характер складчатости наблюдается в совершенно различных обстановках (рис. 1.4).

Исследования деформаций, происходивших вслед за мигматизацией, представляют собой отдельную область. Интерпретировать структуры в мигматитах труднее, чем в стратифицированных метаосадках: новообразованные неосомы могут иметь очень сложные формы. Возникшие позже анатектические лейкосомы пересекают старые (Барр, разд. 7.3.2 этого сборника), отделение расплава может контролироваться существовавшими ранее структурами, в число которых входит и геометрия более ранних лейкосом (Трейси, разд. 6.5.3 данной книги). Чтобы

сделать заключение о времени мигматизации, требуются особенно тщательные исследования (Эшуорт и Мак-Леллан, эта книга). Такие исследования относительного возраста могут быть полезны для выяснения генезиса мигматитов лишь в том случае, если можно расчленить их на несколько возрастных групп, которые увязываются с различными условиями метаморфизма (см. следующий раздел). Барр (данный сборник) в Мойнском полиметаморфическом комплексе различает «ранние» и «поздние» мигматиты, что позволяет ему сделать вывод о различном происхождении мигматитов в одном и том же обнажении. С другой стороны, сложные структурные соотношения не всегда свидетельствуют о полиметаморфизме; многочисленные системы складок в Свекокарелидах представляют один орогенный цикл, и главные тектонические и мигматитообразующие события на основе радиологического датирования укладываются в интервал < 20 млн. лет [47]. Мак-Леллан [61] высказывает сомнения в том, что каждая из систем складок действительно самостоятельна: одноактная деформация частично расплавленных пород может выглядеть как повторная складчатость. Фундаментальное значение в выделении главных тектонометаморфических эпизодов принадлежит геохронологии (Трейси и Барр, эта книга). По мере совершенствования радиологических методов расширяются возможности датирования кристаллизации отдельных лейкосом и выявления небольших возрастных различий между мигматитами.

1.7. Оценка $P\text{T}_{\text{H}_2\text{O}}$ -условий

В последние годы разработаны различные методы оценки давления и температуры при метаморфизме [27]. Для плавления имеет значение также активность воды. Низкая $a_{\text{H}_2\text{O}}$ подавляет плавление.

Температуры могут быть оценены с различной точностью [27] либо по петрогенетическим сеткам, либо по геотермометрам катионного обмена, большинство из которых основаны на распределении Fe/Mg; популярными минеральными парами являются гранат—биотит и гранат—кордиерит. Источниками ошибок являются погрешности анализа минералов, отклонения от равновесия в природных ассоциациях, неточности экспериментальных калибровок (обычно используется несколько методов для взаимного контроля) и моделей активностей природных минералов, для которых нужно учитывать влияние на активность Fe и Mg других компонентов, отсутствующих в простых экспериментальных системах (например, Ca-содержащего компонента гроссуляра в природном гранате [41]). В геобаро-

метрии обычно используется метод петрогенетических сеток, часто с поправкой на компоненты-примеси, например гроссуляр в преимущественно альмандиновом гранате. Оценка их активности представляет проблему [27], особенно в гранатах [41] и плагиоклазах [19]. К счастью, при температурах мигматитообразования эта проблема не столь серьезна, как на более низких ступенях метаморфизма (где отклонение твердых растворов от идеальности значительно выше). Для случаев повторного метаморфизма или простого охлаждения геотермометры показывают другую температуру. Особенно это, по-видимому, касается геотермометров, основанных на изотопах кислорода и распределении Fe и Mg (Йоганнес, разд. 2.6.6 этого сборника). Заключение об условиях кульминации метаморфизма требует тщательной оценки ретроградных воздействий на составы минералов [86].

Активность воды $a_{\text{H}_2\text{O}}$ может быть оценена подобными же методами. Если считать надкритический флюид газом, то $a_{\text{H}_2\text{O}}$ в газовой фазе, равновесной с конкретной минеральной ассоциацией, можно оценить через константу равновесия реакции дегидратации [70, с. 134], если известны равновесные P и T . Ошибки в оценках P и T при таком расчете усугубляются, приводя к еще большим ошибкам в оценке $a_{\text{H}_2\text{O}}$. Если за стандартное состояние взяты P и T интересующего нас интервала, то в чисто водном флюиде $a_{\text{H}_2\text{O}}=1$, а величины <1 отражают насыщенность водой. Флюиды, как правило, представляют собой неидеальные растворы. Поуэлл [70] предложил простую приближенную модель $a_{\text{H}_2\text{O}}$ как функции мольной доли $x_{\text{H}_2\text{O}}$ во флюиде $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. Отклонения смеси $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ от идеальности при температурах мигматитообразования и высоких $x_{\text{H}_2\text{O}}$ невелики, так что для этой системы можно с хорошим приближением принять $a^{\text{газ}}_{\text{H}_2\text{O}} = x^{\text{газ}}_{\text{H}_2\text{O}}$. Одно преимущество использования величины $a_{\text{H}_2\text{O}}$ состоит в том, что она может быть определена при отсутствии газовой фазы, хотя Грант (разд. 3.5 в этом сборнике) считает, что это может оказаться нереальным. Смеси другого состава рассмотрены Ферри и Бертом [29]. Грант (в этом сборнике) качественно исследовал эволюцию состава газовой фазы $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ при реакциях плавления и кристаллизации в простой модельной системе с позиций $x^{\text{газ}}_{\text{CO}_2}$ (в его обозначении $x^{\text{V}}_{\text{CO}_2}$). Другими альтернативами активности при обсуждении роли воды являются фугитивность $f_{\text{H}_2\text{O}}$ и парциальное давление $P_{\text{H}_2\text{O}}$. Если газовая фаза имеет чисто водный состав, то $P_{\text{H}_2\text{O}} = P$ (как, например, в водонасыщенных экспериментах, обсуждающихся Йоганнесом в данном сборнике). Если

смесимость принимается идеальной, $P_{\text{H}_2\text{O}} = x_{\text{H}_2\text{O}} \cdot P$. Фугитивность измеряется в единицах давления, но учитывается также неидеальность чистой H_2O и ее поведение при смешении. Фрёзе [33] детально рассмотрел значение активности, фугитивности и парциального давления. В данном сборнике используются все эти величины с одной и той же целью при качественных обсуждениях случаев, где $a_{\text{H}_2\text{O}}$ переменна и меньше единицы.

Реакция дегидратации мусковит+кварц является мерилом $a_{\text{H}_2\text{O}}$ при данных P и T в присутствии расплава или без него [90]. На более высоких ступенях можно использовать реакцию дегидратации биотит+силлиманит+кварц (ср. с реакцией 1.2); Холдеуэй и Ли [43] исследовали эту ассоциацию с добавлением кордиерита и граната. В отношении поведения кордиерита существует досадная неясность. Роль H_2O в структуре этого минерала является предметом споров [58, 59]. Другую неопределенность представляет собой важный переход порядок — беспорядок по Al и Si; не ясно, можно ли сравнивать природные кордиериты с экспериментальными по степени их упорядоченности [73]. Подобные проблемы лучше известны для полевых шпатов (см., например, [15, 19], а также Йоганнес, данный сборник, разд. 2.4.4, о «структурном состоянии»). Величины $a_{\text{H}_2\text{O}} \approx 0,5 \div 0,6$ при $T \approx 700 \div 720^\circ\text{C}$ и $P \approx 4 \div 6$ кбар, полученные Эшуртом и Чиннером [5] для ореола мигматитов, представляются приемлемыми для плавления, исходя из диаграммы, показывающей «гранитный минимум» PT -кривых при различных $x^{\text{газ}}_{\text{H}_2\text{O}}$, предложенной Керриком [55, рис. 5]. Однако Йоганнес (рис. 2.3 в этом сборнике) приводит новые расчеты Холлоуэя, показывающие, что в гаплогранитном расплаве при возрастании T величина $x^{\text{газ}}_{\text{H}_2\text{O}}$ уменьшается относительно медленно. Это свидетельствует о том, что для плавления гранита при $T \approx 700^\circ\text{C}$ требуется высокая $a_{\text{H}_2\text{O}}$ (соответствующая $x^{\text{газ}}_{\text{H}_2\text{O}} \gtrsim 0,7$), и ставит под сомнение метод оценки $a_{\text{H}_2\text{O}}$ Холдеуэя — Ли. Можно использовать и другие равновесия, если имеется достаточно термодинамических или экспериментальных данных, позволяющих моделировать активности компонентов в минералах. Для перехода от амфиболитовой к гранулитовой фации в районе Брокен-Хилл, Австралия, Филлипс [69] использует равновесие биотит+силлиманит+кварц \rightleftharpoons гранат+калишпат+ H_2O (обходя, таким образом, кордиерит), получая в результате $a_{\text{H}_2\text{O}} \approx 0,6 \div 0,4$ при $T \approx 740 \div 800^\circ\text{C}$ и $P \approx 4 \div 6$ кбар — величины, по-видимому, допускающие плавление. При попытках использовать равновесие амфибол — пироксен для условий гранулитовой фации возникают проблемы с моделями активности твердых фаз [69, 7]. Коротче говоря, несмотря на то что оценки T для мно-

гих областей развития мигматитов лежат в интервале плавления, важно учитывать также a_{H_2O} , методы оценки которой остаются пока сравнительно грубыми.

1.8. Гранулитовая фация

Это область постоянных споров, в которой автор не имеет личного опыта. Для гранулитовой фации характерны безводные минералы, хотя некоторое количество водных все же имеется. Центральный вопрос спора — сопровождалась ли дегидратация всеобщим плавлением. Температуры, по имеющимся оценкам, превышают 700 °С, так что, *если a_{H_2O} достаточно высока*, можно ожидать плавления, и эта дискуссия является продолжением предыдущего раздела.

Большая часть комплексов пород гранулитовой фации характеризуется глубинным происхождением и древним возрастом (докембрийским) с сопутствующими осложнениями, обусловленными длительной историей денудации и полиметаморфизмом. Как упоминалось в предыдущем разделе, Филлипс [69] приходит к выводу о благоприятных для плавления условиях в классическом регионе вокруг месторождения Брокен-Хилл (который описан как мигматитовый). Считается, что широко развитый ретроградный метаморфизм связан с водой, освобождающейся при кристаллизации расплавов [21]. В некоторых местах реликты пород гранулитовой фации (интерпретируемые как реститы) окружены гранитными массами (интерпретируемыми как анатектиты), вновь возвращенными в амфиболитовую фацию [87, с. 466]. Эти примеры относятся к протерозою. Интерес многих исследователей привлекает наиболее ранний период истории Земли, особенности тектоники и петрологии которой, по-видимому, указывают на процессы, отличающиеся от происходивших в более позднее время. Высказывается мысль о том, что области развития пород гранулитовой фации представляют собой остатки регионального масштаба, из которых был извлечен частичный расплав и которые более обычны для архея, чем для более молодых комплексов, поскольку в архее существовал более высокий геотермический градиент, так что в архейской континентальной коре температуры плавления достигались на относительно небольших глубинах [14]. В гранулитовой фации наблюдается геохимическое истощение по сравнению с породами более низких ступеней, которое объясняют удалением частичного расплава; однако детальные геохимические исследования, по-видимому, не подтверждают этого процесса, свидетельствуя скорее о метасоматизме [92]. Авторы, не признающие этих геохимических выводов, ссылаются на огром-

ные трудности статистического опробования при такого рода исследованиях, а также на сложность природных реакций плавления [71, 7].

Высказывались предположения о возможных случаях высокой или низкой a_{H_2O} в породах гранулитовой фации. В отношении некоторых метаматматических пород можно полагать, что низкая a_{H_2O} унаследована от магматической стадии [93]. Исходя из опыта исследования процессов, наблюдающихся в более молодых комплексах, трудно себе представить *метаосадоочную толщу* в составе гранулитовой фации без процесса плавления — вначале она влажная; прогрессивный метаморфизм выводит большое количество воды, но последующие реакции дегидратации вызывают повышение a_{H_2O} , значение которой приближается к 1, так что при пересечении «гранитного минимума» или другой кривой PT -пространства, характеризующей начало плавления, последнее, по-видимому, неизбежно, и дальнейшая генерация расплава происходит главным образом за счет реакций дегидратации — плавления [14, 71]. Чтобы приостановить плавление, необходимо понизить a_{H_2O} , что приводит к полной дегидратации ниже солидуса и повышению температур начала плавления до недостижимо высоких значений. Это обезвоживание могло быть связано с предшествующим метаморфизмом, но если только он сам достигал гранулитовой фации, когда отсутствует главный резервуар воды — водные минералы. Таким образом, гипотеза полиметаморфизма для объяснения низкой a_{H_2O} просто отодвигает эту проблему на одну ступень назад во времени. Ныне популярна гипотеза о том, что богатый CO_2 флюид «промывает» архейскую кору, вызывая геохимическое истощение за счет переноса компонентов в газовой фазе и образования ассоциаций гранулитовой фации без плавления. Эта гипотеза базируется главным образом на полевых наблюдениях, что вызывает у автора настоящей статьи скептицизм; однако эти геологические соотношения производят впечатление. В классической области развития чарнокитов на юге Индии были оконтурены пятнистые и ветвящиеся участки диффузионной дегидратации с образованием чарнокитов [49, 45, 32]. Вокруг этих участков развита мигматизация: геологические соотношения как будто указывают на то, что впереди потока углекислотного флюида через участки этих пород двигался богатый водой флюид, вызывая анатексис, который затем был остановлен с наступлением углекислотной стадии [49, 45, 32]. Происходивший при этом «углеродный метаморфизм» [65] с теоретических позиций обсуждается затем Грантом (данный сборник, разд. 3.7 и 3.8). Анатектическая стадия приводит к образованию диатектитов на месте, а также может вызывать фор-

мирование крупных магматических интрузий (граниты Клозпит [32]). CO_2 несомненно имеет глубинное происхождение; обсуждается лишь вопрос о том, мантийное или коровое [65]. Эта интерпретация архейской гранулитовой фации с ее контролируемые флюидами «фронтами», продвигающимися сквозь породы, несколько напоминает устаревшие гипотезы регионального метасоматизма, но отбрасывать ее за это не следует. Здесь не предполагается интенсивного метасоматизма главных компонентов, за исключением H_2O и CO_2 и, возможно, щелочей. Этот новый «ихор» представляет собой хорошо определяемый углеродный флюид; граниты в этой концепции являются магматическими, а мигматиты — анатектическими.

Богатые CO_2 флюидные включения в породах гранулитовой фации, впервые описанные Туре [84], часто приводятся в качестве доказательства гипотезы «промывки», но их можно считать также и обедненным H_2O флюидом, сосуществующим с расплавом. В статье Туре и Олсен в данном сборнике приводится более детальное рассмотрение вопроса о флюидных включениях. Поуэлл [71] обращает внимание на обилие в гранулитовой фации ассоциаций низкой вариантности, которые, по-видимому, буферизируют $a_{\text{H}_2\text{O}}$ (см. в этом сборнике статью Гранта, посвященную расширенному исследованию буферного эффекта). Буферирование не согласуется с простейшей формой концепции «промывки», которая подразумевает, что повсеместно низкое значение $a_{\text{H}_2\text{O}}$ обусловлено отщепленным от внешнего источника углеродным флюидом, а не контролируется локально буферизирующими ассоциациями. Поуэлл [71], наоборот, считает, что буферирование свидетельствует в пользу анатектической интерпретации, причем буферными равновесиями являются реакции плавления при дефиците воды. Аналогичный эффект, имеющий место в ходе реакции дегидратации — плавления ассоциации мусковит + кварц в амфиболитовой фации [72], обстоятельно демонстрируется Трейси [85] на природных образцах. Однако субсолидусные реакции дегидратации также могут буферизовать $a_{\text{H}_2\text{O}}$ (Грант, данный сборник). Так, ассоциации гранулитовой фации в протерозое Восточной Антарктиды, которые, согласно оценке, сформировались при $T=700\pm 30^\circ\text{C}$ и $P=5,5\pm 1$ кбар, рассматриваются Гру [35] как результат буферирования $a_{\text{H}_2\text{O}}$ при ее значениях, слишком низких для плавления. Имеется мигматитовая или мигматитоподобная расслоенность, но она предшествует наблюдаемым минеральным ассоциациям. Возможно, какой-то процесс «высушил» этот комплекс еще до метаморфизма. Для объяснения низкой $a_{\text{H}_2\text{O}}$ Гру [35] привлекает эффект буферирования в качестве довода против «промывки». С другой стороны, буферирование ни в коей

мере не противоречит крупномасштабным потокам флюида, поскольку это, по-видимому, часто происходит при региональной дегидратации в ходе обычного субсолидусного метаморфизма (Грант, разд. 3.7 данного сборника). При субсолидусной дегидратации буферирование вызывает увеличение активности H_2O и повышение степени метаморфизма; обратное изменение a_{H_2O} , установленное Филлипсом [69] для района Брокен-Хилл, отчетливо благоприятствует плавлению [71]. Таким образом, понимание процессов, происходивших в гранулитовой фации, будет, по-видимому, зависеть от разработки достаточно точных методов оценки a_{H_2O} и ее изменений в зависимости от параметров метаморфизма.

1.9. Минеральные составы лейкосомы и меланосомы: проблема плагиоклаза

На основе хорошо известных экспериментальных данных [8] считается, что состав нормативного плагиоклаза в частичном расплаве должен быть более кислым, чем в рестите. Если этот расплав отделяется и кристаллизуется в своей собственной закрытой системе, то плагиоклаз лейкосомы должен быть гораздо более кислым, чем в меланосоме. Такое соотношение действительно наблюдается в некоторых мигматитах [82]. Чаще же плагиоклаз в лейкосоме оказывается лишь немного более кислым, чем в меланосоме, так что этот эффект гораздо слабее, чем предсказывают фазовые диаграммы [62, с. 259]. До недавнего времени полагали, что этот эффект может ослабляться в сложных системах по сравнению с простыми, исследованными Боуэном [8], но теперь Йоганнес (этот сборник) экспериментально подтвердил широкое его проявление в системах кварц — полевой шпат — вода.

Некоторые авторы считают, что мигматиты, в которых не проявлена дифференциация плагиоклазов, не могут быть анатектическими [64, 98, 99]. Однако другими исследователями изучены мигматиты, которые по совокупности таких признаков, как составы лейкосом, структуры и геологические соотношения, интерпретируются как анатектические, но дифференциации плагиоклазов в них не наблюдается [63, 2]. Эти исследователи высказали несколько соображений, объясняющих такие явления.

1.9.1. Установление нового равновесия в субсолидусе. Плагиоклазы в породах амфиболитовой фации часто гомогенны. Если считать, что прогрессивный метаморфизм представляет собой серию реакций, приводящих к изменению состава плагиоклаза [23], то отсутствие зональности свидетельствует о том,

что в условиях амфиболитовой фации диффузионная гомогенизация плагиоклаза возможна, несмотря на очень медленную кинетику диффузии в этом минерале (обсуждается Йоганнесом в этом сборнике). Лейкосома и рестит полосчатого мигматита находятся в тесном контакте и разделяют в какой-то степени общую историю метаморфизма (по крайней мере ретроградного). Представляется возможным выравнивание состава плагиоклаза между двумя этими телами, что приводит к понижению общей свободной энергии системы. Этот эффект наиболее вероятен там, где неосомы имеют общую историю не только на ретроградном этапе, но и на прогрессивном, т. е. в повторно метаморфизованных мигматитах. Он не мог быть эффективным в тех лейкосомах, где сохранилась зональность плагиоклаза, возникшая на стадии кристаллизации из расплава (Эшуорт и Мак-Леллан, разд. 5.3.1 данного сборника).

1.9.2. «Нестабильное» плавление. Йоганнес ([50, 51] и данный сборник) отмечает большие трудности в исследовании плавления при реальных температурах в системах с основными плагиоклазами, связанные с очень замедленной кинетикой. Причиной этому считается медленная диффузия в плагиоклазе (Йоганнес, разд. 2.3.3 данного сборника). Ожидаемый эффект дифференциации плагиоклазов развивается только в опытах большой продолжительности. Управляемая кинетикой реакция плавления без дифференциации была названа «метастабильным» плавлением, но теперь Йоганнес (данный сборник) предлагает называть его «нестабильным», что представляется резонным, поскольку имеются в виду неравновесные состояния неполной дифференциации, а не метастабильный минимум свободной энергии. Экстраполяции Йоганнеса [50] показывают, что для достижения равновесия при температуре 730 °C может потребоваться $\sim 10^5$ лет. Расчеты Йоганнеса [52] свидетельствуют о том, что при вероятных температурах начала плавления в мигматитах (~ 700 °C) равновесие может никогда не достигаться в любом геологическом масштабе времени. Исходя из этого, некоторые авторы [63] высказывают мысль о том, что в природных мигматитах дифференциация плагиоклаза подавляется неравновесным плавлением. Это объяснение привлекательно особенно для мигматитов с относительно короткой петрогенетической историей (в контактовых ореолах и регионально-метаморфических комплексах малых глубин), но сам Йоганнес (данный сборник) не поддерживает его. Оценка параметров диффузии по данным экспериментов при низких температурах затруднительна и при экстраполяции на геологическое время может породить большие ошибки. Согласно Йоганнесу (данный сборник), главное значение нестабильного плавления состоит в том, что оно создает барьер для экспериментального опре-

деления равновесных фазовых соотношений, считающихся истинными регуляторами природных процессов.

1.9.3. Реакция с остатком при кристаллизации расплава. Если плагиоклаз может гомогенизироваться в ходе метаморфизма (разд. 1.9.1), он также может гомогенизироваться и при ретроградной реакции между расплавом и кристаллами, если охлаждение происходит достаточно медленно. Все же могут наблюдаться большей частью незначительная дифференциация и слабая зональность, а отчетливая зональность во внешних частях некоторых зерен лейкосомы (Эшуорт и Мак-Леллан, разд. 5.3.1 данного сборника) может свидетельствовать об отсутствии этой реакции на поздней стадии, так как гнезда расплава практически изолируются друг от друга, а падение температуры тормозит диффузию. Такова интерпретация, предлагаемая Йоганнесом в данной книге. По словам Менерта [62, с. 259], «если расплав кристаллизуется заново, прежний плагиоклаз перестраивается в твердой фазе». Эшуорт [2] также апеллирует к этому эффекту. Он особенно вероятен там, где имеются свидетельства возникновения реакции на границе лейкосома — меланосома, вызванной ретроградной минералогической и структурной эволюцией гранитоидных лейкосом (Эшуорт и Мак-Леллан, эта книга), как это часто, по-видимому, и происходит. Плагиоклаз — не единственный минерал, изменяющий свой состав. Составы мусковита и биотита в лейкосоме и меланосоме обычно не различаются, даже если эти минералы, хотя и присутствовавшие в момент наибольшего плавления, частично отчетливо образовались за счет ретроградных реакций гидратации — кристаллизации.

Подобно главным элементам, примеси часто обнаруживают гомогенное распределение, а не следуют магматическому типу дифференциации, что можно было бы ожидать, если бы расплав не мог реагировать с реститом [63]. Обнаруженному Дуганом [26] равномерному распределению малых элементов в минералах из некоторых его образцов, вероятно, можно удивляться, поскольку расплавы в них, по-видимому, эффективно отделялись (Эшуорт и Мак-Леллан, эта книга). В других случаях, однако, один и тот же минерал имеет различные содержания элементов-примесей в лейкосоме и меланосоме [26]; здесь расплав, по-видимому, «отделился» от рестита. Интересно, что эти мигматиты являются «дискордантными» (с различными минеральными ассоциациями в лейкосоме и меланосоме; Олсен, разд. 4.5.2 в этой книге). Разделение элементов-примесей при мигматизации, конечно, не вполне понятно, и Йоганнес (разд. 2.6.7 этой книги) призывает к дальнейшим экспериментам по кинетике этого процесса. Изучение элементов-примесей должно быть наиболее информативным там, где налицо диффе-

ренциация главных компонентов (например, в плагиоклазе). Геохимия, действительно, берет свое, когда расплав полностью отделяется от своей материнской породы [20].

Таким образом, при неполном отделении реакция между расплавом и остатком облегчается. Фактическое отсутствие отделения расплава в случаях, изученных Хенкесом и Йоганнесом [39] и Гуптой и Йоганнесом [37], способствует полному перераспределению составов плагиоклаза. Сохранение контакта между расплавом и остатком — ключ к предлагаемому Йоганнесом (в этой книге) решению проблемы плагиоклаза и, как можно видеть из предыдущих разделов, объяснение некоторых других различий между анатектическими лейкосомы и нормальными изверженными породами. Разделы 1.5—1.9 должны были отразить соответствующие представления сторонников анатексиса, имеющих дело с трудными проблемами. Во многих случаях, однако, можно показать, что свидетельства анатексиса весомее отрицательных результатов «теста» на плавление, показывая тем самым, что история пород после частичного плавления умозрительна.

1.10. Открытые и закрытые системы

Много внимания уделено обсуждению отсутствия эффекта расширения в некоторых агматитах и жильных комплексах. Признаком этого эффекта, который устанавливается в поле и требует тщательного изучения хороших обнажений в трех измерениях, служат структуры вмещающих пород (блоков в агматитах или боковых пород жил), показывающие отсутствие смещения поперек лейкосомы. Противоположный случай (расширение) со смещением благодаря усилиям, раздвигающим границы лейкосом, объясняется инъекцией магмы [62, с. 9] и, таким образом, ясно представляет собой открытую систему. В случае отсутствия расширения, по-видимому, требуется привлечь замещение вмещающих пород неосомой и систему также следует считать открытой (метасоматической). Здесь, однако, имеется альтернативная возможность того, что лейкосомы росли за счет извлечения материала из дающей усадку массы вмещающих пород [62]. Барр (эта книга) различает расширенные и нерасширенные пегматиты, рассматривая некоторые из последних как субсолидусные сегрегации (разд. 7.3.4).

Вопрос о возможности образования неосом на месте часто пытаются решить, изучая составы лейкосом, меланосом и мезосом и моделируя состав мезосомы из комбинации составов двух неосом. Полосчатые мигматиты сравнительно легко опробовать серией образцов по линии, перпендикулярной контактам

лейкосом [25, рис. 4]. Систематическое совпадение кривых этих серий на двухкомпонентных графиках [25, рис. 7] или трехкомпонентных треугольных диаграммах [63, рис. 2] едва ли может быть случайностью и рассматривается как свидетельство того, что мезосомы представляют собой материал, из которого в результате дифференциации образовались неосомы. Эшуорт [2] не обнаружил такого совпадения и не был этому удивлен: наблюдаемая мезосома — это не то же самое, что материнская порода неосом, их состав может как угодно различаться. Менерт [62, рис. 93] в очень тщательном исследовании мигматитов Шварцвальда обнаружил *статистически* приближенное соответствие между *средними* составами лейкосомы, мезосомы и меланосомы на трехкомпонентной диаграмме (кварц — полевошпат — темноцветные). Это говорит о том, что соотношения этих трех компонентов не определяют мигматизацию, т. е. нет *систематической* разницы между дифференцированным и недифференцированным материалом, хотя случайная вариация имеет место.

Более правильный подход заключается в измерении и учете объемных соотношений меланосомы и лейкосомы и статистической оценке возможности приближенного воспроизведения состава местной мезосомы путем смещения меланосомы и лейкосомы в наблюдаемых пропорциях, рассматривая все компоненты одновременно по методу наименьших квадратов, как это делает Олсен в данной книге. Некоторые мигматиты из изученных Олсен можно считать дифференциатами закрытой системы, образованными из породы, приблизительно соответствовавшей реальной мезосоме. Принимая во внимание вышеупомянутые, вероятно, случайные эффекты, исследования типа пионерских работ Олсен и Дугана (пересмотренные в этой книге Олсен) возможны только там, где мезосомы достаточно однородны.

Если мезосома представляет собой то же самое, что и материнская порода, дифференцированная до неосом, то возникает законный вопрос: почему одна порода дифференцировалась, тогда как соседняя, сходная с ней, осталась в недифференцированном состоянии? Поиски тонких различий в составах минералов не дали результатов. Содержание Al_2O_3 в плагиоклазе мезосом может возрастать, но неосомы перекрывают этот интервал ([2], Йоганнес, разд. 2.5 данного сборника). Места выделений анатектических лейкосом могут зависеть от деформаций (Барр, разд. 7.3 данной книги), а Эшуорт [2] считает, что a_{H_2O} в различных участках системы может незначительно колебаться, и эти нечувствительные для измерений флуктуации могут вызывать появление расплава там, где a_{H_2O} максимальна. Эта идея, по-видимому, поддерживается Йоганнесом (разд. 2.4.2 данной книги). Следующие порции расплава, образующиеся при повы-

шении температуры, могут мигрировать в уже существующие лейкосомы. Начавшееся плавление будет приводить к осушению прилегающей породы, подавляя ее плавление. С другой стороны, a_{H_2O} внутри и вблизи лейкосомы может падать ниже такового в нерасплавленной мезосоме, и под действием возникшего градиента активности воды может происходить диффузионный обмен материалом, что опять-таки способствует росту существующей лейкосомы.

Йоганнес и Гупта [53, 37] изучали слабосегрегированные мигматиты, содержащие больше калишпата в неосоме, чем в мезосоме. В неосому благодаря частичному плавлению преобразуются только богатые калишпатом слои материнских метасадков. В районе, изучавшемся упомянутыми авторами [53], это чередование богатых и бедных калишпатом слоев можно непосредственно наблюдать в немигматизированных эквивалентах мигматитов более высокой ступени. Далее, температура начала плавления не зависит от количественных соотношений минералов (Йоганнес, данный сборник), что было убедительно показано прямыми экспериментами с этими же породами [39, 37], так что преобразование в неосому должно регулироваться количеством возникшего расплава ([39, с. 127], Йоганнес, разд. 2.4.2 данного сборника), несмотря на то что простые водонасыщенные эксперименты не в состоянии воспроизвести эту разницу в поведении неосомы и мезосомы (Йоганнес, рис. 2.15 в данном сборнике). Очевидно, что такой модалный контроль мигматизации означает, что мезосомы не являются промежуточными по составу между лейкосомой и меланосомой (если таковая имеется). Такие «изохимические» (закрытая система) мигматиты не будут удовлетворять тому «тесту» на закрытую систему, который применяется Олсен в этой книге. Критерий Олсен требует первоначально довольно однородных пород; механизм мигматизации Йоганнеса и Гупты требует, наоборот, изначально неоднородных пород.

Если мигматиты не удовлетворяют тесту на закрытую систему, Олсен (данная книга) приписывает им привнос материала (такие мигматиты имеют однородную или слабополосчатую мезосому). Доля лейкосомы по объему превышает предсказанную расчетом для закрытой системы. Взятый сам по себе этот эффект может быть связан с потерей данной мезосомой небольшого количества расплава, который переходит в лейкосому; мезосома, таким образом, становится в какой-то степени реститовой, а не чисто материнской породой. Однако эффект несовпадения также наблюдается и выявляется систематический характер состава «избыточного» материала, необходимого для моделирования каждого типа лейкосомы открытой системы. В случае, описанном Олсен [68], мезосомы обладают полосча-

тостью, но лишь незначительно варьируют по составу. Лейкосомы пересекают эту полосчатость, исключая тем самым интерпретацию в соответствии с линиями Йоганнеса и Гупты [53]. Эти лейкосомы не могут быть адекватно моделированы в закрытой системе, состоящей из меланосомы плюс любое сочетание слоев (Олсен, эта книга и [68, рис. 3]). Материал, который, согласно расчету, должен привноситься, отличается по составу от расплава и, как полагают, входит в систему с водными растворами, которые *вызывают анатексис*. В другом случае предполагаемых открытых систем (Олсен, эта книга и [68]) привнесенный материал может быть моделирован в виде инъецированного расплава, продолжающего реагировать с вмещающими породами.

Интерпретация с помощью открытой системы всегда зависит от допущения, что наблюдаемая мезосома представляет материнскую породу для локально отщепленных порций неосом. Принимая во внимание вышеприведенное обсуждение, следует иметь в виду очевидные возможности ошибок. Однако интерпретации Олсен (в этой книге) систематических явлений этого плана полны здравого смысла. Маловероятно, чтобы мигматизация всегда протекала просто путем сегрегации в направлении, перпендикулярном границе лейкосомы, в масштабе менее 1 м. Легко устанавливаются взаимодействия более крупного масштаба, в особенности перенос вдоль полосчатости. Оценка общего направления и дальности переноса материала является грандиозной «тактической» задачей (Олсен, эта книга). Йоганнес, обсуждая в этой книге (разд. 2.5) мигматиты, которые он и Гупта [53] считали образовавшимися в условиях закрытой системы, теперь уже допускает возможность щелочного метасоматоза.

Исследуя баланс масс, Олсен (в этой книге) касается вопроса об отличиях открытых систем от закрытых и, кроме того, о возможности отличать независимый от расплава перенос от переноса, обусловленного движением расплава. Дуган (пересмотрено Олсен в разд. 4.5 этой книги), установив эти явления для закрытых систем, пытается выяснить, сколько расплава было извлечено из меланосомы и последующие модальные изменения, которые следует учитывать при выводе реакций плавления и интерпретации других данных, например получаемых при изучении структур (Эшурт и Мак-Лаллан, эта книга). Барр (табл. 7.2 в этой книге) имеет дело с не полностью сегрегированными анатектитами. Количество расплава, извлеченного из одной породы, можно оценить по наблюдаемому эффекту дифференциации плагноклаза. В другом случае соотношения составов расплава и остатка устанавливаются по модальному составу лейкосомы и меланосомы.

1.11. Выводы

Процессы мигматизации раскрывают широкие возможности для петрологических интерпретаций. Ни один из критериев анатексиса сам по себе не является надежным. Лучше всего строить интерпретации на сочетании модальных минеральных и химических составов составных частей мигматитов, первичных структур (если они не маскируются позднейшими процессами), геологических соотношений и состава минералов (с тем же условием, что и для структур). Для целей геотермометрии и оценки a_{H_2O} следует, если возможно, использовать составы минералов. Ранние мигматиты в полиметаморфических областях могут не сохранить четких свидетельств процессов их формирования, и для интерпретации их приходится прибегать к аналогии с менее измененными мигматитами. Критерии закрытой системы базируются на допущениях, которые невозможно проверить. С открытыми системами дело обстоит лучше: в некоторых полосчатых мигматитах фиксируются метасоматические процессы, сопровождающие анатексис и доказывающие их образование в открытой системе. Отделение расплава при анатексисе, даже в закрытых системах, строго контролируется факторами, которые особенно заслуживают дальнейшего изучения. Необходимость дальнейших исследований постоянно подчеркивается в этой книге. Есть надежда, что книга эта не направит исследователей по пути, приводящему в тупик.

Благодарности. Изданию этой книги в целом значительно способствовала секретарская помощь г-жи Дейвис и г-жи Бик, а также советы и поддержка издателей. Мои рисунки были тщательно перерисованы Паркером. Д-р Д. Дж. Вон местами отшлифовал язык. Все оставшиеся промахи лежат на совести редактора, который благодарит всех авторов за упорную и вдумчивую работу, особенно тех, которым не довелось дожить до выхода книги в свет.

Эта книга была задумана д-ром М. Брауном. Редактируя ее, я всего лишь старался осуществить его план.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Amit O., Eyal Y.* (1976) The genesis of Wadi Magrish migmatites (N-E Sinai). *Contrib. Miner. Petrol.* **59**, 95—110.
2. *Ashworth J. R.* (1976) Petrogenesis of migmatites in the Huntly-Portsoy area, north-east Scotland. *Mineral. Mag.* **40**, 661—682.
3. *Ashworth J. R.* (1979a). Genesis of the Skagit Gneiss migmatites, Washington, and the distinction between possible mechanisms of migmatization: Discussion. *Geol. Soc. Am. Bull.* **90**, 887—888.
4. *Ashworth J. R.* (1979b) Comparative petrography of deformed and undeformed

- med migmatites from the Grampian Highlands of Scotland. *Geol. Mag.* **116**, 445—456.
5. *Ashworth J. R., Chinner G. A.* (1978) Coexisting garnet and cordierite in migmatites from the Scottish Caledonides. *Contrib. Miner. Petrol.* **65**, 379—394.
 6. *Atherton M. P., Gribble C. D.* (eds) (1983) *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Shiva, Nantwich.
 7. *Barnicoat A. C.* (1983) Metamorphism of the Scourian Complex, NW Scotland. *J. Metamorphic Geol.* **1**, 163—182.
 8. *Bowen N. L.* (1913) The melting phenomena of the plagioclase feldspars. *Am. J. Sci.* **35**, 577—599.
 9. *Brown P. E.* (1971) The origin of the granitic sheets and veins in the Loch Coire migmatites, Scotland. *Mineral. Mag.* **38**, 446—450.
 10. *Brown M.* (1973) The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proc. Geol. Ass.* **84**, 371—382.
 11. *Brown M.* (1979) The petrogenesis of the St. Malo migmatite belt, Armorican Massif, France, with particular reference to the diatexites. *Neues Jb. Miner. Abh.* **135**, 48—74.
 12. *Brown M.* (1983) The petrogenesis of some migmatites from the Presqu'île de Rhuys, southern Brittany, France. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, eds. *Atherton, M. P. and Gribble C. D.*, Shiva, Nantwich, 174—200.
 13. *Brown M., Earle M. M.* (1983) Cordierite-bearing schists and gneisses from Timor, eastern Indonesia. *P—T conditions of metamorphism and tectonic implications*. *J. Metamorphic Geol.* **1**, 183—203.
 14. *Brown G. C., Fyfe W. S.* (1972) The transition from metamorphism to melting status of the granulite and eclogite facies, 24th Internat. Geol. Congr. Section 2, 27—34.
 15. *Brown W. L., Parsons I.* (1981) Towards a more practical two-feldspar geothermometer. *Contrib. Miner. Petrol.* **76**, 369—377.
 16. *Burnham C. W.* (1967) Hydrothermal fluids at the magmatic stage. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, ed. *Barnes H. L.*, Hld, Rinehart, Winston, New York, 34—76.
 17. *Büsch W., Schneider G., Mehnert K. R.* (1974) Initial melting at grain boundaries. Part II: Melting in rocks of grandioritic, quartzdioritic and tonalitic composition. *Neues Jb. Miner. Mh.* 345—370.
 18. *Campbell D. S.* (1980) Structural and metamorphic development of migmatites in the Svecokareliides, near Tampere, Finland. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* **71**, 185—200.
 19. *Carpenter M. A., Ferry J. M.* (1984) Constraints on the thermodynamic mixing properties of plagioclase feldspars. *Contrib. Miner. Petrol.* **87**, 138—148.
 20. *Condie K. C., Allen P.* (1980) Origin of Archaean migmatites from the Gwenoro Dam area, Zimbabwe-Rhodesia. *Contrib. Miner. Petrol.* **74**, 35—43.
 21. *Corbett G. J., Phillips G. N.* (1981) Regional retrograde metamorphism of a high grade terrain: the Willyama Complex, Broken Hill, Australia. *Lithos* **14**, 59—73.
 22. *Cosgrove J. W.* (1976) The formation of crenulation cleavage. *J. Geol. Soc. Lond.* **132**, 155—178.
 23. *Crawford M. L.* (1974) Calcium zoning in almandine: a model based on plagioclase equilibria. In: *The Feldspars*, ed. *MacKenzie W. S., Zussman J.*, Manchester University Press, Manchester. 629—644.
 24. *Dalziel I. W. D., Johnson M. R. W.* (1963) Evidence for the geological dating of the granitic gneiss of western Ardgour. *Geol. Mag.* **100**, 244—254.
 25. *Dougan T. W.* (1979) Compositional and modal relationships and melting reactions in some migmatitic metapelites from New Hampshire and Maine. *Am. J. Sci.* **279**, 897—935.

26. *Dougan T. W.* (1981) Melting reactions and trace element relationships in selected specimens of migmatitic pelites from New Hampshire and Maine. *Contrib. Miner. Petrol.* **78**, 337—344.
27. *Essene E. J.* (1982) Geologic thermometry and barometry. In: *Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria*, ed. *Ferry J. M.*, *Reviews in Mineralogy*, **10**, Mineralogical Society of America, 153—206.
28. *Ferry J. M.* (1983) Regional metamorphism of the Vassalboro Formation, south-central Maine, USA: a case study of the role of fluid in metamorphic petrogenesis. *J. Geol. Soc. Lond.* **140**, 551—576.
29. *Ferry J. M., Burt D. M.* (1982) Characterization of metamorphic fluid composition through mineral equilibria. In: *Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria*, ed. *Ferry, J. M.*, *Reviews in Mineralogy* **10**, Mineralogical Society of America 207—262.
30. *Fettés D., Macdonald R.* (1978) Glen Garry vein complex. *Scott. J. Geol.* **14**, 335—358.
31. *Fisher G. W.* (1973) Nonequilibrium thermodynamics as a model for diffusion-controlled metamorphic processes. *Am. J. Sci.* **273**, 897—924.
32. *Friend C. R. L.* (1983) The link between charnockite formation and granite production: evidence from Kabbaldurga, Karnataka, southern India. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, eds. *Atherton, M. P., Gribble C. D.*, Shiva, Nantwich, 264—276.
33. *Froese E.* (1976) Applications of thermodynamics in metamorphic petrology. *Geol. Surv. Canada Paper* **75—43**.
34. *Fry N.* (1984) *The Field Description of Metamorphic Rocks*. Open University Press, Milton Keynes.
35. *Grew E. S.* (1981) Granulite-facies metamorphism at Molodezhnaya Station, East Antarctica. *J. Petrol.* **22**, 297—336.
36. *Gribble C. D.* (1970) The role of partial fusion in the genesis of certain cordierite-bearing rocks. *Scott. J. Geol.* **6**, 75—82.
37. *Gupta L. N., Johannes W.* (1982) Petrogenesis of a stromatic migmatite (Nelaug, southern Norway). *J. Petrol.* **23**, 548—567.
38. *Haack U., Heinrichs H., Boneß M., Schneider A.* (1984) Loss of metals from pelites during regional metamorphism. *Contrib. Miner. Petrol.* **85**, 116—132.
39. *Henkes L., Johannes W.* (1981) The petrology of a migmatite (Arvika, Värmland, western Sweden). *Neues Jb. Miner. Abh.* **141**, 113—133.
40. *Hobbs B. E., Means W. D., Williams P. F.* (1976) *An Outline of Structural Geology*. Wiley, New York.
41. *Hodges K. V., Spear F. S.* (1982) Geothermometry, geobarometry and the Al_2O_3 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Am. Miner.* **67**, 1118—1134.
42. *Hoffer E.* (1978) Melting reactions in aluminous metapelites Stability: limits of biotite+sillimanite+quartz in the presence of albite. *Neues Jb. Miner. Mh.* 396—407.
43. *Holdaway M. J., Lee S. M.* (1977) Fe—Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Miner. Petrol.* **63**, 175—198.
44. *Holmquist P. J.* (1921) Typen und Nomenklatur der Adergesteine. *Geol. För. Stockh. Förh.* **43**, 612—631.
45. *Holt R. W., Wightman R. T.* (1983) The role of fluids in the development of a granulite facies transition zone in S. India. *J. Geol. Soc. Lond.* **140**, 651—656.
46. *Hopgood A. M., Bowes D. R.* (1978) Neosomes of polyphase agmatites as time-markers in complexly deformed migmatites. *Geol. Rdsch.* **67**, 313—330.
47. *Hopgood A. M., Bowes D. R., Kouvo O., Halliday A. N.* (1983) U—Pb and Rb—Sr isotopic study of polyphase deformed migmatites in the Svecokareli-

- des, southern Finland. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, eds. Atherton M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich, 80—92.
48. *Hoschek G.* (1976) Melting relations of biotite+plagioclase+quartz. *Neues Jb. Miner. Mh.* 79—83.
 49. *Janardhan A. S., Newton R. C., Hansen E. C.* (1982) The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockite in southern Karnataka and northern Tamil Nadu, India. *Contrib. Miner. Petrol.* 79, 130—149.
 50. *Johannes W.* (1978) Melting of plagioclase in the systems Ab—An—H₂O and Qz—Ab—An—H₂O at P_{H₂O}=5 kbars, an equilibrium problem. *Contrib. Miner. Petrol.* 66, 295—303.
 51. *Johannes W.* (1980) Metastable melting in the granite system Qz—Or—Ab—An—H₂O. *Contrib. Miner. Petrol.* 72, 73—80.
 52. *Johannes W.* (1983) Metastable melting in granite and related systems. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, eds. Atherton M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich, 27—36.
 53. *Johannes W., Gupta L. N.* (1982) Origin and evolution of a migmatite. *Contrib. Miner. Petrol.* 79, 114—123.
 54. *Kenah C., Hollister L. S.* (1983) Anatexis in the Central Gneiss Complex, British Columbia. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, eds. Atherton M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich, 142—162.
 55. *Kerrick D. M.* (1972) Experimental determination of muscovite+quartz stability with P_{H₂O}<P_{total}. *Am. J. Sci.* 272, 946—958.
 56. *Lappin A. R., Hollister L. S.* (1980) Partial melting in the Central Gneiss Complex near Prince Rupert, British Columbia. *Am. J. Sci.* 280, 518—545.
 57. *Loberg B.* (1963) The formation of a flecky gneiss and similar phenomena in relation to the migmatite and vein gneiss problem. *Geol. Föhr. Stockh. Föhr.* 85, 3—109.
 58. *Lonker S. W.* (1981) The P—T—X relations of the cordierite—garnet—sillimanite—quartz equilibrium. *Am. J. Sci.* 281, 1056—1090.
 59. *Martignole J., Sisi J.-C.* (1981) Cordierite—garnet—H₂O equilibrium: a geological thermometer, barometer and water fugacity indicator. *Contrib. Miner. Petrol.* 77, 38—46.
 60. *McLellan E. L.* (1983) Contrasting textures in metamorphic and anatectic migmatites: an example from the Scottish Caledonides. *J. Metamorphic Geol.* 1, 241—262.
 61. *McLellan E.* (1984) Deformational behaviour of migmatites and problems of structural analysis in migmatite terrains. *Geol. Mag.* 121, 339—345.
 62. *Mehnert K. R.* (1968) *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks.* Elsevier, Amsterdam.
 63. *Mehnert K. R., Büsch W.* (1982) The initial stage of migmatite formation. *Neues Jb. Miner. Abh.* 145, 211—238.
 64. *Misch P.* (1968) Plagioclase compositions and non-anatectic origin of migmatitic gneisses in Northern Cascade Mountains of Washington State. *Contrib. Miner. Petrol.* 17, 1—70.
 65. *Newton R. C., Smith J. V., Windley B. F.* (1980) Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature* 288, 45—50.
 66. *Oliver G. J. H.* (1977) Feldspathic hornblende and garnet granulites and associated anorthosite pegmatites from Doubtful Sound, Fiordland, New Zealand. *Contrib. Miner. Petrol.* 65, 111—121.
 67. *Olsen S. N.* (1982) Open- and closed-system migmatites in the Front Range, Colorado. *Am. J. Sci.* 282, 1596—1622.
 68. *Olsen S. N.* (1984) Mass-balance and mass-transfer in migmatites from the Colorado Front Range. *Contrib. Miner. Petrol.* 85, 30—44.
 69. *Phillips G. N.* (1980) Water activity changes across an amphibolite-granulite facies transition, Broken Hill, Australia. *Contrib. Miner. Petrol.* 75, 377—386.
 70. *Powell R.* (1978) *Equilibrium Thermodynamics in Petrology.* Harper and Row, London.

71. Powell R. (1983a) Processes in granulite-facies metamorphism. In: Migmatites, Melting and Metamorphism, eds. Atherton M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich, 127—139.
72. Powell R. (1983b) Fluids and melting under upper amphibolite facies conditions. *J. Geol. Soc. Lond.* **140**, 629—633.
73. Putnis A. (1980) Order-modulated structures and the thermodynamics of cordierite reactions. *Nature* **287**, 128—131.
74. Read H. H. (1957) *The Granite Controversy*. Murby, London.
75. Robin P.-Y. F. (1979) Theory of metamorphic segregation and related processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43**, 1587—1600.
76. Russell R. V. (1969) Porphyroblastic differentiation in fleck gneiss from Västervik, Sweden. *Geol. För. Stockh. Förh.* **91**, 217—282.
77. Sederholm J. J. (1907) Om granit och gneiss. *Bull. Comm. Geol. Finl.* **23**.
78. Sederholm J. J. (1967) Selected Works. Granulites and Migmatites. Oliver and Boyd, Edinburgh.
79. Thompson A. B. (1982) Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granite liquids. *Am. J. Sci.* **282**, 1567—1595.
80. Thompson A. B., Algor J. R. (1977) Model systems for anatexis of pelitic rocks I. Theory of melting reactions in the system KAlO₂—NaAlO₂—Al₂O₃—SiO₂—H₂O. *Contrib. Miner. Petrol.* **63**, 247—269.
81. Thompson A. B., Tracy R. J. (1979) Model systems for anatexis of pelitic rocks II. Facies series melting and reactions in the system CaO—KAlO₂—NaAlO₂—Al₂O₃—SiO₂—H₂O. *Contrib. Miner. Petrol.* **70**, 429—438.
82. Tobschall H. J. (1971) Zur Genese der Migmatite des Beaume-Tales (Mittlere Cévennen. Dep. Ardèche). *Contrib. Miner. Petrol.* **32**, 93—111.
83. Torres-Roldan R. L. (1983) Fractionated melting of metapelite and further crystal-melt equilibria — the example of the Blanca Unit migmatite complex, north of Estepona (southern Spain). *Tectonophysics* **96**, 95—123.
84. Touret J. (1971) Le facies granulite en Norvège meridionale, 2. Les inclusions fluides. *Lithos* **4**, 423—436.
85. Tracy R. J. (1978) High grade metamorphic reactions and partial melting in pelitic schist, west-central Massachusetts. *Am. J. Sci.* **278**, 150—178.
86. Tracy R. J., Robinson P., Thompson A. V. (1976) Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *Am. Miner.* **61**, 762—775.
87. Turner F. J. (1981) *Metamorphic Petrology*. 2nd edn., McGraw-Hill, New York.
88. Tuttle O. F. (1952) Origin of the contrasting mineralogy of extrusive and plutonic salic rocks. *J. Geol.* **60**, 107—124.
89. Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈—KAlSi₃O₈—SiO₂—H₂O. *Geol. Soc. Am. Mem.* **74**.
90. Tyler I. M., Ashworth J. R. (1982) Sillimanite-potash feldspar assemblages in graphitic pelites, Strontian area, Scotland. *Contrib. Miner. Petrol.* **81**, 18—29.
91. Vidale R. J. (1974) Vein assemblages and metamorphism in Dutchess County, New York. *Geol. Soc. Am. Bull.* **85**, 303—306.
92. Weaver B. L., Tarney J. (1983) Elemental depletion in Archaean granulite-facies rocks. In: Migmatites, Melting and Metamorphism, eds. Atherton M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich, 250—263.
93. Wells P. R. A. (1979) Chemical and thermal evolution of Archaean sialic crust, south west Greenland. *J. Petrol.* **20**, 187—226.
94. Winkler H. G. F. (1979) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 5th edn. Springer-Verlag, New York, etc.
95. Winkler H. G. F., Breitbart R. (1978) New aspects of granitic magmas. *Neues Jb. Miner. Mh.* 463—480.
96. Wyllie P. J. (1983) Experimental studies on biotite- and muscovite-granites

- and some crustal magmatic sources. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, eds. Atherton M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich, 12—26.
97. *Yardley B. W. D.* (1975) On some quartz-plagioclase veins in the Connemara Schists, Ireland. *Geol. Mag.* **112**, 183—190.
 98. *Yardley B. W. D.* (1977) Petrogenesis of migmatites in the Huntly-Portsoy area, north-east Scotland — a discussion. *Mineral. Mag.* **41**, 292—294.
 99. *Yardley B. W. D.* (1978) Genesis of the Skagit Gneiss migmatites, Washington, and the distinction between possible mechanisms of migmatization. *Geol. Soc. Am. Bull.* **89**, 941—951.
 100. *Yardley B. W. D.* (1983) Quartz veins and devolatilization during metamorphism. *J. Geol. Soc. Lond.* **140**, 657—663.
 101. *Yoder H. S.* (1968) Albite — anorthite — quartz — water at 5 kb. *Yb. Carnegie Instn. Wash.* **66**, 477—478.

ЗНАЧЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ МИГМАТИТОВ

В. Йоганнес

2.1. Введение

В задачу этой главы входят:

а) суммирование результатов экспериментальных исследований, которые были использованы для объяснения процессов формирования мигматитов;

б) оценка значения этих результатов;

в) рассмотрение котектического плавления гранитных и тоналитовых ассоциаций и объяснение нестабильного плавления, имеющего место в экспериментах с плагиоклазами промежуточного состава;

г) приемлемое объяснение фактов очень сходного состава плагиоклазов в различных прослоях мигматитов;

д) предложения для дальнейших экспериментальных и петрографических исследований.

Какого рода эксперименты были выполнены до сих пор для выяснения природы формирования мигматитов? Для объяснения формирования мигматитов были рассмотрены различные процессы, например магматическое внедрение, метасоматоз, метаморфическая дифференциация (сегрегация) и частичное плавление (либо их различное сочетание). Из этих процессов только частичное плавление можно легко воспроизвести экспериментально в условиях высоких температуры и давления. Было проведено большое количество исследований по частичному плавлению в гранитных и близким к ним системах, а также по кристаллизации синтетических расплавов.

Соответствие результатов экспериментов по частичному плавлению и состава лейкосом (лейкократовых слоев мигматитов), казалось, подтверждает анатектическое формирование мигматитов и часто рассматривается как доказательство формирования мигматитов в результате частичного плавления [78, 77]. Однако теперь стало очевидно, что результаты экспериментальных исследований заслуживают более критической оценки, что будет сделано в этой главе.

Большинство разновидностей мигматитов имеют гранитный, гранодиоритовый или тоналитовый состав. Почти все они произошли в результате метаморфизма высокой степени и обра-

W. Johannes, Institut für Kristallographie und Petrographie, Universität Hannover, Welfengarten 1, 3000, Hannover, 1, BRD.

зовались в глубинных частях континентальной коры. Поэтому настоящая работа будет посвящена только породам гранит-тоналитового состава и их поведению в условиях земной коры.

Нестабильное плавление может иметь место в экспериментах по гидротермальному плавлению с минеральными ассоциациями, содержащими плагиоклаз промежуточного состава. Оно менее вероятно в экспериментах плавления с породами (не содержащими анортита) гаплогранитного минерального состава. Поэтому подведение итогов и оценок экспериментальных исследований резонно начать с гаплогранитной системы $Qz-Og-Ab-H_2O$, затем рассмотреть тоналитовую систему $Qz-Ab-An-H_2O$. В этой системе поведение плагиоклаза при плавлении может быть изучено при относительно низкой температуре; более того, результаты, полученные по этой системе, могут быть использованы при рассмотрении более сложной гранитной системы $Qz-Og-Ab-An-H_2O$, которую можно легко распространить на обычные граниты и гранодиориты.

2.2. Экспериментальные исследования гаплогранитной системы $Qz-Og-Ab-H_2O$

Основные результаты, полученные при выявлении генезиса гранитов, также представляют собой фундаментальные данные для исследований проблемы мигматитов. Наиболее важные результаты для интерпретации генезиса как гранитов, так и мигматитов получены Таттлом и Боуэном [69]. Они провели эксперименты по определению равновесных фазовых отношений в гаплогранитной системе $Qz-Og-Ab-H_2O$ при P_{H_2O} до 4 кбар и полученные результаты использовали для решения петрологических проблем. Эта классическая работа хорошо известна и не будет обсуждаться в настоящей статье. Однако в ней предполагается обсудить, представляют ли результаты Таттла и Боуэна равновесные (или почти равновесные) условия. На рис. 2.1 приведены границы полей водонасыщенного ликвидуса для 1, 2 и 3 кбар по Таттлу и Боуэну [69], для 5 и 10 кбар по Луту и др. [34] и для 20 кбар по Хуангу и Уилли [23]. Температуры солидуса, определенные для гаплогранитной системы Таттлом и Боуэном, показаны на рис. 2.2 вместе с данными Лута и др. [34] и Йоганнеса [29]. Имеются также опубликованные дополнительные данные по фазовым равновесиям для чистой гаплогранитной системы при давлении 4 кбар [61] и 10—35 кбар [43].

Фазовые равновесия в системе $Qz-Og-Ab-H_2O$ послужили основой для последующих экспериментальных исследований более сложных гранит-гранодиоритовых систем. Они представляют собой ключевые данные для интерпретации генезиса маг-

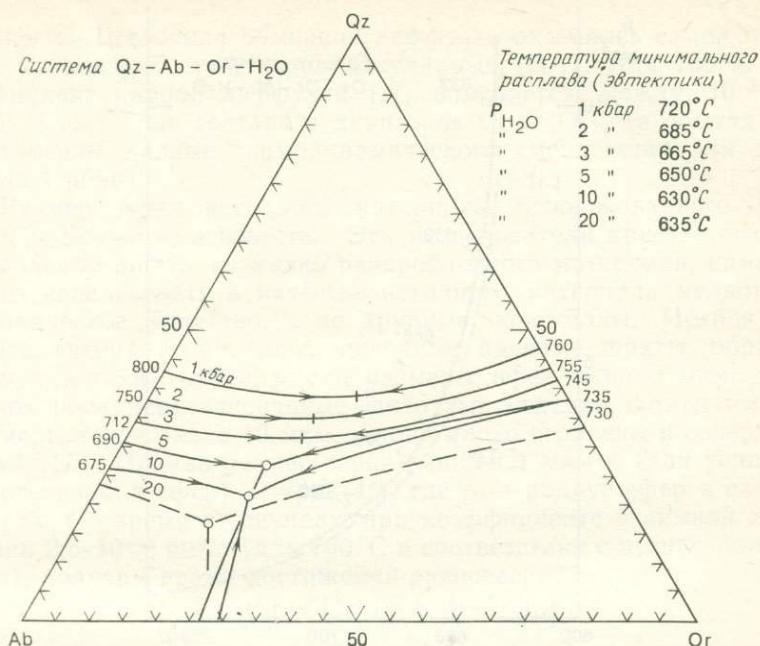


Рис. 2.1. Границы поля водонасыщенного ликвидуса в системе Qz—Ab—Or—H₂O для различных значений давления воды. Для 1, 2 и 3 кбар использованы данные Таттла и Боуэна [69], для 5 и 10 кбар — данные Лута и др. [34], для 20 кбар — данные Хуанга и Уилли [22]. При 20 кбар устойчив жадцит вместо богатого натрием щелочного полевого шпата.

матических пород, имеющих гаплогранитный, гранитный или гранодиоритовый состав (такой же, как лейкосомы большинства мигматитов). Поэтому важно знать, относятся ли данные, опубликованные Таттлом и Боуэном, к равновесным (или близким к равновесным) состояниям и насколько рассмотренные системы могут отклоняться от равновесных составов. Какие факторы контролируют скорость реакций плавления? Или точнее, что контролирует время реакции, необходимое для достижения равновесных составов? Мы должны рассмотреть наиболее медленные процессы, к которым относятся реакции между кварцем, щелочными полевыми шпатами, расплавом и водонасыщенной флюидной фазой. Диффузия компонентов в полевых шпатах, вероятнее всего, представляет собой самый медленный процесс, контролирующей кинетику плавления. В щелочных полевых шпатах должен происходить обмен только между Na и K для того, чтобы изменился их состав. Время реакции, необходимое для достижения равновесного состава, можно оце-

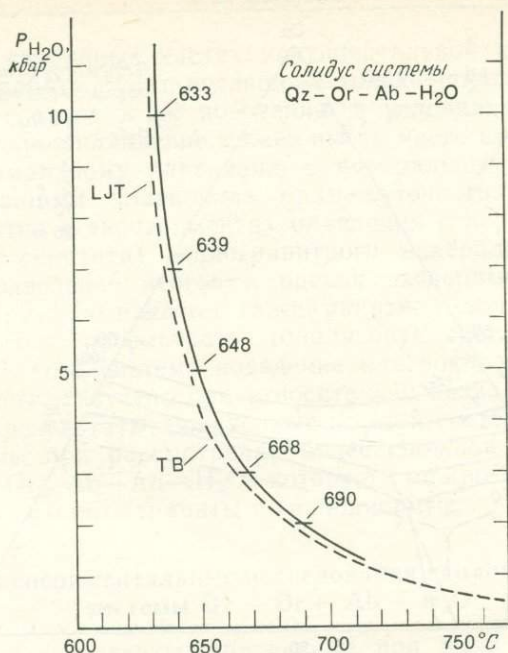


Рис. 2.2. Температуры начальных расплавов при низких давлениях и эвтектических расплавов при высоких давлениях. Цифрами обозначены температуры по данным Йоганнеса [29], ТВ — по данным Таттла и Боуэна [69], LJT — по данным Лута и др. [34].

нить, если известны коэффициенты взаимной диффузии в щелочных шпатах для определенной температуры и размеров зерен. Коэффициенты диффузии, определенные для идеальных или почти идеальных кристаллов в безводных условиях, позволяют рассчитать максимальное время, необходимое для достижения равновесного состава. Процесс взаимной диффузии К и Na в щелочных полевых шпатах изучен Брэди и Юнгом [7] в экспериментах по гомогенизации при давлении 1 атм. Степень гомогенизации пластинок когерентного распада в криптопертитах использована авторами для оценки обменной диффузии К и Na. Установлено, что «средний» коэффициент взаимной диффузии (\bar{D}) составляет от 2 до $4 \cdot 10^{-17}$ см²/с для синтетических криптопертитов при температуре 600 °С (для состава в диапазоне Og₂₃—Og₅₃) и от 6 до $12 \cdot 10^{-16}$ см²/с для природных криптопертитов при температуре 650 °С (для состава в диапазоне Og₀—Og₈₅). Процесс взаимной диффузии К и Na в условиях всестороннего давления 5 и 15 кбар изучен Кристоферсоном и др. [12] в экспериментах парной диффузии при температуре 900

и 1000 °С. Щелочная обменная диффузия оказалась самой быстрой на поверхностях, перпендикулярных (001). Для 700 °С коэффициент парной диффузии (\bar{D}) изменяется между 10^{-14} и $7 \cdot 10^{-14}$ см²/с для состава в диапазоне Og_{20} — Og_{70} (в опытах использованы данные термодинамического смешивания для давления 1 кбар).

Размер зерен исходного материала, использованного Таттлом и Боуэном, неизвестен. Эти исследователи кристаллизовали полевые шпаты из мелко раздробленного материала, намереваясь использовать в качестве исходного материала мелкокристаллическое вещество, а не крупные кристаллы. Исходя из опыта автора этой главы, щелочные полевые шпаты, образовавшиеся таким путем, имеют размеры зерен около 1 мкм. «Хорошо» раскристаллизованные щелочные полевые шпаты имеют размеры зерен около 10 мкм, но они плохо огранены и содержат дыры [25]. Приняв размер зерен равным 1 мкм и (для условий гомогенизации сфер) $\bar{D} = \rho_0^2 / (4t)$, где ρ_0 — радиус сфер в сантиметрах, t — время в секундах, при коэффициенте взаимной диффузии $2,5 \cdot 10^{-14}$ см²/с (для 700 °С в соответствии с вышеизложенным), получим время достижения равновесия:

$$4t = (10^{-4} \text{ см})^2 / 2,5 \cdot 10^{-14} \text{ см}^2/\text{с}$$

$$t = 10^5 \text{ с} = 27,8 \text{ ч.}$$

В экспериментах со щелочными полевыми шпатами обычного для гранитов состава Таттл и Боуэн использовали выдержки от 10 ч (765 °С) до 984 ч (725 °С) ([69], табл. 10). Учитывая тот факт, что в процессе плавления зерна исходного материала становятся меньше и что некоторые дополнительные эффекты, такие, как каталитическое действие воды, могут повышать диффузию щелочей, мы можем сделать вывод, что полученные Таттлом и Боуэном результаты представляют собой данные по равновесным или по крайней мере почти равновесным состояниям. Другие эффекты, такие, как появление высокой концентрации дефектов в результате напряжений или добавления воды, также повышают скорость реакции и поэтому благоприятствуют более быстрому достижению равновесного состава.

Помимо значений P и T для плавления при насыщении водой и количественных данных для состава котектического и эвтектического плавления особый интерес для будущих исследований представляют температуры солидуса при плавлении в условиях недосыщенности водой. Значения P и T в условиях равновесия для различных значений $X_{\text{H}_2\text{O}}$ и $a_{\text{H}_2\text{O}}$ показаны на рис. 2.3¹. Данные, показанные на рис. 2.3, могут помочь оценить

¹ Я выражаю свою признательность Джону Холлоуэю за выполнение расчетов параметров, приведенных на рис. 2.3.

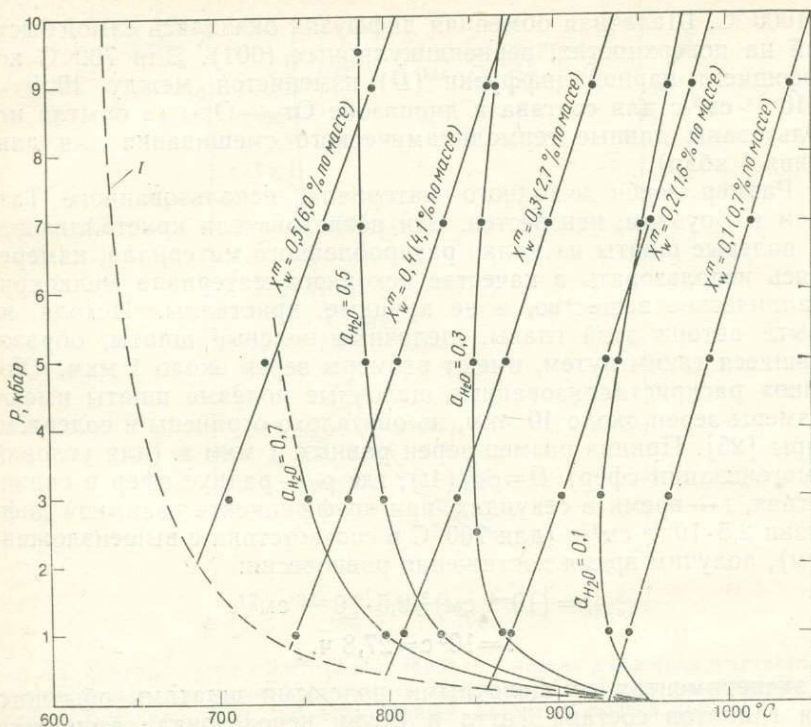


Рис. 2.3. Равновесия при плавлении в системе Qz—Og—Ab—H₂O, рассчитанные Дж. Р. Холлоуэем (устное сообщение). Кривые $a_{\text{H}_2\text{O}}$ представляют собой солидус для определенной активности H₂O. Кривые X_w^m показывают равновесие P и T для определенной минимального содержания воды. Расчеты выполнены с использованием уравнений и данных, заимствованных у Бернема [9], а также с применением модифицированного варианта программы, составленной Ханной Неквасил-Кораор, Университет шт. Пенсильвания (1983). I — водонасыщенный солидус.

величины активности и минимальных содержаний воды при формировании мигматитов. Для многих районов распространения мигматитов максимальные температуры метаморфизма изменяются в диапазоне от 630 до 730 °C. Температуры выше 730 °C представляют исключение, а не правило. Оценки температуры основаны на фракционировании Fe—Mg, фракционировании изотопов кислорода и реакциях дегидратации [67]. Если мы предположим, что температура формирования мигматита была относительно высокой (730 °C), а давление пород составляло 5 кбар, то активность воды должна быть выше 0,7 (см. экстраполированную кривую солидуса для $a_{\text{H}_2\text{O}}=0,7$ на рис. 2.3). Следует отметить, что при высоких температуре и

давлении флюиды, находящиеся в породе, никогда не состоят из одной только чистой воды, а всегда содержат растворенные компоненты силикатов. Кроме того, заметное количество солей, таких, как NaCl (до 10 или 20% по массе), может быть растворено в надкритической газовой фазе. Это означает, что активность воды в таком флюиде будет менее 1 и количество дополнительных летучих компонентов (таких, как CO₂, N₂, CH₄), обуславливающих дальнейшее сокращение активности воды, должно быть незначительным, в случае если происходит плавление. Другими словами, флюиды, влияющие на формирование мигматитов путем частичного плавления, будут водонасыщенными и бедными CO₂.

Значение количества воды, необходимого для преобразования породы метаморфического облика в мигматит, также важно, как и знание активности воды, преобладающей во флюиде. Согласно данным по измерению вязкости Ван дер Молен и Патерсона [70], критическое количество расплава, необходимое для сегрегации и формирования лейкосомы, может быть около 30% по объему. Если принять что при максимальной интенсивности метаморфизма (т. е. при формировании мигматитов) отношение мезосомы к лейкосоме составляет 4:1 и допустить неполную сегрегацию, такую, чтобы мезосома была расплавлена до 20% по объему, а лейкосома до 40% по объему, то общее количество расплава будет не выше 24% по объему. При температуре 730 °C и давлении 5 кбар минимальное содержание воды, необходимое для образования 24% по объему расплава, составляет 1,4% по массе. Если предположить, что расплав образуется только в лейкосоме, то количество воды, необходимое для преобразования 20% породы в частично расплавленное состояние с количеством расплава 40% по объему, составит всего лишь 0,48% по массе [см. положение кривой $X_w^m=0,5$ (6,0% по массе) на рис. 2.3]. Таким образом, можно заключить, что для преобразования гнейсов или кристаллических сланцев в мигматит требуется очень немного воды (около 1% по массе или даже меньше).

2.3. Экспериментальные исследования тоналитовой системы Qz — Ab — An — H₂O

Исследования тоналитовой системы важны по ряду причин: известны мигматиты, в которых как метаморфическая составляющая породы (мезосома), так и составляющая магматического облика (лейкосома) имеют тоналитовый состав (например, [39, 40, 41, 44, 8]). По сравнению с гранитной тоналитовая система менее сложна из-за отсутствия в ней щелочных полевых шпатов, и поэтому можно легко изучить поведение

плаггиоклаза при плавлении в этой системе. Она дает возможность исследовать кинетику реакций плавления с плаггиоклазами промежуточных составов. Более того, результаты, полученные для тоналитовой системы, могут быть использованы при оценке явлений, наблюдаемых в гранитной системе и в мигматитах гранитного состава.

Часто полагают, что температуры плавления тоналитовых пород очень высоки и метаморфизм обычно не достигает интенсивности, необходимой для формирования мигматитов тоналитового состава. Пролить свет на эту проблему могли бы помочь полные данные по температурам солидуса при различных давлениях для плаггиоклазов различного состава. К сожалению, такие полные данные отсутствуют. Но имеются данные по температурам солидуса для систем $Qz-Ab-H_2O$ [69, 34] и $Qz-An-H_2O$ [62]. Имеется также сечение для давления 5 кбар для серии смесей кварц+плаггиоклаз с плаггиоклазами различных составов [24]. Фазовые отношения в природных тоналитах для условий давления воды 2 и 3 кбар определили Пивинский и Уилли [56]. Температуры начала плавления для кварцевого диорита определены Килинцем [3].

2.3.1. Тоналитовая система: исследование с природными породами. Килинц [33] построил кривые начала плавления для систем кварцевый диорит—вода и кварцевый диорит— H_2O-CO_2 . Он использовал природный кварцевый диорит из Генри-Маунтинза, шт. Юта, однако не указал минерального состава, а лишь привел данные химического анализа. Минеральный состав исходного материала, возможно, такой же, как и состав не содержащих стекла продуктов опыта, которые состоят из плаггиоклаза и роговой обманки с небольшим количеством кварца и магнетита. Химический анализ показывает присутствие почти 2% K_2O , 4% Na_2O и 5,7% CaO . Известно, что температуры солидуса зависят от структурного состояния и химического состава минералов, особенно это относится к полевым шпатам. Например, в тоналитовой системе температуры начала плавления изменяются с изменением отношения An/Ab в плаггиоклазе (см. ниже). Но такие данные не приводятся Килинцем [33], что не позволяет интерпретировать его результаты в полной мере.

Винклер [76] провел эксперименты по плавлению биотит-кварц-плаггиоклазового гнейса, не содержащего щелочных полевых шпатов, и показал, что начальная температура плавления значительно повышается с повышением: а) содержания анортитовой составляющей плаггиоклаза и б) отношения Mg/Fe в биотите. По его данным, температура солидуса повышается на 25 °C, если состав плаггиоклаза изменяется от An_{21} до An_{25} . Если бы данные Винклера были верны, то температуру начала

плавления можно было бы понизить на 30 °С лишь только заменой биотита, богатого магнием, на биотит, богатый железом. Это маловероятно, и выводы Винклера не согласуются с результатами, представленными в следующем разделе. Минимальная температура плавления тоналитового гнейса, не содержащего калиевого полевого шпата, по мнению Винклера, на 25 °С ниже температуры плавления метаграувакк, содержащих калиевый полевой шпат ($P_{H_2O}=2$ кбар, плагиоклаз: Ap_{13} и Ap_{18} , ср. таблицы на стр. 313 и 316 в работе Винклера [76]). Это просто невероятно, так как добавка щелочного полевого шпата в биотит-кварц-плагиоклазовый гнейс может понизить, а не повысить температуру солидуса. Таким образом, данные Винклера о начале плавления тоналитовых составов вызывают сомнения.

Пивинский и Уилли [56] изучили фазовые взаимоотношения в гранодиоритах и тоналитах из плутона Нидл-Пойнт, шт. Орегон, США. Кривые давление — температура рассчитаны для начала плавления и исчезновения главных породообразующих минералов (калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза, биотита и роговой обманки). Представительные результаты этих исследований таковы: плавление гранодиорита начинается при температуре 705 °С ($P_{H_2O}=2$ кбар), калиевый полевой шпат исчезает при 710 °С, а кварц — при 735 °С, плавление тоналита начинается при 725 °С, и калиевый полевой шпат, присутствующий в незначительном количестве в виде компонента-примеси, также исчезает при этой температуре, тогда как кварц исчезает при температуре 755 °С. Роговая обманка и плагиоклаз устойчивы до температуры 900 °С. Пивинский и Уилли [56] приводят также данные о приблизительных количествах и составах расплавов, образующихся в результате частичного плавления. Поразительная особенность результатов этих экспериментов заключается в том, что гранодиорит и тоналит состоят из двух групп минералов с различными характеристиками. Ассоциация калиевый полевой шпат, натриевый полевой шпат и кварц преобразуется в гранитный расплав при низкой температуре, тогда как ассоциация роговая обманка, кальциевый плагиоклаз и биотит остается в гранитной жидкости в нижней части интервала плавления вследствие тугоплавкости этих минералов.

Пивинский и Уилли получили эти результаты в условиях давления воды, равного общему давлению ($P_{H_2O}=P_{общ}$). Их данные намечают пути исследования фазовых взаимоотношений при $P_{H_2O} < P_{общ}$ (см. детали экспериментов [56]). Однако следует заметить, что большинство результатов Пивинского и Уилли [56] не относятся к точному равновесию вследствие

нестабильного плавления плагиоклаза промежуточного состава (см. ниже, а также [24 и 25]). Представляется, что эти данные почти правильно отражают фазовые взаимоотношения и иногда достигнутое равновесие. Тем не менее работа Пивинского и Уилли [56] является хорошим примером критической и тщательной интерпретации экспериментальных результатов. Их результаты (температуры солидуса, растворение минералов в расплаве, количества и состав частичных расплавов при различных P и T , определенных Пивинским и Уилли) можно использовать для реконструкции условий формирования анатектических мигматитов или магматических пород. Безусловно, критическая оценка экспериментальных данных и осторожное применение этих данных к природным процессам абсолютно необходимы (что также было подчеркнуто Пивинским и Уилли) для того, чтобы избежать неправильного использования экспериментальных результатов.

Самая простая процедура эксперимента — это определение температуры солидуса. Пивинский и Уилли [56] приводят температуры солидуса для гранодиорита 705°C и тоналита 725°C ($P_{\text{H}_2\text{O}}=2$ кбар). Температура солидуса, по-видимому, контролируется ассоциацией минералов в породе, а также составом (а не количеством) минералов, растворенных в первом расплаве при данном давлении флюида. Обе разновидности пород (т. е. гранодиорит и тоналит) содержат кварц, плагиоклаз и калиевый полевой шпат (помимо биотита, роговой обманки, рудных и других минералов). В гранодиорите средний состав ядра плагиоклаза был An_{37} , состав внешней оболочки — An_{29} , тогда как в тоналите они представлены соответственно An_{46} и An_{35} . По этим данным температуры солидуса этих двух пород должны различаться приблизительно на 2°C (см. рис. 2.4 и 2.5, а также [29]). Пивинский и Уилли [56] оценивают эту разницу температур в 20°C , что может быть обусловлено либо трудностью определения малых количеств первоначального расплава, либо гетерогенностью исходного материала.

Экспериментальные исследования, подобные выполненным Пивинским и Уилли [56] (другие работы Уилли с сотрудниками рассмотрены ниже), могут представить аргументы за или против анатектического происхождения мигматитов, гранитов или других пород плутонического облика. Но они не могут ни доказать, ни опровергнуть происхождение мигматитов путем частичного плавления. Это станет очевидным из обсуждений, представленных в этой главе, а также в других главах этой книги.

2.3.2. Система $\text{Qz—Ab—An—H}_2\text{O}$: температуры солидуса и ликвидуса. В смеси кварц+плагиоклаз начало плавления при данном давлении флюида определяется составом плагиоклаза. Согласно данным по плагиоклазовой системе Ab—An [6],

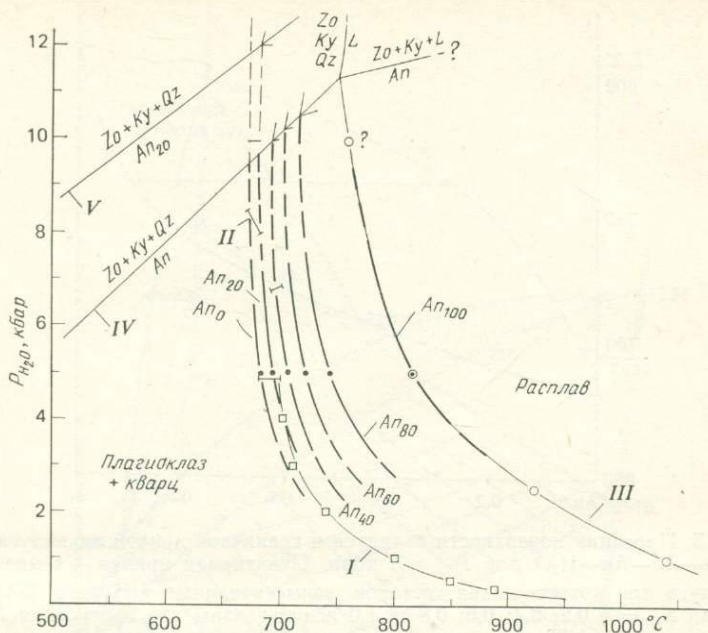


Рис. 2.4. Фазовые взаимоотношения в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Источник данных: I — Таттл и Боуэн [69], II — Лут и др. [34], III — Стьюарт [62], IV — Йоганнес [29], V — Голдсмит [16]. Положение точек при 5 кбар заимствовано у Йоганнеса [24]. Температуры солидуса для смесей плаггиоклаз+кварц, определенные Йоганнесом [24] для 5 кбар и показанные на рис. 2.5, использованы для построения предварительных PT -кривых солидуса для смесей плаггиоклаз+кварц.

смесь альбит+кварц должна иметь минимальную, а смесь анортит+кварц максимальную температуры начала плавления. Равновесные фазовые взаимоотношения в системе $\text{Qz}-\text{Ab}-\text{H}_2\text{O}$ при атмосферном давлении и давлении воды до 4 кбар изучены Таттлом и Боуэном [69]. Эвтектические температуры для диапазона давлений 500—4000 бар показаны на рис. 2.4. Лут и др. [34] определили кривую начала плавления при более высоком давлении воды (4,9—10 кбар) (см. рис. 2.4). Стьюарт [62] изучил составы эвтектического расплава и температуры ассоциации кварц+анортит при общем давлении воды 1, 2, 5 и 10 кбар. Температуры начала плавления для этих subsystem также показаны на рис. 2.4.

Йодер [84] определил температуры ликвидуса для системы $\text{Qz}-\text{Ab}-\text{An}-\text{H}_2\text{O}$ при общем давлении воды 5 кбар. Большинство данных Йодера представляют собой температуры около границы ликвидуса, вдоль которой сосуществуют в равновесии

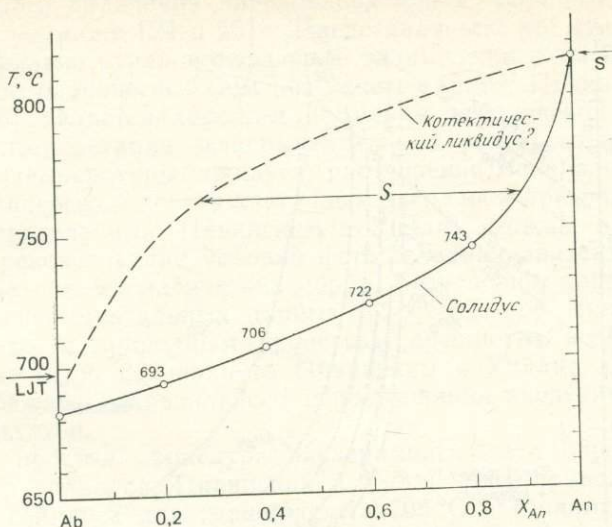


Рис. 2.5. Проекция поверхности солидуса и граничной кривой ликвидуса системы Qz—Ab—An—H₂O для P_{H₂O}=5 кбар. Пунктирная кривая — температуры ликвидуса для котектических составов, заимствованные у Йодера [84]. Данные для X_{An}=0; 0,2; 0,4; 0,6; 0,8; и 1,0 использованы для построения RT-кривых на рис. 2.4. LJT — данные Лута и др. [34]; S — данные Стьюарта [62]. Стрелками показано фракционирование плагиоклазовых компонентов при температуре 760 °С. Если приведенные данные верны, то реакция плагиоклаза An₆₀ с кварцем (и H₂O) даст плагиоклаз An₈₉ и расплав, имеющий состав X_{An}=0,26 (модифицированный вариант рис. 3 из статьи Йоганнеса [24]).

кварц+плагиоклаз+расплав, фиксируя таким образом котектическую линию системы при определенном P_{H₂O} (5 кбар). На рис. 2.5 котектическая линия и температуры ликвидуса спроецированы на разрез Ab—An. Для плагиоклаза состава An₃₀—An₇₀ разница между температурами солидуса и ликвидуса составляет около 70 °С. В свою очередь это показывает, что, даже если начальная ассоциация твердых фаз имеет котектический состав, интервал плавления составляет приблизительно 70 °С. Если соотношение кварца и плагиоклаза отклоняется от котектического состава, разница между ликвидусом и солидусом должна быть еще более значительной (>70 °С), как это показано на рис. 2.6.

Йоганнес [24] определил солидус для смесей плагиоклаз+кварц (Qz+Ab, An₂₀, An₄₀, An₅₀, An₇₀, An₈₀, An₁₀₀) при давлении P_{H₂O}=5 кбар. К полевым шпатам было добавлено лишь небольшое количество кварца. Исчезновение и появление кварца использовалось для определения кривой солидуса путем приближения к ней с двух сторон. Для растворения кварца

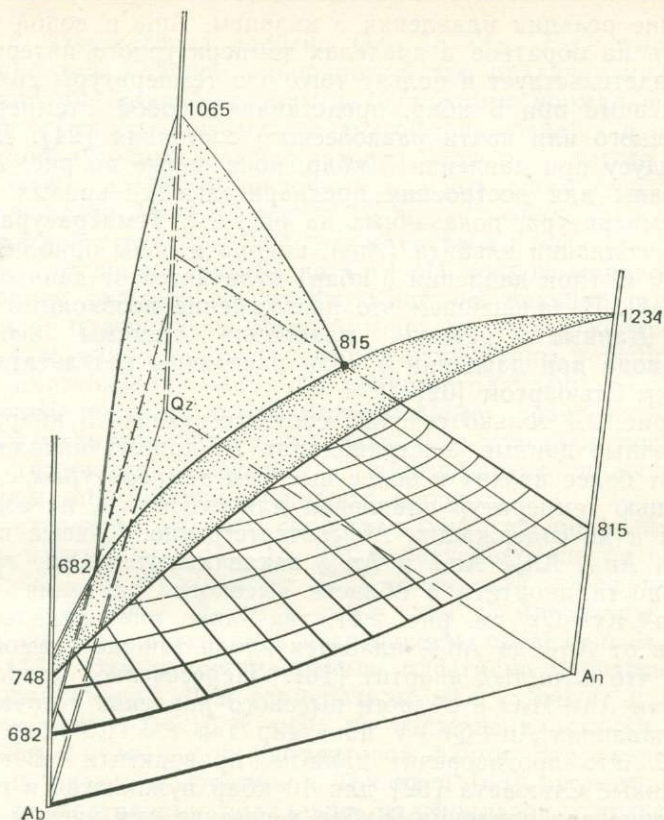


Рис. 2.6. Трехмерная модель тоналитовой системы $Qz—Ab—An—H_2O$. Крапом показаны поверхности ликвидуса кварца и плагиоклаза; взаимно перпендикулярными линиями заштрихована поверхность солидуса. Поверхность солидуса и граничная кривая ликвидуса (котектическая линия, соединяющая две эвтектические точки при 682 и 815 °C) на рис. 2.5 спроецированы на плоскость $T—X$. Температуры плавления приведены по данным Йодера [84]. Поверхность солидуса построена по данным Йоганнеса [24].

требовалось лишь небольшое количество расплава, и, вероятно, лишь только внешние каймы очень мелкозернистых синтетических плагиоклазов участвовали в реакциях плавления. Если температура солидуса превышалась всего лишь на несколько градусов, изменение химического состава этих внешних кайм было незначительным. В этом эксперименте скорее всего происходило равновесное или почти равновесное плавление, даже если коэффициент взаимной диффузии для плагиоклаза был не выше 10^{-18} см²/с (см. следующий раздел). Тот факт, что на-

правление реакции плавления с кварцем, Ap_{50} и водой можно изменить на обратное в пределах температурного интервала в 8°C , свидетельствует в пользу того, что температуры солидуса, определенные при 5 кбар, представляют собой температуры равновесного или почти равновесного состояния [24]. Данные по солидусу при давлении 5 кбар, показанные на рис. 2.5, использованы для построения предварительных кривых давление—температура, показанных на рис. 2.4. Температура плавления ассоциации альбита (Ap_0), кварца и воды приблизительно на 10°C (при давлении 5 кбар) отличается от данных Лута и др. [34]. В дальнейшем это расхождение необходимо исследовать. Данные о реакции плавления системы анортит—кварц—вода при давлении 5 кбар идентичны результатам, полученным Стьюартом [62].

На рис. 2.4 только сечение, соответствующее 5 кбар, отражает точные данные. Экстраполяция PT -кривых начала плавления от более низких к более высоким температурам сделана с помощью температур плавления для subsystem, не содержащих Ap и не содержащих Ab соответственно. Кривые плавления для Ap_{40} , Ap_{60} , Ap_{80} и Ap_{100} заканчиваются на границе стабильности анортита в области высокого давления ($Ap + V = Zo + Ky + Qz$, см. рис. 2.4), так как плагиоклазы всех составов от Ap_{40} до Ap_{100} плавятся вдоль той же самой PT -кривой, что и чистый анортит [16]. Пересечение кривой стабильности $Ap + H_2O$ в области высокого давления с точкой начала плавления $Ap + Qz + V$ показано для $P = 11,3$ кбар и $T = 750^\circ\text{C}$. Это противоречит данным, приводимым Бэтчером [4]. Данные Стьюарта [62] для 10 кбар нуждаются в проверке. Сечение при давлении 9 кбар и сечение при низком давлении еще исследуются.

Из данных, приводимых на рис. 2.4, ясно, что для тоналитовых составов отсутствует единственная температура солидуса. Температура начала плавления возрастает с повышением содержания Ap в плагиоклазе. Это возрастание незначительное для плагиоклазов, богатых Ab , и большое для плагиоклазов, богатых Ap . Существуют следующие различия в температурах между различными кривыми: $Ap_0 - Ap_{20} = 11^\circ\text{C}$, $Ap_{20} - Ap_{40} = 13^\circ\text{C}$, $Ap_{40} - Ap_{60} = 16^\circ\text{C}$, $Ap_{60} - Ap_{80} = 21^\circ\text{C}$, $Ap_{80} - Ap_{100} = 72^\circ\text{C}$. Эти различия несколько уменьшаются с повышением давления воды.

Температуры солидуса на рис. 2.4 приведены для чистой системы $Qz - Ab - Ap - H_2O$ при давлении воды, равном общему литостатическому давлению. Понижение активности воды повышает эти температуры, а дополнительные компоненты понижают температуры солидуса в случае, если они растворяются в появляющихся расплавах.

2.3.3. Тоналитовая система $Qz—Ab—An—H_2O$: исследование кинетики. Главное минералогическое различие между габброгранитами, с одной стороны, и тоналитами, нормальными гранитами и гранодиоритами — с другой, заключается в присутствии промежуточных плагиоклазов в последних вместо альбита или богатых альбитом щелочных полевых шпатов в первых. В плагиоклазе Al замещает от $1/4$ до $1/2$ позиций Si в тетраэдрах атомной структуры. Изменение состава плагиоклаза (путем парных замещений $Na+Si$ на $Ca+Al$) сопровождается преобразованием атомной структуры. Кинетика реакций, в которых участвуют плагиоклазы промежуточного состава, контролируется их поведением. Существуют различные типы реакций с участием плагиоклаза, например реакции плавления, сухие субсолидусные реакции и «гидротермальные» реакции. В случае реакций плавления или сухих реакций с участием твердых веществ химическая диффузия в плагиоклазах должна быть фактором, определяющим скорость процесса.

В литературе имеются скудные данные по диффузии кислорода в плагиоклазе [45, 15, 37] и несколько оценок взаимной диффузии [17]. Гроув и др. [17] рассчитали коэффициент обменной диффузии $\bar{D}=10^{-17}$ см²/с для температуры 1240—1300 °С по экспериментам с нагреванием, проведенным Нордом и др. [47]. Они гомогенизировали пластинки прорастаний путем прокаливания. Для температуры 650° Гроув и др. [17] оценили также $\bar{D}=10^{-26}$ см²/с по толщине пластинки, образовавшейся в условиях амфиболитовой фации. Эти данные отражены на рис. 2.7. Цутияма и Такахаси [68] провели эксперименты по частичному плавлению плагиоклазов с целью изучения структур и кинетики плавления. Авторы установили, что расплав был гомогенным и температурная зависимость состава ликвидуса приблизительно согласовалась с ликвидусом, определенным Боуэном [6]. После кратковременного плавления в остаточных кристаллах наблюдались градиенты состава. Содержание An в кристаллах повышалось с течением времени, пока не был достигнут равновесный состав. Эти данные позволили сделать вывод, что возрастание количества расплава контролируется диффузией в кристаллах. Коэффициент взаимной диффузии $CaAl—NaSi$ в плагиоклазе (\bar{D}) был оценен в $2,6 \times 10^{-11}$ см²/с при 1450 °С и в $7,5 \cdot 10^{-13}$ при 1360 °С. Эти данные также показаны на рис. 2.7.

Я провел эксперименты по гомогенизации синтетических плагиоклазов (исходные составы 50% $An_{20}+50\%$ An_{60} , максимальный размер зерен 2 мкм) и наблюдал вновь образованный продукт гомогенизации состава An_{40} по истечении времени опыта 4—5 сут. Температура была 900 °С и давление P_s 10 кбар (гомогенизация проводилась в полностью сухих условиях без

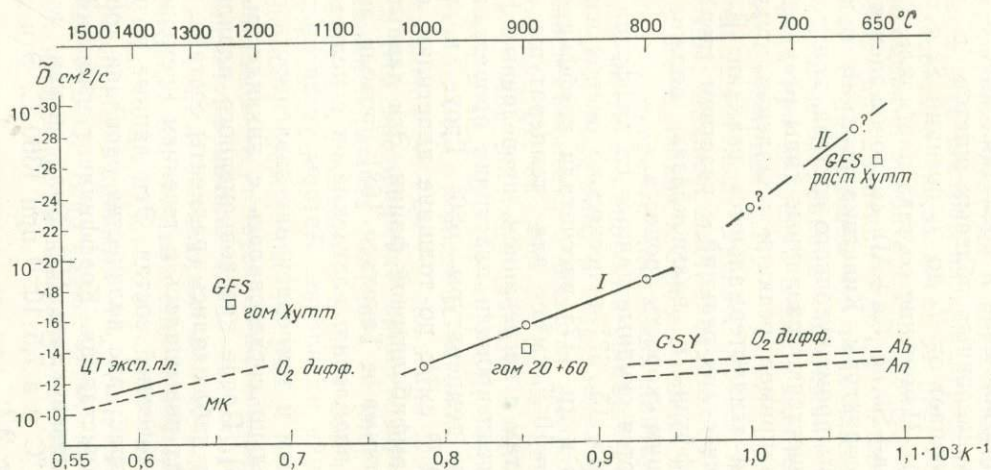


Рис. 2.7. Данные по оценкам и расчетам диффузии кислорода и взаимной диффузии катионов для плагиоклаза. МК — данные Мюленбаха и Куиро [45] для сухой диффузии кислорода; GSY — данные Жилетти и др. [15] для гидротермальной диффузии в альбите и анортите ($P_{H_2O}=1$ кбар); ЦТ эксп. пл. — коэффициенты взаимной диффузии, рассчитанные Цутяимой и Такахаши [68] по результатам экспериментов плавления плагиоклаза; GFS — данные Гроува и др. [17], «гом Хутт» и «рост Хутт» — оценки коэффициентов взаимной диффузии, основанные на экспериментальной гомогенизации и росте природных пластинок Хуттенлохера. «гом 20+60» — коэффициенты взаимной диффузии, рассчитанные из экспериментальной гомогенизации синтетических плагиоклазов (эта глава). I и II — оценки коэффициентов диффузии, основанные на результатах экспериментов плавления [24, 26, 27].

H_2O . Если для гомогенизации зерен, имеющих форму сфер, принять $\bar{D} = \rho_0^2/4t$ (где ρ_0 — радиус зерен исходного материала в сантиметрах, t — время в секундах), то можно оценить коэффициент диффузии: $\bar{D} = 10^{-14}$ см²/с (эти данные представлены на рис. 2.7).

Коэффициент диффузии для плагиоклазов можно определить также по данным экспериментов плавления в системах $Ab-An-H_2O$, $Qz-Ab-An-H_2O$ [24] и $Qz-Or-Ab-An-H_2O$ [26]. Результаты экспериментов по этим системам показывают, что скорости реакций и достижение равновесия очень сильно зависят от температуры. Для системы плагиоклаз—вода продолжительность реакций определялась при температурах 1000, 900 и 800 °С ($P_{H_2O} = 5$ кбар). Для достижения равновесных составов конечных продуктов при температуре 1000 °С продолжительность реакции составляет менее 1 ч. При температуре 900 °С она равна почти 200 ч, а при 800 °С для достижения равновесия в реакциях требуется от 10^5 до 10^6 ч [27]. Для температуры 900 °С по этим данным определен коэффициент диффузии для процесса взаимной диффузии (\bar{D}), составляющий 10^{-15} — 10^{-16} см²/с (рис. 2.7). (В этих экспериментах плавления диаметр зерен исходного материала приблизительно составлял 1 мкм.) Для тоналитовой системы $Qz-Ab-An-H_2O$ определение продолжительности протекания реакций выполнено для температуры 730 °С ($P_{H_2O} = 5$ кбар). Использовался исходный состав: 50% плагиоклаза + 50% кварца. Определены средние составы плагиоклазов в конечных продуктах: An_{42} после 10 ч, An_{45} после 100 ч, An_{48} после 1000 ч [24]. Экстраполяция этих данных показала, что вероятный равновесный состав An_{70} (для $P_{H_2O} = 5$ кбар и $T = 730$ °С) мог быть достигнут через 10^{10} ч. Для этой очень медленной реакции предполагается коэффициент взаимной диффузии, равный 10^{-23} см²/с (рис. 2.7).

Для плавления в гранитной системе при том же давлении воды (5 кбар) диапазон температур солидуса составляет 650—700 °С [26, 27]. В этом температурном диапазоне время, необходимое для достижения равновесного состава, чрезвычайно велико. Для температуры 665 °С это время равняется 10^{15} ч, а коэффициент взаимной диффузии оценен в 10^{-28} см²/с. Хотя эта величина всего лишь на два порядка отличается от оценки Гроува и др. [17], она представляется очень низкой, пожалуй неприемлемой, и нуждается в пересмотре. Для сравнения обсуждаемых данных см. рис. 2.7.

Составы плагиоклазов в конечных продуктах определены с помощью метода обмена К, предложенного Висванатаном [71]. По этому методу происходит обмен Na на К в расплаве KCl, и для определения содержания An в первоначальном

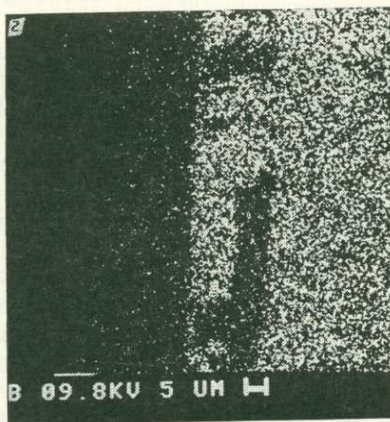
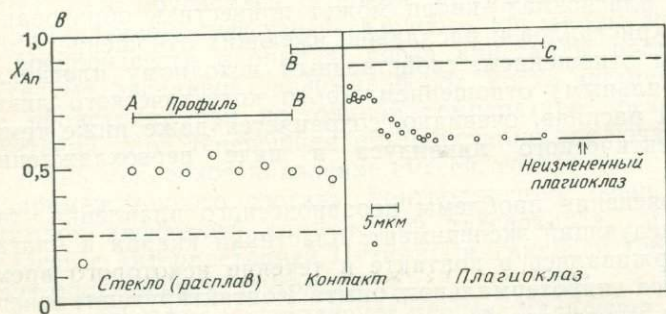
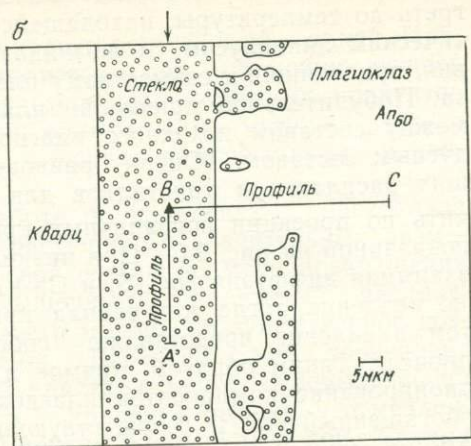
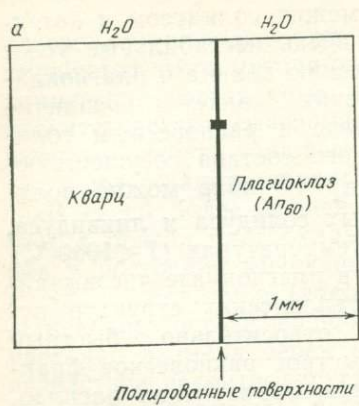
плаггиоклазе используются несколько рентгеновских линий. Преимущество этого метода заключается в том, что можно изучать химический состав очень мелкозернистых конечных продуктов и синтетических плаггиоклазов, однако этим методом нельзя выявить слабую зональность и другие незначительные различия в содержании анортита.

В своей более ранней работе по плавлению плаггиоклаза [24] я описал плаггиоклазы, растущие до значительных размеров и постоянно меняющие свой состав по мере превращения вместе с кварцем в (водонасыщенный) тоналитовый расплав. Изменение состава воспроизвести можно, но существенное возрастание размера зерен нельзя. Вероятно, это происходит вследствие неконтролируемой кристаллизации. Основываясь на гомогенности полевых шпатов, я пришел к выводу, что медленный обмен $\text{Na} + \text{Si}$ и $\text{Ca} + \text{Al}$ между расплавом и кристаллами может быть обусловлен особыми поверхностными процессами, а не медленной диффузией. Крупные кристаллы можно было бы воспроизвести в опытах, когда кристаллы растут за счет частичных расплавов, но не наоборот, когда частичное плавление происходит при постоянной температуре без заметных колебаний. Моя теперешняя интерпретация заключается в том, что очень медленное плавление смесей, содержащих плаггиоклазы промежуточного состава, контролируется очень медленной взаимной диффузией компонентов плаггиоклаза, и в этом я согласен с интерпретацией Цутямы и Такахаси [68]. Причины будут обсуждены в другом месте.

Если диффузия контролирует процесс плавления, то интересно выяснить, как плавящиеся плаггиоклазы изменяют свой состав путем диффузии. Цутяма и Такахаси предложили первые схематические профили, иллюстрирующие плавление плаггиоклаза и диффузию [68]. Они рассчитали коэффициент взаимной диффузии для плаггиоклазов, богатых An , который при 1400°C приблизительно составляет 10^{-12} cm^2/c (рис. 2.7). Это означает, что за время эксперимента, равное 10 сут, состав плаггиоклаза может измениться на глубину приблизительно 10 мкм. При температуре 900°C коэффициент интердиффузии может быть не более 10^{-16} cm^2/c (рис. 2.7). Формула $x = \sqrt{Dt}$ относится к развитию лишь очень тонкой реакционной каймы (10^{-1} мкм), которую невозможно обнаружить с помощью микроанализатора. Хотя мы еще не можем наблюдать в деталях, как плавятся плаггиоклазы в гидротермальных опытах с тоналитовым или гранитным исходным материалом, мы имеем общее представление о том, что происходит в таких экспериментах. Изложенное ниже относится как к смесям кварц+плаггиоклаз, так и к ассоциациям кварц+плаггиоклаз+щелочной полевой шпат. Если при данном давлении воды смесь кварц+плаггиоклаз на-

греть до температуры, находящейся между солидусом и котектическим ликвидусом, то возникают очень нестабильные условия, приводящие к совместному плавлению кварца и плагиоклаза. Побудительной причиной плавления является различие между составом исходного плагиоклаза и равновесным солидусным составом. (Оценку равновесного состава сосуществующих расплавов и кристаллов для $P_{H_2O}=5$ кбар можно получить по проекции пограничных кривых солидуса и ликвидуса, показанной на рис. 2.5.) При низких температурах ($T < 1000^\circ\text{C}$) взаимная диффузия $\text{Na}+\text{Si}$ и $\text{Ca}+\text{Al}$ в плагиоклазе чрезвычайно медленна, тогда как распад кристаллических структур путем плавления представляет собой относительно быстрый процесс. Таким образом, прямое и быстрое равновесное фракционирование компонентов плагиоклаза, образующих расплав, обогащенный Ab , и сосуществующие кристаллы, обогащенные An , не может происходить. Поэтому гидротермальное плавление смесей плагиоклаз+кварц может привести к образованию зональных кристаллов и расплавов, имеющих отношение Ab/An между этим отношением, свойственным исходному плагиоклазу, и (стабильным) отношением Ab/An котектического ликвидуса. Такой расплав, очевидно, сохраняется даже ниже температур котектического ликвидуса в виде переохлажденной жидкости.

Для прояснения проблемы неравновесного плавления был проведен следующий эксперимент: пластинки кварца и плагиоклаза выдерживались в контакте в течение некоторого времени в процессе гидротермального опыта. Контактующие поверхности обоих минералов были хорошо отполированы. Контактующей поверхностью плагиоклаза служила плоскость (001), тогда как для кварца она была неизвестна. Пластинки были погружены в воду. Давление воды составляло 5 кбар, температура 760°C , продолжительность опыта 14 сут. Используемый для эксперимента плагиоклаз (из района Лейк-Вью, шт. Орегон) An_{60} был прозрачным, гомогенным и почти неупорядоченным. По истечении двух недель между двумя минералами образовался расплав, который в виде стекла покрывал главным образом плагиоклаз, а не кварц. Мощность зальбанда, состоящего из стекла и покрывающего ранее полированную поверхность плагиоклаза, составляет приблизительно 30 мкм (рис. 2.8, б). Однако стекло наблюдается не только на полированной поверхности плагиоклаза, но и присутствует также внутри плагиоклаза (рис. 2.8, б, г). Границы между плагиоклазом и стеклом внутри пластинки плагиоклаза почти параллельны плоскостям (001) и (010). На основе этого эксперимента сделано предположение, что кремнезем растворился в воде, которая мигрировала в плагиоклаз по трещинам, параллельным плоскостям (010) и



(001). Растворенный в воде кремнезем реагировал с плагиоклазом и образовал расплав.

Далее было установлено, что состав стекла на поверхности (001) в исследованном профиле А—В относительно гомогенный. Отношение $Qz:Ab:An$ равно приблизительно 5:2:2 (молярное отношение $An/(An+Ab)$ показано на рис. 2.8, в). Однако внутри плагиоклаза стекло менее гомогенное. Оно имеет приблизительно такую же величину X_{An} , как и стекло, образовавшееся вокруг плагиоклаза. Состав плагиоклаза изменился на глубину от 10 до 15 мкм (рис. 2.8, в). В пределах каймы мощностью 5 мкм X_{An} составляет 0,75—0,80. Неизменный плагиоклаз состава An_{60} наблюдается приблизительно в 15 мкм от контакта стекло—плагиоклаз. Пунктирные линии на рис. 2.8, в показывают равновесные X_{An} стекла и сосуществующего плагиоклаза, заимствованные из рис. 2.5 для 760°C (температура, применявшаяся в экспериментах). Установленные составы плагиоклаза и стекла не согласуются со значениями солидуса и ликвидуса, приведенными на рис. 2.5. Они, вероятно, отражают неравновесное плавление. Внутри плагиоклаза не наблюдается четко выраженного профиля диффузии. Если считать, что явления, наблюдаемые в поверхностном слое глубиной 5—10 мкм, обусловлены объемной диффузией, то коэффициент диффузии можно оценить приблизительно в 10^{-12} см²/с (ср. с рис. 2.7). Для температуры 760°C эта величина представляется завышенной и нереальной. Равновесные составы, по-видимому, существуют в области непосредственного контакта расплава и плагиоклаза, но их невозможно определить с помощью микроанализатора.

Рис. 2.8. Зарисовки и рентгеновский снимок, иллюстрирующие неравновесное плавление в тоналитовой системе.

а — начальное состояние: полированные пластинки кварца и плагиоклаза находились в тесном контакте в течение 14 сут при температуре 760°C и давлении воды 5 кбар. Черным квадратиком показан участок, увеличенный на рис. б и г.

б — участки, заполненные кружочками, представлены стеклом (застывшим расплавом); стрелка наверху отмечает бывший контакт между кварцем и плагиоклазом.

в — результаты микрозондового анализа: положение профилей А—В и В—С показано на зарисовке б; пунктирные линии представляют собой равновесные составы сосуществующих кварца и плагиоклаза при 760°C и давлении воды 5 кбар, как показано на рис. 2.5. Кружочками на левой и правой зарисовках показаны приблизительные площади, охватываемые лучом зонда в стекле и плагиоклазе соответственно.

г — рентгеновский снимок $CaK\alpha$ участка, показанного на зарисовке б.

2.4. Экспериментальные исследования гранитной системы Qz — Or — Ab — An — H₂O

Граниты отличаются от гаплогранитов тем, что они содержат достаточное количество An-компонента для образования плагиоклаза промежуточного состава, хотя обе разновидности пород на 90% состоят из нормативных Ab, Or и Qz (см. [69]). Винклер и др. [81] и Винклер [77] подчеркнули, что небольшие содержания анортитового компонента могут оказывать значительное влияние на температуры солидуса и составы котектических расплавов. При обсуждении проблем формирования мигматитов и гранитов они пришли к выводу о необходимости исследовать анортитовый компонент дополнительно к Qz, Ab, Or и H₂O. Обзор экспериментальных исследований температур солидуса, определенных для чистых систем и природных пород, будет дан в следующих разделах, после чего будут обсуждены результаты котектического плавления и их значение для петрогенезиса мигматитов.

2.4.1. Система Qz—Or—Ab—An—H₂O: температуры солидуса. Общепринято, что начало плавления в породах гранитного и гранодиоритового состава зависит от состава плагиоклаза. Согласно экспериментальным данным Винклера и фон Платена [80], температура начала плавления очень сильно возрастает с повышением содержания An в плагиоклазе (см. [80], рис. 2 и рис. 2.9 в этой главе). Винклер [77, с. 326] показал, что в разновидностях метаграувак (гнейсов), имеющих качественно очень близкий состав, установлены различные температуры солидуса вследствие различного состава плагиоклаза.

Йоганнес [26] определил температуры солидуса смесей кварц+плагиоклаз+щелочной полевой шпат при $P_{H_2O}=5$ кбар, используя в качестве исходного материала синтетические полевые шпаты и природный кварц. Состав плагиоклаза изменялся в диапазоне от An₀ до An₁₀₀ с пятью промежуточными составами. Точные данные и составы сосуществующих щелочных полевых шпатов приведены в работе Йоганнеса [26]. Методика определения начала плавления аналогична описанной выше для тоналитовой системы.

Недавно были изучены температуры солидуса смесей кварц+плагиоклаз+щелочной полевой шпат при давлении 2 и 3 кбар [29]. Установлено также, что плавление смесей с альбитом и плагиоклазом, богатым альбитовым компонентом, начинается при более высоком давлении. На рис. 2.9 показана проекция 2 кбар Йоганнеса [29] вместе с температурами солидуса Винклера [77] и Винклера и фон Платена [80]. Показаны также начало плавления в системе Qz—Or—Ab—H₂O,

определенное Таттлом и Боуэном [69], и эвтектическая температура системы Qz—Or—An—H₂O [79]. Данные Винклера и фон Платена [80] о значительно более резком возрастании температур солидуса с повышением содержания анортитового компонента в плагиоклазах явно противоречат данным Йоганнеса [29]. Как было указано выше, данные Винклера внутренне противоречивы. Экстраполяция данных 1961 и 1979 гг. для более высоких отношений An/Ab должна согласовываться с эвте-

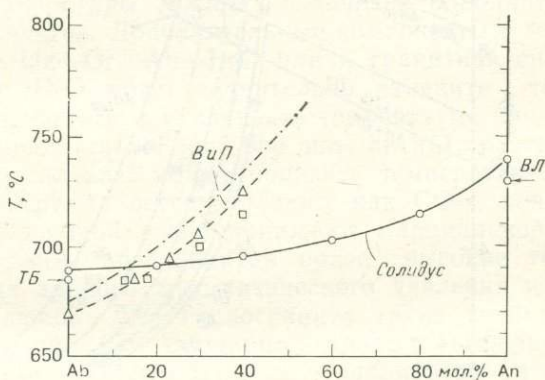


Рис. 2.9. Сечение 2 кбар, показывающее составы плагиоклаза и температуры начала котектического плавления в системе Qz—Or—Ab—An—H₂O. Жирная линия — «солидус» по Йоганнесу [29]; пунктир с точкой — кривая состава плагиоклаза, сосуществующего с котектическими расплавами по Винклеру и Платену [80]; пунктирная кривая — температуры начала плавления по Винклеру и Платену [80]. Квадраты — данные Винклера [77] табл. 18-6. ТБ — данные Таттла и Боуэна [69]; ВЛ — данные Винклера и Линдемманна [79].

ктическими температурами Винклера и Линдемманна [79], но дело даже не в этом.

Кривая 2 кбар Йоганнеса [29] иллюстрирует плавное возрастание температуры начала плавления с повышением содержания анортитового компонента в плагиоклазах в отличие от резкого возрастания, показанного Винклером [77] и Винклером и фон Платеном [80]. При $P_{H_2O} = 2$ кбар разница между началом плавления для не содержащих анортит смесей щелочной полевоы шпат+кварц и смесей с плагиоклазом состава An₄₀ составляет всего лишь 7°C. (Эта разница лишь незначительно возрастает с повышением давления воды, см. рис. 2.10.) Общая разница между началом плавления в подсистемах, не содержащих An и Ab, составляет не более 50°C (рис. 2.9). Кривые начала плавления для постоянного содержания An в плагиоклазе были построены на основе различных изобарных сечений. Они показаны на рис. 2.10 (см. также [29]).

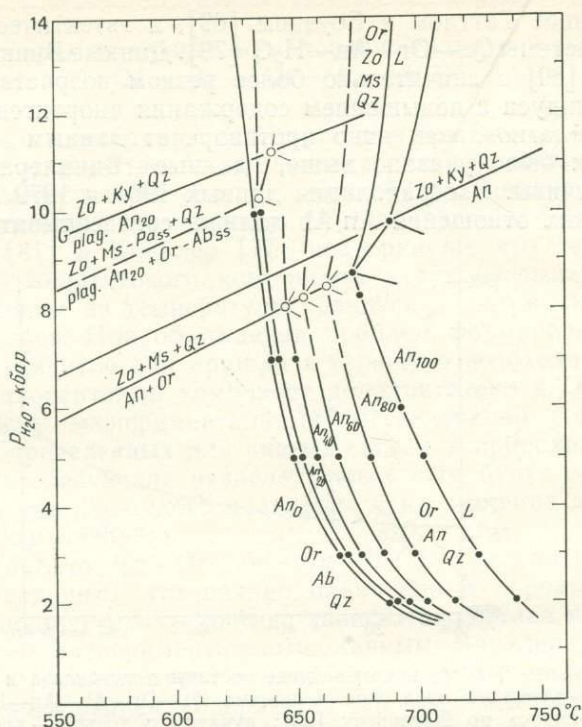


Рис. 2.10. Солидусные фазовые взаимоотношения в гранитной системе Qz—Or—Ab—An—H₂O и субсолидусные реакции системы Na₂O—K₂O—CaO—Al₂O₃—SiO₂—H₂O. Используются данные Голдсмита [16] и Йоганнеса [29]. Детали изложены в тексте и работе Йоганнеса [29].

При давлении воды приблизительно 8 кбар ассоциация анортит+санидин и богатый анортитом плагиоклаз+богатый калием щелочной полевой шпат замещается ассоциацией цоизит+мусковит+кварц [29]. Это означает, что при высоких давлениях воды первые расплавы гранитного состава образуются путем распада ассоциации цоизит+мусковит+щелочной полевой шпат+кварц.

Кривые начала плавления на рис. 2.10 убедительно показывают, что начало плавления пород гранитного или гранодиоритового состава не очень сильно зависит от состава присутствующего в породе плагиоклаза. В диапазоне состава плагиоклаза от An₀ до An₅₀ температура солидуса повышается всего лишь на ~1°C, если содержание An в плагиоклазе изменяется на 5% (см. рис. 2.9 и 2.10). Содержания An в плагиоклазах протронов мигматитов и вмещающих материнских пород изме-

няются обычно незначительно и варьируют всего лишь в пределах нескольких процентов [30]. Основываясь на экспериментальных данных, показанных на рис. 2.9 и 2.10, можно заключить, что относительно небольшие различия в составах плагиоклаза гнейсов и мигматитов не подтверждают мнение о том, что состав плагиоклаза может быть важным фактором, контролирующим частичное плавление и образование мигматитов. Это противоречит данным и выводам Винклера [77, с. 326].

2.4.2. Температуры солидуса: значение дополнительных летучих компонентов. Дополнительные компоненты в гаплогранитной системе $Qz-Og-Ab-H_2O$ или в гранитной системе $Qz-Og-Ab-An-H_2O$ могут значительно изменить температуры солидуса и повысить или понизить температуру начала плавления. Компонент (такой, как бор или литий), растворимый в гранитных расплавах, может понизить температуру солидуса, тогда как инертные летучие (такие, как CO_2), концентрирующиеся во флюидной фазе, понижают парциальное давление воды, тем самым обуславливая более высокие температуры солидуса для данного литостатического давления или общего давления флюида. Для гаплогранита такие взаимоотношения показаны на рис. 2.3. Вариации кривых температур начала плавления с изменением X_{H_2O} в тоналитовой и гранитной системах вполне похожи на таковые для гаплогранита. Однако дополнительные компоненты, присутствующие в твердых фазах, но не участвующие в реакциях плавления, не влияют на температуры солидуса.

Эффект присутствия P_2O_5 , HF и LiOH дополнительно к H_2O исследован Уиллом и Таттлом [83]. По данным этих авторов, 5% P_2O_5 , HF или LiOH, добавленные к H_2O , понижают начало плавления гранита соответственно на 20, 60 и 90°C. В экспериментах с гранитами различного состава фон Платен [72] установил понижение температур солидуса на 5–20°C в случае, если использовалось 0,5 М HCl вместо чистой воды. При использовании 0,5 М HF температура солидуса понизилась на 35°C. Во всех экспериментах давление флюидной фазы было 2 кбар.

Маннинг [36] определил ликвидусные фазовые взаимоотношения для системы $Qz-Ab-Og$ с избытком воды и с добавлением 1, 2 и 4% по массе фтора при давлении 1 кбар. Состав минимального расплава изменялся прогрессивно с $Qz_{37}Ab_{34}Og_{29}$ для системы, не содержащей фтора [69], до $Q_{15}Ab_{58}Og_{27}$, когда к исходному материалу было добавлено 4% фтора. Минимальная температура плавления в системе в результате добавления 4% фтора в гаплогранит понизилась на 100°C (рис. 2.11). Исследования, выполненные Маннингом в условиях ниже ликвидуса, свидетельствуют, что для некоторых валовых составов

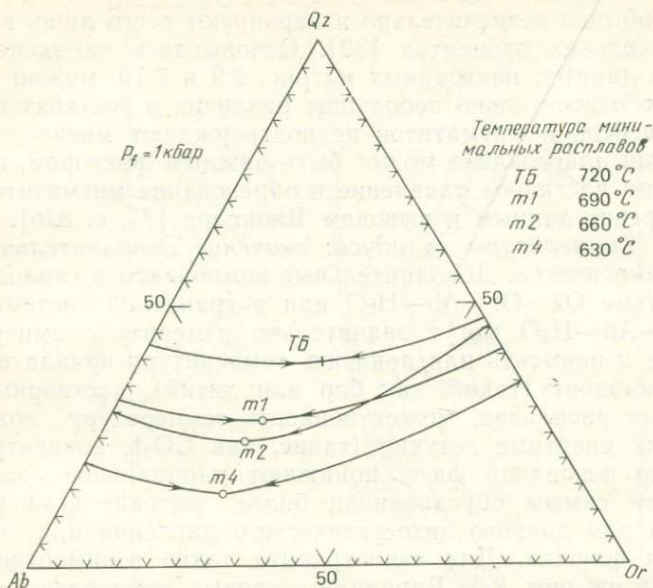


Рис. 2.11. Ликвидусные фазовые взаимоотношения в системе Qz—Ab—Or с избытком H₂O и F, добавленных в систему. TБ — данные Таттла и Боуэна для системы, не содержащей фтора; m1, m2, m4 — данные Маннинга [36] для системы Qz—Ab—Or с добавкой фтора в количестве 1, 2 и 4% соответственно.

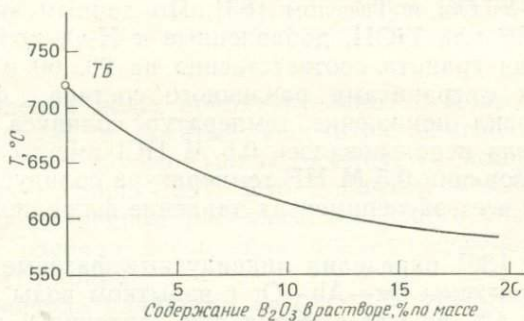


Рис. 2.12. Температуры начала плавления в системе Qz—Or—Ab—H₂O—V₂O₅ для различных концентраций V₂O₅ в растворе; модифицированный вариант рис. 1 Пичавана [51]. TБ — солидус котектического минимума системы, не содержащей фтора, по данным Таттла и Боуэна [69].

два щелочных полевых шпата, кварц и пар могут сосуществовать в расплаве при понижении температуры до 550°C при давлении 1 кбар.

Пичаван [51] изучил эффект влияния бора на водонасыщенный гаплогранит при давлении пара 1 кбар. Он установил, что температуры солидуса смесей $\text{Qz} + \text{Og} + \text{Ab}$ понижаются на 60°C при добавлении 5% по массе B_2O_3 к воде и на 130°C при добавлении 17% B_2O_3 (рис. 2.12). Другими словами, можно утверждать, что бор в качестве дополнительного компонента оказывает такое же влияние, как и фтор. Эти данные убедительно показывают, что составы первых расплавов могут отличаться от таковых для чистых систем и что температуры начала плавления могут быть значительно понижены введением дополнительных компонентов, предпочтительно растворяющихся в расплаве. Важно убедиться, могут ли описанные выше результаты экспериментальных данных способствовать выяснению особенностей формирования мигматитов путем частичного плавления.

Для объяснения формирования мигматитов вследствие магматических процессов (путем частичного плавления) помимо результатов по гранитным породам в чистых системах необходимы дополнительные и более точные данные. Для того чтобы проследить генезис мигматитовых пород в свете рассмотренных выше экспериментальных данных, необходимо принять во внимание следующую информацию и проблемы, касающиеся мигматитов вообще. Некоторые составляющие мигматитов имеют метаморфический облик (мезосома), тогда как другие, по-видимому, кристаллизовались путем частичного плавления (лейкосома). Если полагать, что вариации в степени частичного плавления контролируются ограниченным привнесом водонасыщенных флюидов, необходимо объяснить, почему вода предпочтительно концентрируется в некоторых прослоях материнских пород. Если, с другой стороны, лейкосому считать продуктом частичного плавления, то возникает вопрос: каким образом эти расплавы отделяются от нерасплавленных частей породы и собираются в виде прослоев? Каким образом реститовые минералы отделяются от образующихся расплавов, если считать меланосомы концентрированным материалом рестита?

Лейкосомы обычных (слоистых) мигматитов не обогащены какими-либо особыми компонентами, которые могли бы понизить температуру плавления исключительно в этих прослоях для преобразования прослоев вмещающих пород в продукты, имеющие вид магматических (плутонических) образований (называемых лейкосомой), и в то же самое время оставили бы другие прослои в виде мезосомы (см. [30, 18]). Если предполагается, что низкотемпературные летучие компоненты,

формирующие расплав, концентрировались в некоторых особых прослоях, подвергшихся мигматизации, мы должны обнаружить предпочтительное обогащение лейкосомы такими летучими. Однако это не подтверждается имеющимися данными. Более того, летучие компоненты, понижающие температуру солидуса, не нужны для объяснения формирования мигматитов: как будет показано ниже, для этой цели вполне достаточно воды, предпочтительно концентрирующейся в расплавах. Особые летучие компоненты (такие, как фтор и бор) могут вызвать образование низкотемпературных пегматитовых расплавов, которые, однако, не имеют, по-видимому, значения при формировании мигматитов.

2.4.3. Температуры солидуса: значение дополнительных и избыточных компонентов (MgO , FeO , Al_2O_3 и т. д.). Представляется полезным рассмотреть, до какой степени дополнительные и избыточные компоненты (MgO , FeO , MnO , TiO_2 , Al_2O_3 и др.) могут изменить температуры начала плавления и равновесные фазовые взаимоотношения гранитных или тоналитовых минеральных ассоциаций (и оказывают ли они вообще какое-либо влияние). Если имеет место значительное понижение температур солидуса вследствие присутствия дополнительных компонентов, это могло бы оказать влияние на происхождение мигматитов путем частичного плавления. Первичные различия в разных частях материнской породы мигматитов могли обуславливать различные температуры солидуса и различные количества расплавов при данных температурах и давлениях воды.

Томпсон и Алгор [64] подчеркнули, что система $KAlO_2-NaAlO_2-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, даже без CaO , FeO и MgO , является более реальным представителем глиноземистых гранитов и мигматитов, чем простая система $Qz-Og-Ab-H_2O$. Томпсон выявил значение избыточных и дополнительных компонентов для формирования мигматитов и гранитов. Детали этих исследований можно найти в работах Томпсона [63], Томпсона и Алгора [64], Томпсона и Трейси [65], Хуанга и Уилли [22]. Для целей, которые автор ставит в настоящей главе, достаточно обсудить несколько примеров и оценить их значение для генезиса мигматитов.

Результаты экспериментальных исследований Шерера и Боуэна [59] показали, что силикатные расплавы, насыщенные муллитом, образуют тройную эвтектику ассоциации калиевый полевошпат+тридимит+муллит при $985^\circ C$ и давлении 1 атм в системе $K_2O-Al_2O-SiO_2$. Тройная эвтектика имеет температуру на $5^\circ C$ ниже температуры котектической линии $Og-Qz$. Это понижение температуры вызвано присутствием избытка Al_2O_3 в жидкой фазе, который составляет всего лишь

1% по массе по сравнению с его содержанием в полево шпате. При более низких температурах и в присутствии H_2O глиноземистая фаза может быть представлена мусковитом, силлиманитом или андалузитом вместо муллита. Согласно Томпсону и Алгору [64], кривые эвтектического начала плавления для реакций $Ms + Or + Qz + H_2O = L$ и $Als + Or + Qz + H_2O = L$ на PT -диаграмме расположены в области несколько более низких температур по сравнению с эвтектикой $Or + Qz + H_2O$ вследствие предполагаемой растворимости избытка глинозема в силикатном расплаве. Как уже было отмечено Томпсоном и Алгором [64], растворимость избытка глинозема столь мала, что минимальное плавление пород глиноземистых составов с трудом отличимо от реакций с участием глинозема и щелочей в соотношениях, обычных для полевых шпатов.

Для получения информации об относительном месте реакций плавления с дополнительными фазами, обогащенными Al и Ca и без них, Шлидест и Йоганнес [60] провели эксперименты при $P_{H_2O} = 6$ кбар с ассоциациями: а) кварц + санидин + анортит + H_2O ; б) кварц + санидин + анортит + мусковит + H_2O ; в) кварц + санидин + анортит + цоизит + H_2O . Во всех трех случаях при данном давлении плавление началось при $695^\circ C$ и не было отмечено каких-либо различий в реакциях начального плавления для всех трех минеральных ассоциаций. Эти результаты согласуются с данными аналогичных экспериментов с системами $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ Хуанга и Уилли [22] и $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ Чаттерджи [11] и свидетельствуют лишь о незначительной растворимости избыточного глинозема в кварц-полевошпатовых расплавах [64].

После определения начала плавления синтетических смесей, состав которых близок к составу среднего гранита, Таттл и Боуэн [69] отобрали две разновидности гранитов для подобной серии экспериментов с тем, чтобы проверить возможное влияние других компонентов помимо кварца и полевого шпата на понижение температуры начала плавления. Одна из разновидностей представлена гранитом плагиоклаз-микроклин-кварцевого состава, содержащим биотит и мусковит, другая — пертит-кварцевым гранитом с натрий-железосодержащим амфиболом в качестве главного темноцветного минерала. Установлено (в пределах ошибок эксперимента), что обе контрастные разновидности природных гранитов начинают плавиться при тех же температурах, что и синтетические смеси, имеющие составы, близкие к тройному минимуму. Таким образом, данные Таттла и Боуэна [69] свидетельствуют о низкой растворимости дополнительных компонентов в кварц-полевошпатовых расплавах и об отсутствии значительных изменений температуры начала плавления.

Результаты экспериментов Винклера отличаются от данных Таттла и Боуэна. Винклер [76, с. 313] приводит значения температуры начала плавления от 660 до 715°C ($P_{H_2O}=2$ кбар) для четырех разновидностей гнейсов, имеющих одинаковый минеральный состав, но различающихся по отношениям Ab/An в плагиоклазах и FeO/MgO в биотитах. Однако Винклер подчеркивает, что разновидности гнейсов были сходны по содержанию биотита и плагиоклаза и составу плагиоклаза, но различались по соотношению Mg и Fe в биотите. Он приводит температуры солидуса 660 и 690°C для гнейсов, имеющих отношения $FeO/(FeO+MgO)$ в биотите 0,8 и 0,3 соответственно. Таким образом, данные Винклера предполагают высокую растворимость обогащенного железом биотита в возникающем расплаве, тогда как биотит, обогащенный магнием, сохраняется в остатке. Такие изменения в составе биотита не наблюдались в природных условиях и не были воспроизведены другими исследователями. Наоборот, в биотитах мигматитов отмечались более высокие отношения Fe/Mg , чем в биотитах прилегающих кристаллических сланцев низкой ступени метаморфизма (амфиболитовая фация) [73].

Гипотетические соотношения в области ликвидуса в подсистеме $Al_2O_3-FeO-MgO$, спроецированные из вершин кварца, щелочного полевого шпата и плагиоклаза для $a_{H_2O} \leq 1,0$, рассмотрены Абботом и Кларком [1]. Все силикатные жидкости принимались насыщенными по отношению к кварцу, щелочному полевоому шпату, плагиоклазу и одному или нескольким мафическим минералам — биотиту, гранату, кордиериту и Al_2SiO_5 (андалузиту или силлиманиту). Для температур выше температуры распада мусковита и активности H_2O , равной 1,0 и 0,6, равновесные фазовые взаимоотношения определялись для различных PT -режимов. Показано, что с повышением температуры (и понижением давления) вначале с низкотемпературными гранитными расплавами сосуществуют обогащенный железом биотит + Al_2SiO_5 , затем биотит + кордиерит, затем биотит + гранат. Температурная разница при $a_{H_2O}=1$ (при постоянном P) ликвидусного минимума в системе $Qz-Or-Ab-H_2O$ и в системе, насыщенной $MgO-FeO-Al_2O_3$, оценена в 15—30°C. Требуется дальнейшие экспериментальные уточнения этих интересных результатов.

Недавно Нани [46] определил фазовое равновесие породообразующих ферромагнезильных силикатов в гранитной системе при 2 и 8 кбар с соосажденными гелями гранитного и гранодиоритового состава в качестве исходных материалов. Эксперименты проводились при температурах до 1200°C в безводных условиях и в условиях водонасыщения до 20% по

массе H_2O . Нани сравнил свои данные, полученные в FeO -содержащих и MgO -содержащих системах, с данными Уитни [74] для системы, не содержащей FeO или MgO . Разница температуры солидуса в чистой и $(MgO+FeO)$ -содержащей системах была оценена приблизительно в $30^\circ C$ при давлении 2 кбар. При давлении 8 кбар температура солидуса была на $40^\circ C$ ниже, чем в чистой (не содержащей Mg и Fe) гранодиоритовой системе [74]. По сравнению с данными Таттла и Боуэна [69], рассмотренными выше, наблюдаемая Нани [46] и Уитни [74] разница в $30-40^\circ C$ между температурами солидуса ($FeO+MgO$)-содержащей системы и чистой системы представляется значительной. Хотя опубликованные данные внутренне непротиворечивы, в экспериментах Нани с гелями нельзя исключать возможность нестабильных реакций, и они могут влиять на наблюдаемые результаты. Требуется дальнейшее выяснение кинетики таких сложных реакций.

Имеющиеся опубликованные данные по температурам начала плавления и фазовым взаимоотношениям для чистых систем и систем с дополнительными и избыточными компонентами не лишены противоречий. Значительное понижение температур солидуса и формирование низкотемпературных расплавов маловероятно, но не может быть исключено полностью. Невозможно, чтобы низкотемпературные расплавы предпочтительно образовывались в лейкосоме благодаря присутствию дополнительных мафических компонентов. Если бы избыточные компоненты были причиной селективного низкотемпературного плавления в лейкосоме, они должны были бы концентрироваться в этих прослоях. Но во всех мигматитах, исследованных под руководством автора (два примера приведены в публикациях Йоганнес и Гупта [30] и Гупта и Йоганнес [18]; еще 5 примеров не отражены в опубликованных работах), лейкосомы характеризовались самыми низкими содержаниями мафических компонентов по сравнению с мезосомами и меланосомами. Даже если лейкосоме и граничащую с ней меланосому рассматривать как единое целое (это так называемая «неосома» Менерта [40]), при сравнении их с мезосомой в большинстве случаев последняя все же имеет более высокие содержания FeO , MgO , MnO и т. д. Дополнительные мафические компоненты явно не оказывают влияния на предпочтительное плавление прослоев лейкосомы. Однако мафические минералы могли бы контролировать предпочтительное формирование низкотемпературных расплавов, если бы они имели различную стабильность в различных прослоях мигматитов. Флеминг и Уайт [14] полагают, что гидроксильный компонент OH слюд (мусковита или биотита либо обоих) может распадаться с образованием воды и в этом случае в остатке сохраняется обогащенная фтором слю-

да. В пользу этого свидетельствует биотит зальбанда (меланосомы), который обогащен F (помимо высокого содержания TiO_2 и высокого значения отношения Fe/Mg) по сравнению с биотитом вмещающих пород, относящихся к низкой ступени амфиболитовой фации метаморфизма [73].

2.4.4. Температуры солидуса в системах с природными горными породами в качестве исходного материала. Множество кривых солидуса было построено для систем с природными породами или смесями природных минералов в качестве исходного материала. Каково значение этих данных для интерпретации формирования мигматитов и гранитов? Дают ли они более полезную информацию, чем результаты, полученные с использованием синтетических веществ? Отражает ли солидус, определенный для природной породы, уникальные условия стабильного солидуса?

Любому читателю, не очень знакомому с петрологией, следует напомнить, что температура плавления минерала (при данном давлении) зависит не только от его химического состава, но и от структурного состояния. В случае гранита (мигматита или гнейса) полевые шпаты обычно не имеют химического состава и структуры тех минералов, которые первоначально кристаллизуются из расплава или образуются в результате метаморфических реакций. Химический состав и структура консервируются при значительно более низкой температуре во время медленного охлаждения коровых пород. Если в экспериментах плавления в качестве исходного материала используются природные минералы, они должны быть приведены к равновесным химическим и структурным составам непосредственно ниже температуры солидуса. Это равновесие может быть недостижимо, либо для этого потребуется очень много времени [13]. Неподходящее структурное состояние полевых шпатов само по себе может изменить температуру начала плавления более чем на $10^\circ C$ [69, 24]. По моему мнению и исходя из моего опыта, природные минералы в качестве исходного материала еще более проблематичны для экспериментов по плавлению, чем синтетические. Для проведения надежных экспериментов с природными породами требуется большой опыт.

Кривые солидуса и *PT*-данные солидуса, определенные для природных гранитов и гранодиоритов, изображены на рис. 2.13. Для сравнения показаны также параметры начала плавления для щелочно-полевошпатового гранита, определенные Таттлом и Боуэном [69], Лутом и др. [34] и Йоганнесом [29]. Разница между данными, показанными на рис. 2.13, должна быть еще меньшей, потому что все разновидности пород, кроме одной, содержат кварц, богатый *Ab* плагиоклаз, богатый *Or* щелочной полевой шпат и мафические минералы. Количество этих мине-

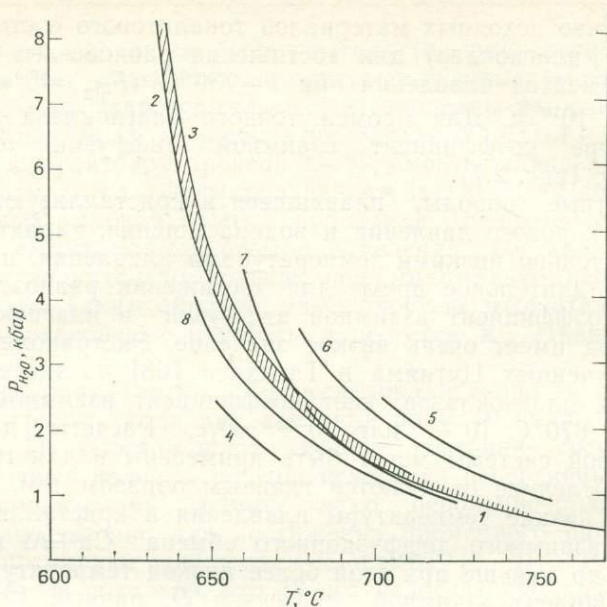


Рис. 2.13. PT -данные солидусов, определенные по природным горным породам, взятым в качестве исходного материала, в сравнении с солидусом для чистой системы $Qz-Og-Ab-H_2O$. Источники данных: 1 — Таттл и Боуэн [69]; 2 — Лут и др. [34]; 3 — Йоганнес [29]; 4 — Винклер [76], исходный состав (исх. сост.) — парагнейс, не содержащий щелочных полевых шпатов; 5 — Винклер [76], исх. сост. — метаграувакка; 6 — Пивинский и Уилли [56], исх. сост. — гранодиорит 779; 7 — Пивинский [54], исх. сост. — кварцевый монцит MO-1B; 8 — Пивинский [53], исх. сост. — гранит 104.

За исключением 4, все породы содержат щелочные полевые шпаты (помимо кварца, богатого альбитом плагиоклаза и мафических минералов). Сольдусные кривые этих пород должны почти совпадать. Различия могут быть обусловлены главным образом экспериментальными трудностями. Сольдус 4 (тоналитовый состав) должен располагаться с высокотемпературной (правой) стороны гранитных кривых, а не с левой стороны, как показано здесь.

ралов может быть различным в различных породах, но это не имеет значения, потому что PT -данные солидуса контролируются химическим составом и структурой минералов, принимающих участие в реакции плавления, а не их количеством. Это не следует забывать при обсуждении проблемы формирования мигматитов путем частичного плавления.

2.4.5. Проблемы равновесия в экспериментальных исследованиях с исходными материалами гранитного состава. В разделе об экспериментальных исследованиях гаплогранитной системы было показано, что для достижения равновесных составов в продуктах опыта при 700°C достаточно около 30 ч, тогда

как в случае исходных материалов тоналитового состава (смеси кварц+плагноклаз) для достижения равновесных составов в экспериментах плавления при $T=730^{\circ}\text{C}$ ($P_{\text{H}_2\text{O}}=5$ кбар) необходимо 10^{10} ч. Для промежуточного плагноклаза при этой температуре коэффициент взаимной диффузии оценен в 10^{-23} см²/с (рис. 2.7).

Гранитные породы, плавящиеся и кристаллизующиеся в условиях корового давления и водонасыщения, характеризуются относительно низкими температурами плавления, и для них требуется длительное время для достижения равновесных составов. Коэффициент взаимной диффузии в плагноклазе из этих пород имеет очень низкое значение. Экстраполяция данных, полученных Цутяма и Такахаси [68] из экспериментов плавления плагноклазов, дает коэффициент взаимной диффузии при 670°C 10^{-22} или 10^{-23} см²/с. Расчеты для пород тоналитовой системы могут быть применены и для гранитных пород. Последние отличаются главным образом тем, что имеют более низкие температуры плавления и кристаллизации, и скорость взаимного диффузионного обмена Ca+Al и Na+Si значительно меньше при этой более низкой температуре.

Коэффициент взаимной диффузии \bar{D} , равный 10^{-22} см²/с, означал бы, что при длительности опыта 10 сут (почти 10^6 с) диффузией будет затронута только тонкая оболочка плагноклазовых зерен толщиной 10^{-7} мм (10^{-1} нм). Далее, если максимальный радиус зерен плагноклаза в исходном материале равен 0,1 мкм (для синтетических и природных исходных материалов), то время, необходимое для достижения равновесных составов, составит $2 \cdot 10^6$ сут или приблизительно 6000 лет. Это может быть минимальным временем для достижения равновесного или почти равновесного состояния в экспериментах плавления с материалами гранитного или гранодиоритового состава.

Наиболее известными публикациями, посвященными низкотемпературным гранитным расплавам, являются работы Винклера и др. [81], Винклера и Брейтбарта [78]. Результаты этих исследований включены также в книгу Винклера по метаморфическим породам [76, 77]. Вследствие популярности данных Винклера, а также очевидного значения этих результатов для котектического плавления важно определить, действительно ли эти данные отражают равновесные условия, как это трактуется Винклером. В своей работе Винклер и его коллеги [81] не приводят доказательств достижения равновесных составов в низкотемпературных гранитных расплавах, но утверждают (с. 248): «Длительность опытов составляла 60 ч, что значительно больше времени, которое необходимо для того, чтобы в экспериментах плавления мелко раздробленного кри-

сталлического порошка было достигнуто равновесие между кристаллами и жидкостью в присутствии воды». (Исходные материалы были гидротермально синтезированы из сверхчистых окислов SiO_2 , Al_2O_3 и карбонатов K_2CO_3 , Na_2CO_3 .) В 1978 г. Винклер и Брейтбарт провели эксперименты плавления лейкосом из мигматитов, сформировавшихся *in situ*. Для достижения равновесных условий опыты проводили в течение недели (с. 467): «Длительность опытов плавления составляла 7 сут, она была значительно больше, чем минимально необходимое время [55]». Таким образом, за сущностью доказательства достижения равновесия читатель адресуется к Пивинскому и Мартину.

Пивинский и Мартин [55] исследовали скорости реакций в системах гранит—вода при давлении воды 10 кбар. Они сообщают, (с. 1): «Состав и структурное состояние сосуществующих щелочных полевых шпатов исходя из реверсивных опытов по гиперсольвусному граниту дают основание полагать, что 18 сут недостаточно для достижения временного равновесия». Авторы суммируют наблюдаемые факты (с. 9): «Результаты экспериментов показали, что 18 сут недостаточно для удовлетворения всех условий равновесия в гиперсольвусном граните ВН7450. Учитывая, что этот гранит недосыщен в отношении алюминия, что давление флюидов было 10 кбар и что опыты проводились в присутствии фазы водяного пара, мы полагаем, что в нашем эксперименте доминировали чрезвычайно благоприятные кинетические условия. Более того, низкое содержание кальция в гиперсольвусном граните ВН7450, вероятно, благоприятствовало более высоким скоростям установления равновесия, так как кинетика упорядочения в промежуточных по составу плагиоклазах значительно более замедленная, чем в альбите [13]. Будущие исследователи систем гранит—вода или порода—вода, для которых характерны анатектические процессы, должны учитывать и скрупулезно оценивать все факторы, влияющие на кинетические реакции».

Если бы Пивинский и Мартин смогли определить химический состав образующихся плагиоклазов, они бы обнаружили, что составы продуктов их опыта весьма далеки от предполагаемого равновесного состава.

Как было показано для тоналитовых составов (см. выше), нестабильное плавление плагиоклазов также контролирует фазовые взаимоотношения гранитных минеральных ассоциаций. В случае экспериментального плавления в системе $\text{Qz—Or—Ab—An—H}_2\text{O}$ отношение Ab/An в котектических расплавах слишком низкое по сравнению со стабильными составами и количества An и Or слишком велики по сравнению с Ab (или Qz). Температуры плавления, определенные в экспериментах

гидротермального плавления, ниже, чем они должны были быть, если бы плавящиеся полевые шпаты постоянно достигали равновесных составов [26]. По этим причинам данные Винклера по котектическому плавлению в гранитной системе $Qz-Og-Ab-An-H_2O$ [81, 76, 77] не должны использоваться для петрогенетических интерпретаций. Эти данные отражают результаты нестабильного плавления, вызванного, очевидно, медленной взаимной диффузией $Ca+Al$ и $Na+Si$ в плагиоклазах, и они могут значительно отличаться от стабильных равновесных составов. Не следует принимать всерьез проекции котектических линий и изотерм, показанных на рис. 2—10 Винклером и др. [81]. Общие же черты, безусловно, правильны: в низкотемпературных котектических расплавах гранитных составов, когда альбит замещается промежуточным плагиоклазом, количество Og увеличивается, Ab уменьшается (и Qz также слегка увеличивается). По мнению автора, точные котектические данные, промежуточные между хорошо известными эвтектиками субсистем $Qz-Og-Ab-H_2O$ и $Qz-Og-An-H_2O$, все еще неизвестны.

Другие статьи посвящены кинетике реакций плагиоклаза. Пивинский [52] провел эксперименты для определения равновесия при гидротермальном плавлении природных пород. Составы плагиоклазов в породах и продуктах опытов определялись с помощью микроанализатора. При температуре $800^\circ C$ после продолжительности опыта 11 сут можно было наблюдать повышение содержания аортитового компонента более чем на 6% по массе по сравнению с первоначальным исходным составом, тогда как при температуре $690^\circ C$ зональный плагиоклаз оставался почти неизменным после 33 сут. Пивинский предполагает достижение равновесия при $800^\circ C$ и отсутствие равновесия при $690^\circ C$. Если бы солидус гранитной системы был известен в 1967 г., стало бы очевидным, что равновесие недостижимо также и при $800^\circ C$.

Пивинский [56], а также Пивинский и Уилли [57] провели интенсивные исследования с целью определить, представляют ли результаты, полученные в экспериментах плавления гранитных составов, стабильные равновесные условия. В результате опытов при низкой температуре (ниже либо незначительно выше солидуса) и при умеренных гиперсолидусных температурах было установлено, что в отношении составов и структурного состояния полевые шпаты не достигают стабильных равновесных условий. Однако положение фазовых границ следует считать правильным либо сильно приближающимся к реверсивным равновесным границам. Проблема равновесия в экспериментах плавления обсуждается в ряде публикаций Уилли и его сотрудников [56, 57, 58, 35]. Уилли [83] также дал критический об-

зор и обобщение по этой проблеме. Результаты экспериментальных исследований Пивинского и Уилли и их сотрудников могут помочь реконструировать историю кристаллизующихся магм, а также пролить свет на генезис плутонов, однако они не столь важны для интерпретации особенностей формирования мигматитов. Что же касается исследований мигматитов, то все еще недостаточно данных по равновесному состоянию котектического плавления в гранитной системе $Qz-Or-Ab-An-H_2O$.

2.4.6. Имеется ли критерий магматического происхождения гранитных пород? Винклер и Брейтбарт [78] предложили критерий для определения магматического происхождения пород. Он основан на экспериментальных результатах Винклера и др. [81], о которых говорилось выше. Согласно Винклеру и Брейтбарту [78, с. 471],

«...следует определить, может ли большая часть гранитной породы, например около 80% или более, превратиться в жидкость при относительно низких температурах и в присутствии водяного пара. Если это возможно, то, вероятнее всего, порода имеет магматическое происхождение».

Винклер и Брейтбарт [78] провели эксперименты плавления семи разновидностей гранитов и гнейсов, по составу варьирующих от щелочно-полевошпатового гранита до тоналита. Интерпретация и выводы Винклера понятны из следующей цитаты (с. 479):

«Изучение составов семи представительных разновидностей гранитных пород показало, что они не всегда попадают на котектическую поверхность или располагаются вблизи нее; они могут быть расположены относительно далеко от этой поверхности. Однако, даже если они и располагаются относительно далеко от котектической поверхности, состав породы с точки зрения соотношения $Qz : Ab : Or : An$ таков, что очень большое количество расплава образуется при относительно низких температурах. Таким образом, все семь изученных разновидностей пород имеют магматическое происхождение, хотя некоторые магмы должны были иметь незначительное количество твердых взвесей в расплаве. В изученных породах — это несколько процентов плагиоклаза, которые следует рассматривать как устойчивые твердые остатки, взвешенные в магме (вместе с некоторым количеством биотита).

До сих пор мы не нашли гранитной породы, которая не давала бы большого количества расплава при низких температурах. Другими словами, большинство гранитных пород, исследованных в нашей лаборатории, имеют магматическое происхождение».

Для того чтобы пояснить этот простой критерий Винклера,

можно процитировать один пример из обсуждаемой работы (архейский гнейс Нук из Гренландии, с. 478):

«При 710°C жидкая часть магмы составляет около... 70%. При 730°C — около 75—80%. В случае архейского тоналита... мы можем предположить, что при достижении 730°C и более высокой температуры еще большая часть тоналитовой магмы станет жидкостью. Впоследствии мы пришли к выводу, что этот тоналит, так же как и другие изученные разновидности пород, имеет магматическое происхождение».

Недостаток воды или плавление в условиях недосыщенности водой вследствие разбавления воды инертными компонентами (например, CO₂) не приняты во внимание. Если следовать логике Винклера, мы едва ли найдем в земной коре какую-либо фельзическую высокометаморфизованную породу, которая не имела бы магматического происхождения.

«Критерий» Винклера опробован Винклером и Брейтбартом [78] в ходе экспериментов частичного плавления девяти лейкосом из мигматитов, образовавшихся *in situ*. Согласно Винклеру и Брейтбарту [78, с. 465—466], «лейкосомы мигматитов, образовавшихся *in situ* (но не инъекционных мигматитов), представляет собой единственный легко доступный объект, в котором можно проследить кристаллизацию гранитной, гранодиоритовой или тоналитовой магмы на месте ее образования. В этих мигматитах лейкосомы сформировались путем частичного плавления (анатексиса) гнейсов и некоторых разновидностей кристаллических сланцев в условиях метаморфизма высоких ступеней. Путем экспериментов плавления в небольших температурных интервалах можно определить, были ли такие лейкосомы полностью жидкими в условиях метаморфизма высоких ступеней и анатексиса».

Винклер не сомневается, что лейкосомы образовались путем частичного или полного плавления. На основе результатов по экспериментам плавления Винклер и Брейтбарт [78] выделяют 4 различных случая: а) лейкосомы, которые были полностью жидкими при низких температурах; б) и в) лейкосомы гранитного и тоналитового состава, дающие расплавы с *небольшим* количеством твердого вещества, сохраняющегося даже при довольно высокой температуре; г) лейкосомы, дающие расплавы с *довольно большим* количеством твердого или твердых веществ при высоких температурах. Согласно Винклеру и Брейтбарту [78, с. 469], «изучение лейкосом категории (г) со всей очевидностью показывает, что магма, образовавшаяся анатектическим путем, может не быть полностью жидкой, но при этом содержать взвешенные кристаллы плагиоклаза и/или кварца в количестве до 15,25% и редко до 40% при температуре 730°C и давлении воды 5 кбар. Количество твердых веществ будет

еще бóльшим при более низких температурах. С другой стороны, известны лейкосомы, которые при относительно низкой температуре содержат всего лишь несколько процентов взвешенных лейкократовых минералов в расплаве либо не содержат их совсем».

Следует помнить, что Винклер рассматривал частичное плавление как единственный порообразующий процесс в случае мигматитов *in situ* и он верил в существование водонасыщенного плавления во время анатексиса высокометаморфизованных пород. Винклер пытался подтвердить свою теорию гидротермальными экспериментальными исследованиями, используя лишь лейкосомы в качестве исходного материала. Незначительность экспериментальных исследований этого типа стала бы очевидной, если бы Винклер расплавил также мезосомы («палеосомы» по терминологии Менерта [40]), расположенные в контакте с исследованными лейкосомами. Мезосомы и лейкосомы мигматита имеют довольно близкий состав [40, 18, 28]. Фазовые взаимоотношения и количество расплавов в подвергнутых плавлению мезосомах очень близки к таковым для лейкосом, как будет показано ниже. Если бы Винклер провел эксперименты плавления мезосом, он бы доказал (согласно его критерию магматического происхождения пород) магматическое происхождение мезосом (палеосом)! Но Винклер интерпретирует мезосомы как неплавившийся (или почти неплавившийся) реститовый материал или материнскую породу.

Это обсуждение статей Винклера и др. [81, 78] может показать пределы значимости экспериментов гидротермального плавления. Оно также показывает, что нам необходимо иметь больше информации, а не просто результаты экспериментов водонасыщенного плавления для того, чтобы доказать или опровергнуть магматическое происхождение породы.

2.4.7. Плавление на границах зерен и распределение образующихся расплавов. Формирование мигматитов, несомненно, сложная проблема, даже более сложная, чем генезис анатектических гранитов. Если образующиеся расплавы отделяются от нерасплавленного рестита [75] или реститовые минералы отделяются от частичных расплавов [40], то такие процессы должны быть связаны с различиями в поверхностных энергиях расплавов и минералов.

Недавно по этой проблеме были проведены дальнейшие исследования. Менерт и др. [42] и Бюш и др. [10] пытались пролить свет на проблему начального плавления и связанных с ним петрогенетических процессов в экспериментах частичного плавления с использованием цилиндров природных пород в качестве исходных материалов. Юревич и Уотсон [31] изучили распределение образующихся расплавов в фельзитической систе-

ме с кварц-альбитовым расплавом, находящимся в равновесии с кварцитом.

Менерт и др. [42] исследовали начальное плавление на границах зерен пород, богатых кремнеземом (гранулитов, гнейсов и кварцитов, содержащих полевые шпаты). Начальное плавление наблюдалось на полифазных контактах минеральных агрегатов, состоящих из кварца, щелочного полевого шпата и плагиоклаза, а также на контактах зерен кварца и полевого шпата. Это имело место при минимальных или близких к минимальным температурах плавления. Результаты этих экспериментов дали возможность предположить, что плавление на границах зерен и полифазных контактах играет важную роль в формировании анатектических гранитов в региональном масштабе.

Бюш и др. [10] провели эксперименты плавления цилиндров пород среднего состава и обнаружили, что расплавы имеют лейкогранодиоритовый и лейкотоналитовый составы. Они также наблюдали разложение биотита и обогащение расплава калием при довольно высоких температурах. В ассоциациях плагиоклаз+кварц образовались расплавные окаймления строго по контактам зерен кварца и плагиоклаза, тогда как контакты кварц—кварц и плагиоклаз—плагиоклаз не содержали расплава. Даже в кристаллах кварца, включенных в плагиоклазе (и, таким образом, не имеющих каких-либо явных контактов с газовой фазой, циркулирующей вдоль грани зерен), обнаружены окаймления расплава такой же ширины, какая наблюдалась на нормальных контактах кварц—плагиоклаз. Расплав на контакте кварц—плагиоклаз появлялся при температуре на 15—20°C ниже температуры начала разложения биотита, которое сопровождалось появлением мельчайших кристаллов роговой обманки.

Экспериментальные исследования Менерта и Бюша имеют некоторые преимущества по сравнению с общепринятыми экспериментами гидротермального плавления с использованием мелкоистертого порошка пород или ассоциаций синтетических минералов. Они ясно показывают: 1) какие минералы реагируют, образуя при этом расплав; 2) где формируются расплавы; 3) диспергируются или концентрируются расплавы либо остаются на месте. При благоприятных условиях они также могут давать информацию о конгруэнтном или неконгруэнтном плавлении минералов. Безусловно, имеются и явные недостатки плавления цилиндров пород, например: 1) результаты могут быть еще более далекими от равновесных условий, чем результаты исследований с мелкозернистым порошком пород; 2) доминирующие в природе пространственные соотношения, такие, как распределение и диффузия летучих компонентов, миграция

элементов и очень медленные вариации стрессового или флюидного давления, нельзя воспроизвести в лаборатории.

В экспериментах Юревича и Уотсона [31] минеральный состав был более простым по сравнению с составом исходных материалов Менерта и др. [42], Бюша и др. [10]. Юревич и Уотсон [31] для своих экспериментов по изучению плавления и распределения расплавов, выполненных при 1250 °С и давлении 8 кбар в поршневом цилиндре, использовали кварц-альбитовый расплав и синтетический структурно равновесный кварцит. Они показали, что расплав, состоящий из 50% альбита и 50% кварца и находящийся в химическом равновесии с кварцитом, не проникает в сухие границы зерен и что стабильная конфигурация этой частично расплавленной системы отвечает нахождение расплава в местах своего зарождения и в маленьких карманах на углах зерен и на пересечениях ребер зерен. Установлено, что начальный расплав стабилен в такой дисперсной форме, а не в виде пленки по всем границам зерен. Таким образом, представляется, что необходимы «внешние» движущие силы, такие, как сила тяжести или стресс, для того, чтобы побудить расплав накапливаться в более крупные по объему образования, способные мигрировать к поверхности (см. также статью Эшуорта и Мак-Леллан в этой книге). Юревич и Уотсон подчеркивали, что тенденции распределения и инфильтрации расплава в других системах и в природе могут варьировать в зависимости от типа породы, содержания воды, контаминации, стресса, фугитивности кислорода и режима температуры и давления.

Эксперименты Юревича и Уотсона [31] вполне информативны, особенно те, которые касаются взаимодействия минералов, обуславливающего зарождение расплава. Для лучшего понимания внешних сил, стимулирующих аккумуляцию и сегрегацию расплава, необходимо провести больше таких экспериментов с синтетическими и природными породами. С одной стороны, эти процессы широко распространены в природных анатектических мигматитах, с другой — они слабо изучены. Пожалуй, такие эксперименты могут пролить свет также на количественное значение пропорций минералов в материнской породе для формирования лейкосом.

2.4.8. Экспериментальные исследования лейкосом и мезосом. В случае если состав расплава соответствует или близок к составу минимального расплава в системе $Qz-Og-Ab-Ap-H_2O$ (он называется «минимальным», поскольку эвтектический состав в гранитной системе с двумя сосуществующими трехкомпонентными полевыми шпатами отсутствует), интервал плавления (разница между температурами солидуса и ликвидуса) незначителен. Это означает, что количество расплава

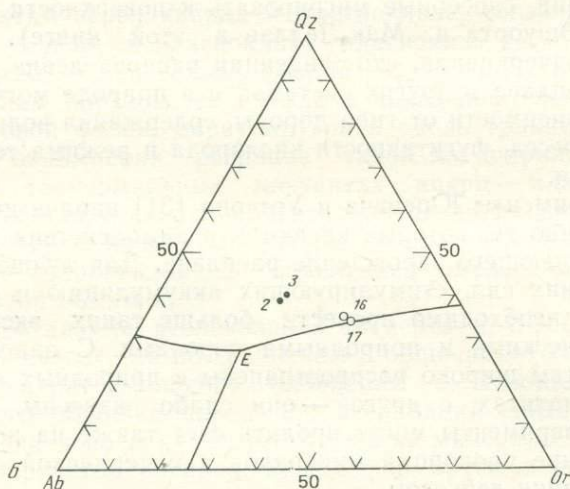
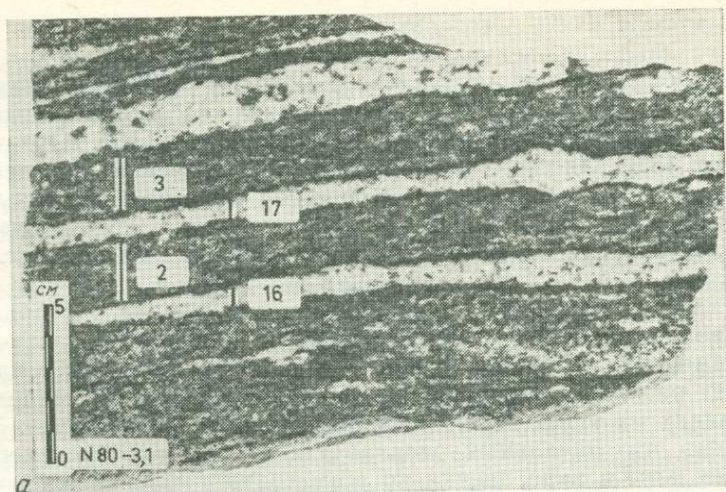


Рис. 2.14. *a* — образец послойного (полосчатого) мигматита из района Нелауг, Южная Норвегия. Описание этого мигматита приведено в работе Гупты и Йоганнеса [18]. Лейкосомы 16 и 17 и мезосомы 2 и 3 использованы в качестве исходных материалов для экспериментов гидротермального плавления; *б* — данные нормативных CIPW-составов исходных материалов, представленных лейкосомами и мезосомами. Эвтектическая точка *E* и котектические линии построены по данным Лута и др. [34] для P_{H_2O} 5 кбар. Маленькие черные кружочки — мезосомы, светлые кружочки — лейкосомы.

сильно изменяется при небольших изменениях температуры опыта в экспериментах гидротермального плавления. (При высоком давлении воды влияние давления на количество расплава незначительно.)

Для того чтобы сравнить количества и составы расплавов, образующихся в различных экспериментах гидротермального плавления с использованием различных пород в качестве исходных материалов, следует очень точно измерять температуры опытов. Практически самый лучший способ для достижения одинаковой температуры (и давления) в двух контейнерах, содержащих пробы, заключается в том, чтобы поместить пробы рядом (параллельно друг другу) при одинаковом температурном положении автоклава. Такие параллельные опыты выполнены с использованием прослоев мигматитов из Нелауга в Южной Норвегии (описание этого мигматита содержится в работе Гупты и Йоганнеса [18]). Исследованные мезосомы (№ 2 и 3; рис. 2.14) имеют гранодиоритовый, а лейкосомы (№ 16 и № 17; рис. 2.14) — гранитный состав. Эксперименты плавления проведены при $P_{H_2O} = 5$ кбар.

Минеральный и химический составы мезосом и лейкосом очень близки и характеризуются почти одинаковыми отношениями $Qz : Or : Ab$ для каждой из двух разновидностей пород (рис. 2.14, б). В четырех исследованных прослоях мигматитов присутствуют те же самые минералы (рис. 2.14, а). Многие геологи в настоящее время полагают, что граниты и гранодиориты с различными количественными минеральными составами должны иметь различные температуры солидуса. Но, как показано выше, температура солидуса породы в большей степени определяется качественным минеральным составом (характером присутствующих минеральных ассоциаций), чем количественными (модальными) отношениями. Поскольку лейкосомы и мезосомы мигматитов Нелауга имеют близкий качественный минеральный состав, они должны иметь одинаковую температуру солидуса. Этот теоретический прогноз подтвержден экспериментами плавления, проведенными при давлении воды 5 кбар (рис. 2.15).

В природе различные прослои мигматитов, т. е. мезосома и лейкосома (см. [18]), с близким качественным, но различным количественным минеральным составом должны были содержать различные количества расплава, и этот факт обуславливал образование слоистого мигматита. Но результаты экспериментов показывают одинаковые количества расплава в обоих типах прослоев вплоть до $670^\circ C$ ($P_{H_2O} = 5$ кбар) (рис. 2.15). Между количеством расплава в лейкосомах нет заметной разницы до тех пор, пока не достигнут уровень плавления в 80%.

Поэтому можно заключить, что обычные количественные различия в минеральном составе мигматитовых прослоев (а точнее, между прослоями материнской породы) не могут быть единственной причиной развития лейкосом и мезосом путем частичного плавления. Если верно, что различные количества расплава преобразовали одну серию прослоев материнской породы в лейкосомы, оставив другую неизменной (мезосомы), то различия в пропорциях расплавов должны быть более значительны, чем это наблюдается в экспериментах. Согласно

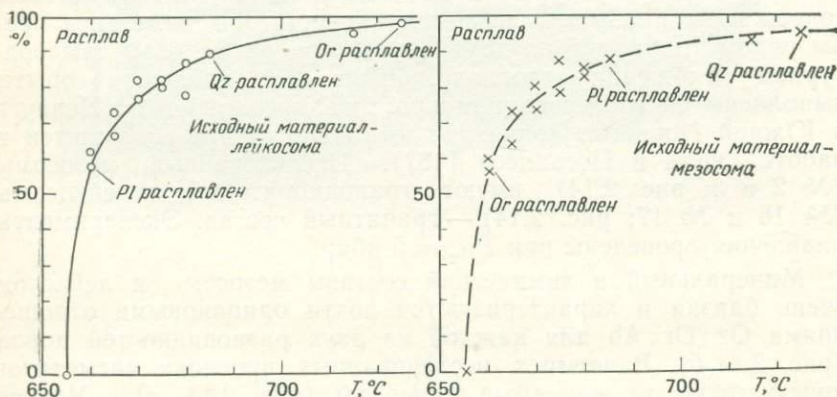


Рис. 2.15. Результаты экспериментов по плавлению лейкосом 16 и 17 и мезосом 2 и 3, проведенных при $P_{H_2O}=5$ кбар.

экспериментальным данным Ван дер Молена и Патерсона [70], эти различия должны стать явными, когда количество расплава все еще невелико (30 или 40% по объему?), что не подтверждается экспериментами (рис. 2.15).

Приемлемы ли результаты экспериментов, показанные на рис. 2.15? Вследствие нестабильного плавления плагиоклаза (см. выше) они не отражают равновесных составов, но дают относительно достоверную информацию. Если все разновидности фельзических минералов контактируют через флюидную фазу, то плавление должно происходить до тех пор, пока не будет израсходована одна из фельзических фаз, принимающих участие в реакции плавления. В мезосоме такая фаза представлена щелочным полевым шпатом, а в лейкосоме — плагиоклазом. Количество плагиоклаза в лейкосоме приблизительно 20—25% и щелочного полевого шпата в мезосомах также 20—25%. Точные стабильные составы котектических расплавов, образующихся в лейкосоме и мезосомах, еще неизвестны. (Как показано выше, данные Винклера представляют собой результаты

нестабильного плавления.) Такие составы должны быть очень бедны анортитом, и отношение $Ab:Og:Qz$ при $P_{H_2O}=5$ кбар может быть приблизительно 1:1:1. Если эти допущения верны, будет происходить котектическое плавление, дающее (при данной температуре и давлении воды) одинаковые пропорции и составы расплавов в прослоях как лейкосом, так и мезосом до тех пор, пока не образуется по крайней мере 60% расплава.

Существо экспериментальных результатов состоит в том, что формирование мигматитов невозможно объяснить водонасыщенным гидротермальным плавлением. По-видимому, имеют место тесные взаимоотношения между прослоями мигматитов и структурой материнской породы [30]. Различия в составах прослоев материнской породы, очевидно, обуславливают образование лейкосом и мезосом в результате неодинакового проявления частичного плавления в этих прослоях. Однако в настоящее время образование слоистых мигматитов невозможно связать с результатами простых водонасыщенных экспериментов. Должны быть какие-то дополнительные факторы, контролирующие и обуславливающие эволюцию лейкосом и меланосом и, таким образом, приводящие к образованию мигматитов.

2.5. Составы плагиоклазов: наблюдения в природе, экспериментальные данные и выводы

Выводы, основанные на составе анортита в различных мигматитах, не свободны от противоречий. Принято делать некоторые гипотетические допущения, особенно если некоторые наблюдения иначе не объяснить, например закрыта система или открыта, присутствовала вода или нет. Как уже указывалось, составы лейкосом в различных мигматитах значительно варьируют — от гранитного до тоналитового, но, как установлено экспериментально, состав минимального начального расплава в системе $Qz-Og-Ab-H_2O$) всегда более или менее одинаков [6, 69, 34].

Сходство содержания анортита в плагиоклазе из прослоев мигматитов интерпретировалось как свидетельство частичного плавления [30] и также приводилось как свидетельство метаморфического происхождения лейкосом [44]. Вместе с тем различия в составе плагиоклаза лейкосом и мезосом также интерпретировались в пользу частичного плавления, хотя и с некоторыми допущениями [2].

Вообще в различных прослоях мигматитов, принадлежащих к регионально метаморфизованным комплексам, составы плагиоклазов очень близки [40, 30]. Местами плагиоклаз из лейкосомы может быть даже более кальциевым, чем плагиоклаз

из смежного прослоя мезосомы [30], тогда как в других случаях плагиоклазы мезосом более кальциевые, чем плагиоклазы лейкосом [2].

Содержания анортитового компонента в плагиоклазах контактово-метаморфических анатектических пород характеризуются различными трендами, отличными от трендов глубинных мигматитов. Плагиоклазы, кристаллизовавшиеся в контактовых ореолах, обычно имеют более богатые кальцием ядра. Они становятся более натровыми по направлению к краевым частям (Геле, устное сообщение). Менерт и Бюш [41] также наблюдали кальциевые ядра с ритмически изменяющимся содержанием анортитовой составляющей по направлению к краям кристаллов плагиоклаза на начальных стадиях мигматизации.

Перечисленные выше наблюдения прямо или косвенно связаны с проблемой петрогенезиса мигматитов. Невозможно дать удовлетворительный ответ на все эти вопросы, но я намерен обсудить некоторые факты, выявленные различными исследователями, и представленные ими интерпретации, а также изложить мои собственные взгляды, касающиеся истории плагиоклазов в мигматитах.

Миш [44] изучил составы плагиоклазов из мигматитовых гнейсов в северной части Каскадных гор, шт. Вашингтон. Эти мигматиты имеют трондьемитовый и кварц-диоритовый состав. Миш установил тесные взаимоотношения между лейкократовыми мигматитовыми гнейсами и ассоциирующимися с ними кристаллическими сланцами, парагнейсами, амфиболитами и другими породами. По мнению Миша [44], это свидетельствует о том, что мигматитовые гнейсы произошли непосредственно из их метаморфических материнских пород путем метаморфической перекристаллизации с небольшим изменением состава в сторону более натрового плагиоклаза в большинстве, но не во всех гнейсах. Взаимоотношения между плагиоклазами (а также другие данные), по-видимому, исключают возможность происхождения лейкократовых мигматитовых гнейсов за счет магматической инъекции или анатексиса. Кроме того, метаморфическая дифференциация и метасоматоз внесли вклад в развитие лейкосом, вызвав мигматизацию [44]. Миш не объяснил, почему метасоматоз и метаморфическая дифференциация активно проявлены только в лейкосомах, а не в мезосомах.

Эшуорт [2] описал мигматиты из силлиманит-калишпатовой зоны контактового ореола в районе Хантли-Портсой в северо-восточной Шотландии. В пределах этой зоны он установил два типа низкометаморфизованных мигматитов, представленных трондьемитоидами и гранитоидами, и два типа высокометаморфизованных мигматитов, представленных кордиеритовыми гранитоидами и норитовыми мигматитами. По мнению

Эшуорта [2], структурная незрелость и устойчивые котектические модальные составы указывают на то, что лейкосомы (по крайней мере в случае трондьемитоидов) произошли из расплавов. Значительные вариации состава плагиоклазов в лейкосомах свидетельствуют о том, что частичное плавление происходило в небольших закрытых системах. Предполагается, что варьирующая фугитивность воды обусловила формирование расплава в прослоях, которые были превращены в лейкосомы. Составы плагиоклаза, определенные Эшуортом [2], в мигматитах Хантли-Портсой изменяются в пределах Ap_{16} — Ap_{54} . Составы плагиоклаза в мезосомах (палеосомах по терминологии Эшуорта [2]) колеблются в пределах Ap_{27} — Ap_{54} , а составы плагиоклаза в лейкосомах и меланосомах — в пределах Ap_{16} — Ap_{39} . Характерная для мезосом тенденция содержать более кальциевый плагиоклаз по сравнению с соседними лейкосомами и меланосомами, согласно Эшуорту, не обусловлена эффектом дифференциации, скорее мезосомы изначально имели более кальциевый состав. Устойчивость мезосом является результатом заторможенной мигматизации. Эшуорт [2] подчеркивает, что данные по составам плагиоклазов исключают наложение на минеральные ассоциации процессов метасоматоза. Даже если и проявляется незначительное локальное воздействие метасоматоза, оно не способно уничтожить зональность в плагиоклазах. Сохранность зональности исключает [2, с. 669] «любую интерпретацию, согласно которой отсутствует дифференциация между плагиоклазом лейкосом и меланосом путем существенных ретроградных реакций между этими прослоями» (ср. [40]). По мнению Эшуорта, плавление происходит в условиях недосыщенности водой. Вначале плавлению подвергаются породы, содержащие плагиоклаз более натровый, чем Ap_{39} . Но только те прослои, которые изначально имели высокую фугитивность воды, могли давать достаточное количество расплава для формирования лейкосом (и меланосом на контакте с ними).

Харрис [19] описал мигматиты из массива Барусс в Центральных Пиренеях. Он определил содержание анортита в плагиоклазах из лейкосом и меланосом и попытался объяснить происхождение мигматитов различными процессами. Было установлено, что в большинстве случаев составы плагиоклазов лейкосом и меланосом одинаковы или почти одинаковы. Только в двух образцах отмечалось интенсивное (10—20%) обогащение плагиоклазов лейкосом альбитом. Наоборот, имеются другие примеры обогащения плагиоклазов лейкосом анортитом.

На основании изучения особенностей состава плагиоклазов, структуры, текстуры и минеральных ассоциаций Харрис сделал вывод, что большинство из этих мигматитов образовалось пу-

тем перекристаллизации осадочных горизонтов, сопровождающейся метаморфической дифференциацией, хотя некоторые из мигматитов, по-видимому, сформировались путем анатексиса или магматической инъекции.

Кенах и Холлистер [32] изучили мигматиты Центрального гнейсового комплекса в Береговом хребте Британской Колумбии. Были определены составы плагиоклазов из прослоев мезосом, лейкосом и меланосом. В лейкосомах и меланосомах плагиоклаз имеет состав Ap_{31} — Ap_{36} , а в мезосомах содержание анортитового компонента в плагиоклазах более высокое, Ap_{38} — Ap_{44} . Низкое содержание анортита в плагиоклазах лейкосом и меланосом исключает вероятность того, что мезосомы могли быть материнской породой для лейкосом и меланосом (однако см. [40]). Кенах и Холлистер [32] подчеркивают, что мезосома не может образоваться путем добавления лейкосомы к меланосоме, потому что содержание SiO_2 в лейкосоме выше, чем в меланосоме, где содержание SiO_2 , по существу, такое же, как в мезосоме (см. [32], табл. 2).

Менерт и Бюш [41] наблюдали почти одинаковые составы плагиоклазов в лейкосомах и мезосомах на начальной стадии мигматизации. Авторы утверждают, что изменения в содержании анортитового компонента могут происходить только в случае, если расплав отчетливо отделяется от исходного материала, и делают вывод, что в отношении плагиоклаза порода представляла собой закрытую систему.

Равновесное фракционирование компонентов плагиоклаза между расплавами (тоналитового или гранитного состава) и плагиоклазами рестита еще точно не изучено (см. выше). Оно может быть значительным, как показано на рис. 2.5. Ликвидус и солидус на рис. 2.5 могут иметь максимальные значения температур в случае тоналитовой системы. Предварительные результаты, показанные на рис. 2.8, представляют собой стадии на пути к достижению равновесных составов. Если в природных условиях расплавы и минералы рестита разделяются, должны быть ясно выраженные различия в составах образующихся плагиоклазов. По моему мнению, все наблюдения, относящиеся к составу плагиоклазов, хорошо согласуются с моделью, предполагающей изначальные различия составов прослоев материнских пород, как это было описано Йоганнесом и Гуптой [30]. Эта модель исходит из послойных преобразований и лучше всего показана авторами на их рис. 23. Различные прослои (или их части) должны рассматриваться как закрытые системы, по крайней мере по отношению к плагиоклазам (см. [41 и 42]). Термин «изохимический» не следует понимать слишком буквально. Высокие содержания калиевого полевого шпата в лейкосомах наиболее низких ступеней метаморфизма

могут указывать на (ограниченное) проявление щелочного метасоматоза.

В наиболее глубоких мигматитах с очень гомогенными плагиоклазами, по-видимому, достигалось полное повторное равновесие в процессе кристаллизации расплавов. В быстро охлаждавшихся контактовых анатектитах частично расплавленные плагиоклазы сохранили свою зональность (Геле, устное сообщение). В регионально-метаморфизованных мигматитах также иногда можно распознать нерасплавленные плагиоклазы рестита. Менерт и Бюш [41, рис. 8, а, б] приводят интересный пример зонального плагиоклаза мигматита, имеющего явно более раннее ядро. По моему мнению, степень повторного равновесия обусловлена не только временем охлаждения, но зависит также от деформации, присутствия флюидной фазы и ее состава.

2.6. Рекомендации для будущих исследований

Нет сомнений, что формирование мигматитов представляет собой сложную проблему, и еще необходимо провести много исследований, чтобы пролить свет на нерешенные вопросы. Совершенно ясно, что ни петрографические наблюдения, ни экспериментальные исследования сами по себе не могут дать удовлетворительных ответов. Чтобы побудить моих коллег, особенно молодых, к решению этих вопросов, я хотел бы указать на несколько аспектов будущих исследований.

2.6.1. Материнские породы мигматитов. Согласно модели Менерта [40] об изохимическом частичном плавлении, которая пользуется общим признанием, палеосома («мезосома» по терминологии Йоганнеса и Гупты [30]) представляет собой материнскую породу мигматитов и распадается на пегматонидные лейкосомы и обогащенные биотитом меланосомы, образующие зальбанды вокруг лейкосом (см. [41]). Эта модель основана на изучении мигматитов Уренкопф (Шварцвальд). Эти мигматиты были повторно исследованы Менертом и Бюшем [41]. В это же время я и мои сотрудники изучили семь районов развития мигматитов: Шауинсланд, Шварцвальд, ФРГ; Арвика, Западная Швеция; Граесторп, Западная Швеция; Нелауг, Южная Норвегия; Рантасалми, Южная Финляндия; Муллардох, Шотландия; Пор-Навало, Бретань, Франция. Средние составы этих мигматитов варьируют от гранитного до тоналитового и кварцитового. Составы прослоев мезосомы, лейкосомы и меланосомы проанализированы во всех этих случаях. Данные, относящиеся к мигматитам из перечисленных выше районов, не соответствуют модели Менерта [40]. Послойные мигматиты, по-видимому, образовались из слоистых парагнейсов или кри-

сталлических сланцев. Нам известны материнские породы трех упомянутых выше районов развития мигматитов: Арвика, Неллауг и Рантасалми. Модель послойных преобразований, предложенная Йоганнесом и Гуптой [30], основана на составе мигматитов и гнейсов Арвики. По моему мнению, очень важной задачей исследования мигматитов является обнаружение или (если это невозможно) реконструкция состава материнской породы. Сравнение материнской породы и мигматита даст по крайней мере общее представление о том, что происходит в процессе мигматизации материнской породы.

2.6.2. Метасоматизм. Роль метасоматизма в процессе формирования мигматитов все еще неясна. Были разработаны различные модели, объясняющие генезис мигматитов, с одной стороны, путем метасоматических, а с другой — изохимических реакций. Если вода имеет свободный доступ к породам, подвергающимся мигматизации, то должны происходить некоторые изменения валового состава. Будущие исследования могут решить, происходили ли химические изменения в региональном или локальном масштабе и каким был наиболее существенный породообразующий процесс. Здесь опять же очень важно как можно точнее знать состав материнской породы. Исследования Олсен ([48] и статья в этой книге) по балансу масс и массопереносу могут указать путь к разрешению этой проблемы.

2.6.3. Минеральный состав. Количество расплава, участвовавшего в формировании лейкосом, еще не известно даже тем петрологам, которые верят в то, что частичное плавление является наиболее важным мигматитообразующим процессом. Возможно, его было 40 или 30%, что, по-видимому, достаточно для того, чтобы нерасплавленные минералы плавали в жидкой фазе, либо он присутствовал в виде пленки, обволакивавшей зерна минералов и служившей средой транспортировки компонентов. Более точные знания о минеральном составе кристаллизовавшихся минералов и реститов помогут пролить свет на эту проблему. Ранние ядра плагиоклаза, окруженные каймами плагиоклаза различного состава, или округлые включения кварца и полевых шпатов (в полевых шпатах или кварце) могут служить особенно хорошими индикаторами реститов.

Помимо кварца и полевых шпатов биотит также является важным компонентом, изучение которого может помочь реконструировать петрогенезис мигматитов. Меланосомы часто наблюдаются по краям лейкосом, и главный минерал в них представлен биотитом. Было замечено, что при преобразовании материнских прослоев в лейкосомы биотит либо распадался на калиевый полевой шпат, кордиерит, силлиманит и т. д. (Гупта и Йоганнес, готовится к печати), либо реагировал с плагиоклазом с образованием роговой обманки [21, 20], либо перекри-

сталлизовывался в более крупные листочки, которые перемещались и концентрировались по краям, образуя меланосомы, или оставались внутри лейкосом, как «реликты» меланосом (см. истинные и реликтовые меланосомы [30]). Возникает вопрос: почему биотит перекристаллизовывается в более крупные листочки, особенно в меланосомах? И почему в одних случаях он перемещен в краевые части, а в других остается, как реликт меланосом? Пожалуй, мы сможем найти причину этих явлений, если установим:

1. Различия между первичным и перекристаллизованным биотитами и поля их стабильности.

2. Коэффициент распределения Mg и Fe между биотитом (первичным и вторичным), гранатом, кордиеритом, роговой обманкой и др.

2.6.4. Газово-жидкие включения. Наиболее важные ответы на все еще нерешенные вопросы формирования мигматитов можно получить путем изучения газово-жидких включений. Согласно предварительным наблюдениям, в лейкосомах и мезосомах могут существовать различные типы газово-жидких включений, а обогащенные водой газово-жидкие включения могут присутствовать только в лейкосомах (Туре [66] и устное сообщение).

Как показано выше, в паровой фазе, способной образовывать гранитные расплавы при относительно низких температурах, активность воды должна быть высокой. Такие флюиды могут быть обнаружены во включениях в лейкосомах. Высокие содержания хлоридов K и Na или сульфатов свидетельствовали бы о высокой обменной способности и возможности метасоматических процессов. При исследовании мигматитов изучение газово-жидких включений совершенно необходимо.

2.6.5. Деформации. Имеется относительно немного исследований, посвященных деформациям в мигматитах. Примеры, демонстрирующие важность таких исследований, приведены Эшуортом [3], Мак-Леллан [38], Флеменгом и Уайтом [14]. Если частичное плавление контролируется количеством избыточной воды и если вода привносится в некоторые особые прослойки или линзы гнейсов или кристаллических сланцев, то чрезвычайно важно изучить структурную эволюцию материнских пород в процессе мигматизации. Исходя из взаимоотношений между термальной активностью, частичным плавлением и деформациями пород [14], неанатектические лейкосомы можно отличить от лейкосом, образовавшихся путем частичного плавления [38]. Для выявления роли частичного плавления в процессе развития структурных деформаций коровых пород следует сравнить мелкие и крупные тектонические структуры мигматитов и вмещающих пород.

2.6.6. Геотермометрия. Обычно полагают, что мигматиты представляют собой продукты регионального метаморфизма высокой степени или контактового метаморфизма. Это означает, что мигматиты формируются при более высокой температуре, чем их немигматизированные материнские породы. Однако точное значение температуры начала процесса мигматизации, а также температурный интервал, доминирующий в процессе образования мигматитов в определенном складчатом поясе, не известны.

В настоящее время имеется лишь несколько определений температуры гиперсолидуса в мигматитах (см., например, [67 и 32]). Температуры субсолидуса, полученные с помощью геотермометров (распределение Mg—Fe между феррическими минералами, распределение изотопов кислорода между магнетитом, кварцем и полевыми шпатами, двуполевошпатовый геотермометр), обычно не подтверждают теорию частичного плавления. Но если эти же самые геотермометры применить отдельно по отношению к прослоям лейкосомы и соседней мезосомы, то мы можем получить различные температуры субсолидуса, например судя по распределению изотопов кислорода, температуры в лейкосомах на 30—50 °C ниже, чем в мезосомах (Хёрнес, устное сообщение).

По моему мнению, упомянутые выше геотермометры не дают максимального значения температуры, существовавшей во время мигматизации. Скорее всего, они представляют собой либо температуры, при которых имеют место перекристаллизация и обменные реакции, происходившие во время охлаждения пород, либо наложенный метаморфизм низких ступеней. Было бы еще более интересно применить эти методы для оценки степени химического обмена, происходящего при субсолидусных температурах между твердыми или между твердыми и газожидкими фазами.

Данные о фракционировании элементов или изотопов очень полезны и могут помочь пролить свет на формирование мигматитов. Плодотворным было бы применение одних и тех же методов в отношении различных прослоев мигматитов. Можно надеяться, что в будущем будет проведено больше изотопных исследований и исследований распределения элементов (особенно Fe и Mg).

2.6.7. Экспериментальные исследования. Для оценки множества экспериментальных исследований, касающихся формирования мигматитов, необходимо обратить внимание на кинетику соответствующих реакций. Как было показано выше, это особенно важно в отношении реакций плавления, в частности плагиоклазов промежуточных составов. Совершенно очевидно, что нам необходимо больше информации о химической (объемной)

диффузии в полевых шпатах. Гидротермальные исследования помогут выяснить особенности кинетики, контролирующей обмен изотопов кислорода или распределение Fe и Mg и других элементов, представляющих интерес (например, Rb и Ba [14]).

Мы еще не знаем количества и роли воды или количества и роли расплавов, участвовавших в формировании мигматитов, но эксперименты, проведенные с синтетическими и природными образцами пород [42, 10, 31], представляют весьма важными. Эксперименты, описанные Юревичем и Уотсоном, дают возможность понять тенденцию расплавов проникать в породы путем инфильтрации или аккумулироваться в более крупные образования в синтетических системах и, возможно, также в природных породах в коровых условиях.

Были разработаны очень полезные модели анатексиса пелитовых пород [65]. Такие модели должны побудить экспериментаторов к проведению как можно более точных детальных исследований, например, по растворимости мафических компонентов в гранитных расплавах или по взаимосвязанным процессам распада биотита и образования роговой обманки [21].

Для выяснения значения и степени проявления метасоматизма в процессе зарождения мигматитов необходима количественная информация о составе флюидов, сосуществовавших с природными минеральными ассоциациями. Имеются данные по обмену щелочами между паром и щелочно-полевошпатовыми фазами [49], а также по равновесию обмена катионов плагиоклаза с водными хлоридными растворами [50], но информация по составу флюидов, сосуществовавших с трехкомпонентными полевыми шпатами, отсутствует. Поскольку стало возможным определять в продуктах гидротермальных опытов составы очень мелкозернистых полевых шпатов (помимо щелочных полевых шпатов, а также и плагиоклаза) [24], можно определить (и такие исследования проводятся) равновесные составы более сложных (Na-, K- и Ca-содержащих) метасоматически активных растворов. Результаты таких исследований совместно с петрографическими наблюдениями, химическими исследованиями и изучением флюидных включений могут помочь определить роль метасоматоза в процессе формирования мигматитов. Экспериментаторам и другим исследователям предстоит еще много поработать, чтобы пролить свет на проблему формирования мигматитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Abbott R. N., Clarke D. B. (1969) Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al_2O_3 -FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a $(H_2O) < 1$. Can. Miner. 17, 549—560.

2. Ashworth J. R. (1976) Petrogenesis of migmatites in the Huntly-Portsoy area, north-east Scotland. *Mineral. Mag.* **40**, 661—682.
3. Ashworth J. R. (1979) Textural and mineralogical evolution of migmatites. In: *The Caledonides of the British Isles — Reviewed*, eds. Harris A. L., Holland C. H., Leake B. E. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond. **8**, 357—361.
4. Boettcher A. L. (1970) The system $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ at high pressures and temperatures. *J. Petrol.* **11**, 337—379.
5. Boettcher A. L., Wyllie P. J. (1968) Jadeite stability measured in the presence of silicate liquids in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *Geochim. Cosmochim. Acta* **32**, 999—1012.
6. Bowen N. L. (1913) The melting phenomena of the plagioclase feldspars. *Am. J. Sci.* **35**, 577—599.
7. Brady J. H., Yund R. A. (1983) Interdiffusion of K and Na in alkali feldspars: Homogenization experiments. *Am. Miner.* **68**, 106—111.
8. Brown M. (1983) The petrogenesis of some migmatites from the Presqu'île de Rhuys, southern Brittany, France. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, eds. Atherion M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich, 174—200.
9. Burnham C. W. (1981). The nature of multicomponent aluminosilicate melts. *Phys. Chem. Earth* **13+14**, 197—226.
10. Büsch W., Schneider G., Mehnert K. R. (1974) Initial melting at grain boundaries part II: Melting in rocks of granodioritic, quartzdioritic and tonalitic composition. *Neues Jb. Miner. Mh.* 345—370.
11. Chatterjee N. D. (1974) Crystal-liquid-vapour equilibria involving paragonite in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *Indian J. Earth Sci.* **1**, 3—11.
12. Christoffersen R., Yund R. A., Tullis J. (1983) Inter-diffusion of K and Na in alkali feldspars: diffusion couple experiments. *Am. Miner.* **68**, 1126—1133.
13. Eberhard E. (1967) Zur Synthese der Plagioklasse. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.* **47**, 385—398.
14. Fleming P. D., White A. J. R. (1984) Relationships between deformation and partial melting in the Palmer migmatites. South Australia. *Aust. J. Earth Sci.* (в печати).
15. Giletti B. J., Semet M. P., Yund R. A. (1978) Studies in diffusion-III. Oxygen in feldspars an ion microprobe determination. *Geochim. Cosmochim. Acta* **42**, 45—57.
16. Goldsmith J. R. (1982) Plagioclase stability at elevated temperatures and water pressures. *Am. Miner.* **67**, 653—675.
17. Grove T. L., Ferry J. M., Spear F. S. (1983) Phase transitions and decomposition relations in calcic plagioclase. *Am. Miner.* **68**, 41—59.
18. Gupta L. N., Johannes W. (1982) Petrogenesis of a stromatic migmatite (Nelaug, Southern Norway). *J. Petrol.* **23**, 548—567.
19. Harris N. B. W. (1974) Some migmatite types and their origins, from the Barousse Massif, Central Pyrenees. *Geol. Mag.* **111**, 319—328.
20. Henkes L., Johannes W. (1981) The petrology of a migmatite (Arvika, Varmaland, western Sweden). *Neues Jb. Miner. Abh.* **141**, 113—133.
21. Hoschek G. (1976) Melting relations of biotite+plagioclase+quartz. *Neues Jb. Miner. Mh.* 79—83.
22. Huang W. L., Wyllie P. J. (1974) Melting relations of muscovite with quartz and sanidine in the $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ system to 30 kilobars and an outline of paragonite melting relations. *Am. J. Sci.* **274**, 378—395.
23. Huang W. L., Wyllie P. J. (1975) Melting reactions in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{KAlSi}_3\text{O}_8-\text{SiO}_2$ to 35 kilobars, dry and with excess water. *J. Geol.* **83**, 737—748.
24. Johannes W. (1978) Melting of plagioclase in the system $\text{Ab}-\text{An}-\text{H}_2\text{O}$ and $\text{Qz}-\text{Ab}-\text{An}-\text{H}_2\text{O}$ at $P_{\text{H}_2\text{O}}=5$ kbars, an equilibrium problem. *Contrib. Miner. Petrol.* **66**, 295—303.
25. Johannes W. (1979) Ternary feldspars: Kinetics and possible equilibria at 800 °C. *Contrib. Miner. Petrol.* **68**, 221—230.

26. *Johannes W.* (1980) Metastable melting in the granite system Qz—Or—Ab—An—H₂O. *Contrib. Miner. Petrol.* **72**, 73—80.
27. *Johannes W.* (1983a) Metastable melting in the granite and related systems. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, eds. *Atherton M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich*, 27—36.
28. *Johannes W.* (1983b) On the origin of stromatic (layered) migmatites. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, eds. *Atherton M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich*, 234—248.
29. *Johannes W.* (1984) Beginning of melting in the granite system Qz—Or—Ab—An—H₂O. *Contrib. Miner. Petrol.* **86**, 264—273.
30. *Johannes W., Gupta L. N.* (1982) Origin and evolution of a migmatite. *Contrib. Miner. Petrol.* **79**, 114—123.
31. *Jurewicz S. R., Watson E. B.* (1984) Distribution of partial melt in a felsic system: the importance of surface energy. *Contrib. Miner. Petrol.* **85**, 25—29.
32. *Kenah C., Hollister L. S.* (1983). Anatectic in the Central Gneiss Complex, British Columbia. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, eds. *Atherton M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich*, 142—162.
33. *Kilinc I. A.* (1979) Melting relations in the quartz diorite—H₂O and quartz diorite—H₂O—CO₂ systems. *Neues Jb. Miner. Mh.* 62—72.
34. *Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F.* (1964) The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.* **69**, 759—773.
35. *Maaloe S., Wyllie P. J.* (1975) Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallisation determined experimentally with water-undersaturated conditions. *Contrib. Miner. Petrol.* **52**, 175—191.
36. *Manning D. A. C.* (1981) The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz—Ab—Or with excess water at 1 kb. *Contrib. Miner. Petrol.* **76**, 206—215.
37. *Mathews A., Goldsmith J. R., Clayton R. N.* (1983) On the mechanisms and kinetics of oxygen isotope exchange in quartz and feldspars at elevated temperatures and pressures. *Geol. Soc. Am. Bull.* **94**, 396—412.
38. *McLellan E. L.* (1983) Contrasting textures in metamorphic and anatectic migmatites: an example from the Scottish Caledonides. *J. Metamorphic Geol.* **1**, 241—262.
39. *Mehnert K. R.* (1951) Zur Frage des Stoffhaushalts anatektischer Gesteine. *Neues Jb. Miner. Abh.* **82**, 155—198.
40. *Mehnert K. R.* (1968) *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks.* Elsevier, Amsterdam.
41. *Mehnert K. R., Büsch W.* (1982) The initial stage of migmatite formation. *Neues Jb. Miner. Abh.* **145**, 211—238.
42. *Mehnert K. R., Büsch W., Schneider G.* (1973) Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspars in gneisses and granulites. *Neues Jb. Miner. Mh.* 165—183.
43. *Merrill R. B., Robertson J. K., Wyllie P. J.* (1970) Melting reactions in the system NaAlSi₃O₈—KAlSi₃O₈—SiO₂—H₂O to 20 kilobars compared with results for other feldspar—quartz—H₂O and rock—H₂O systems. *J. Geol.* **78**, 558—569.
44. *Misch P.* (1968) Plagioclase compositions and non-anatectic origin of migmatitic gneisses in Northern Cascade Mountains of Washington State. *Contrib. Miner. Petrol.* **17**, 1—70.
45. *Muehlenbachs K., Kushiro I.* (1974) Oxygen isotope exchange and equilibrium of silicates with CO₂ or O₂. *Yb. Carnegie Instn. Wash.* **73**, 232—236.
46. *Naney M. T.* (1983) Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Am. J. Sci.* **283**, 993—1033.
47. *Nord G. L., Heuer A. H., Lally J. S.* (1974) Transmission electron microscopy of substructures in Stillwater bytownites. In: *The Feldspars*, eds. *MacKenzie W. S., Zussman J.* Manchester University Press, Manchester, 522—535.
48. *Olsen S. N.* (1984) Mass-balance and mass-transfer in migmatites from the Colorado Front Range. *Contrib. Miner. Petrol.* **85**, 30—44.

49. *Orville P. M.* (1963) Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. *Am. J. Sci.* **261**, 201—237.
50. *Orville P. M.* (1972) Plagioclase cation exchange equilibria with aqueous chloride solution: Results at 700 °C and 2000 bars in the presence of quartz. *Am. J. Sci.* **272**, 234—272.
51. *Pichavant M.* (1981) An experimental study of the effect of boron on a water saturated haplogranite at 1 kbar vapour pressure. *Contrib. Miner. Petrol.* **76**, 430—439.
52. *Piwońskii A. J.* (1967) The attainment of equilibrium in hydrothermal experiments with granitic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2**, 161—162.
53. *Piwońskii A. J.* (1968) Experimental studies of igneous rock series, Central Sierra Nevada batholith, California. *J. Geol.* **76**, 546—570.
54. *Piwońskii A. J.* (1973) Experimental studies of granitoids from the Central and Southern Coast Ranges, California. *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.* **20**, 107—130.
55. *Piwońskii A. J., Martin R. F.* (1970) An experimental study of equilibrium with granitic rocks at 10 kb. *Contrib. Miner. Petrol.* **29**, 1—10.
56. *Piwońskii A. J., Wyllie P. J.* (1968) Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon. *J. Geol.* **76**, 205—234.
57. *Piwońskii A. J., Wyllie P. J.* (1970) Experimental studies of igneous rock series: 'Felsic Body Suite' from the Needle Point pluton, Wallowa batholith, Oregon. *J. Geol.* **78**, 52—76.
58. *Robertson J. K., Wyllie P. J.* (1971) Experimental studies on rocks from the Deboullie stock, northern Maine, including melting relations in the water-deficient environment. *J. Geol.* **79**, 549—571.
59. *Schairer J. F., Bown N. L.* (1955) The system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2$. *Am. J. Sci.* **253**, 681—746.
60. *Schliestedt M., Johannes W.* (1984) Melting and subsolidus reactions in the system $K_2O-CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$: corrections and additional experimental data. *Contrib. Miner. Petrol.* (в печати).
61. *Steiner J. C., Jahns R. H., Luth W. C.* (1975) Crystallization of alkali feldspar and quartz in the haplogranite system $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$ at 4 kb. *Geol. Soc. Am. Bull.* **86**, 83—98.
62. *Stewart D. B.* (1967) Four phase curve in the system $CaAl_2Si_2O_8-Si_2O_8-SiO_2-H_2O$ between 1 and 10 kilobars. *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.* **47**, 35—39.
63. *Thompson A. B.* (1974) The instability of feldspar in metamorphism. In: *The Feldspars*, eds. *MacKenzie W. S., Zussman J.*, Manchester University Press, Manchester, 645—672.
64. *Thompson A. B., Algor J. R.* (1977) Model systems for anatexis of pelitic rocks I. Theory of melting reactions in the system $KAlO_2-NaAlO_2-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Contrib. Miner. Petrol.* **63**, 247—269.
65. *Thompson A. B., Tracy R. J.* (1979) Model systems for anatexis of pelitic rocks II. Facies series melting and reactions in the system $CaO-KAlO_2-NaAlO_2-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Contrib. Miner. Petrol.* **70**, 429—438.
66. *Touret J.* (1981) Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks. *Min. Soc. Canada Short Course Handbook.* **6**, 182—208.
67. *Tracy R. J.* (1978) High grade metamorphic reactions and partial melting in pelitic schist, West-Central Massachusetts. *Am. J. Sci.* **278**, 150—178.
68. *Tsuchiyama A., Takahashi E.* (1983) Melting kinetics of a plagioclase feldspar. *Contrib. Miner. Petrol.* **84**, 345—354.
69. *Tuttle O. F., Bowen N. L.* (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$. *Geol. Soc. Am. Mem.* **74**.
70. *Van der Molen I., Paterson M. S.* (1979) Experimental deformation of partially-melted granite. *Contrib. Miner. Petrol.* **70**, 299—318.

71. *Viswanathan K.* (1972) Kationenaustausch an Plagioklasen. *Contrib. Miner. Petrol.* **37**, 277—290.
72. *von Platen H.* (1965) Kristallisation granitischer Schmelzen. *Beitr. Miner. Petrologie* **11**, 334—381.
73. *White A. J. R.* (1966) Genesis of migmatites from the Palmer region of South Australia. *Chem. Geol.* **1**, 165—200.
74. *Whitney J. A.* (1975) The effects of pressure, temperature and X_{H_2O} on phase assemblage in four synthetic rock compositions. *J. Geol.* **83**, 1—31.
75. *Winkler H. G. F.* (1961) Die Genese von Graniten und Migmatiten auf Grund neuer Experimente. *Geol. Rdsch.* **61**, 347—364.
76. *Winkler H. G. F.* (1976) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 4th edn., Springer-Verlag, New York etc.
77. *Winkler H. G. F.* (1979) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 5th edn., Springer-Verlag, New York etc.
78. *Winkler H. G. F., Breibart R.* (1978) New aspects of granitic magmas. *Neues Jb. Miner. Mh.* 463—480.
79. *Winkler H. G. F., Lindemann W.* (1972) The system $Qz-Or-An-H_2O$ within the granitic system $Qz-Or-Ab-An-H_2O$. Application to granitic magma formation. *Neues Jb. Miner. Mh.* 49—61.
80. *Winkler H. G. F., von Platen H.* (1961) Experimentelle Gesteinsmetamorphose IV. Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphisierten Grauwacken. *Geochim. Cosmochim. Acta* **24**, 48—69.
81. *Winkler H. G. F., Boese M., Marcopoulos T.* (1975) Low temperature granitic melts. *Neues Jb. Miner. Mh.* 245—268.
82. *Wyllie P. J.* (1977) From crucibles through subduction to batholiths. In: *Energetics of Geological Processes*, eds. *Saxena S. K., Bhattacharji S.*, Springer-Verlag, New York, etc., 389—433.
83. *Wyllie P. J., Tuttle O. F.* (1964) Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part III. The effects of SO_3 , P_2O_5 , HCl , and Li_2O , in addition to H_2O on the melting temperatures of albite and granite. *Am. J. Sci.* **262**, 930—939.
84. *Yoder H. S.* (1968) Albite — anorthite — quartz — water at 5 kb. *Yb. Carnegie Instn. Wash.* **66**, 477—478.

ФАЗОВЫЕ РАВНОВЕСИЯ ПРИ ЧАСТИЧНОМ ПЛАВЛЕНИИ ПЕЛИТОВЫХ ПОРОД

Джеймс А. Грант

3.1. Введение

Плавление пород представляет собой логическое продолжение нормального метаморфизма высокой ступени, и вопроса о том, происходит ли оно, не возникает: магма существует. Многие петрологи связывают развитие мигматитов с частичным плавлением и отделением жидкости от твердых фаз. Однако происхождение всех мигматитов преимущественно за счет этого процесса ни в коем случае не является аксиомой. Как недавно напомнила нам Олсен [86], при образовании мигматитов могут происходить частичное плавление, метаморфическая дифференциация, инъекция и метасоматизм, и в каждом конкретном случае могут участвовать несколько процессов [86].

Для лучшего понимания многих аспектов частичного плавления в коре полезно сравнивать выводы экспериментальных и теоретических исследований с наблюдениями над природными мигматитами, используя системы, чувствительные к изменению условий метаморфизма.

В качестве чувствительного индикатора условий метаморфизма, по крайней мере со времени пионерской работы Барроу [6], были использованы пелитовые составы, и эта их чувствительность к метаморфизму сохраняется также в области частичного плавления [34]. Пелитовые составы не только более чувствительны к изменениям условий метаморфизма, чем кварц-полевощпатовые (к которым относится большинство обычных мигматитов), но имеют и другое важное преимущество. Пелиты обычно содержат много слюды, располагая, таким образом, собственным, содержащимся в них источником компонента H_2O , который даже в отсутствие водной фазы может вызвать плавление при вполне приемлемых температурах.

Конечно, мигматиты — это не только продукты частичного плавления пелитовых пород. Если разделение твердой и жидкой фаз происходит эффективно, могут образоваться два отдельных продукта. Однако можно найти остаточные тугоплавкие «реститы», часто богатые глиноземом и бедные кремнеземом и щелочами, для которых образование в связи с частичным плавлением представляется правдоподобным [33, 40, 72]. Это также

J. A. Grant, Department of Geology, University of Minnesota, Duluth, MN 55812, USA.

возможный способ образования некоторых гранулитов [87]. С другой стороны, внедрение и подъем отщепленных расплавов может привести к образованию интрузий и экструзий пересыщенных глиноземом пород (см., например, работу Чаппела и Уайта [17] и многие из работ в сборнике под редакцией Кларка [19]).

Данный обзор охватывает некоторые аспекты фазовых равновесий при частичном плавлении пелитовых пород в широком смысле. Мы будем иметь дело главным образом с равновесиями обычных минералов — кварца, калишпата, мусковита, силикатов глинозема, биотита, кордиерита, граната, ортопироксена и шпинели, а также жидкой и газовой фаз. Обсуждаться будут в основном сравнительно простые системы, K_2O-FeO и/или $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (сокращенно KF/MASH, табл. 3.1) с CO_2 или без нее, поскольку в них встречается большин-

Таблица 3.1. Условные обозначения

Компоненты		Фазы	
C	CaO	Qtz	кварц
N	Na ₂ O	Kfs	калиевый полевой шпат
K	K ₂ O	Pfs	натровый полевой шпат
F	FeO	Mus	мусковит
M	MgO	Als	силикат глинозема Al ₂ SiO ₅
A	Al ₂ O ₃	Bio	биотит
S	SiO ₂	Cdt	кордиерит
H	H ₂ O	Gar	гранат
		Orp	ортопироксен
		Cor	корунд
		Spl	шпинель
		L	жидкость
		V	пар

Квадратными скобками [] отмечены фазы, не принимающие участия в конкретном равновесии.

ство главных типов соотношений, возможностей и неопределенностей, свойственных более сложным системам. Начнем с рассмотрения возможных равновесий при отсутствии жидкости и перейдем к плавлению при $P_{H_2O} = P_{общ}$, затем к плавлению при $P_{H_2O} < P_{общ}$ и, наконец, в условиях отсутствия флюида. Закончим обсуждением внутреннего и внешнего контроля интенсивных параметров и путей изменения состава в координатах давление — температура — время.

Этот обзор не будет касаться некоторых важных аспектов. Геобарометрия и геотермометрия по химизму сосуществующих фаз хорошо освещены в недавних обзорах Эссена [26], Ньютона [83] и Болена с коллегами [11]. Взаимодействие силикатов

и окислов более или менее детально рассмотрено только для герцининовой шпинели, и читатель отсылается прежде всего к трудам симпозиума Минералогического общества Америки 1983 г. [10, 95, 47], а также к работам Карса и др. [67], Гру [46] и Болена [11]. В данном обзоре не делается также попытки связать недавние работы по природным ассоциациям с рассматриваемыми здесь равновесиями (см. более ранний обзор такого рода [34]).

Последнее замечание, касающееся номенклатуры: в этом обзоре под термином «жидкость» понимается богатая силикатами магма, а под терминами «пар» и «флюид» — надкритический флюид. Следует отметить, что использование по отношению к мигматитам греческой терминологии сведено к минимуму, и следует иметь в виду замечания Йоганнеса [66, с. 234—235], как и предисловие Цена [133].

3.2. Субсолидусные фазовые равновесия и экспериментальные данные

Начнем с фазовых соотношений в системах KFASH и KMASH, а затем перейдем к KFMASH. Обе системы, KFASH и KMASH, имеют много общего: в отсутствие ортопироксена, ромбического амфибола и оливина равновесия Qtz—Kfs—Mus—Als—Bio—Cdt—Ggr—V таковы, как это схематически показано на рис. 3.1 (обозначения приведены в табл. 3.1). Рис. 3.1 согласуется с диаграммами Томпсона ([110], рис. 4 и [111], рис. 1, которые в основных чертах совпадают, за исключением наличия в последней замещения молекулой Чермака $Al_2Fm_{-1}Si_{-1}$) и данными Фильцойфа и Бойвина ([120], рис. 3В), т. е. инвариантная ассоциация [Mus, Орх] стабильна выше линии $Qtz + Mus = Kfs + Als + V$.

Ассоциации, содержащие ортопироксен (или ортоамфибол, или оливин), можно анализировать подобным образом при отсутствии мусковита, что приводит к соотношениям, охарактеризованным в работах Гранта [37, 40] и Фильцойфа и Бойвина ([120], рис. 7). Конечно, соотношения вокруг точки [Mus, Орх] в обоих случаях идентичны. Главный вопрос заключается в том, одинаковы ли соотношения фаз Qtz—Kfs—Als—Bio—Cdt—Ggr—Орх—V для обеих систем KFASH и KMASH (т. е. на рис. 3.2, а обе совпадают), как полагает Томпсон [111], или различны (при этом KFASH соответствует рис. 3.2, а, а KMASH — рис. 3.2, б), как полагают Фильцойф и Бойвин [120]. Чтобы ответить на этот вопрос, необходимо рассмотреть имеющиеся разрозненные экспериментальные данные.

3.2.1. KMASH. Экспериментальные данные по системам KFASH и KMASH показаны на рис. 3.3, в том числе реакции

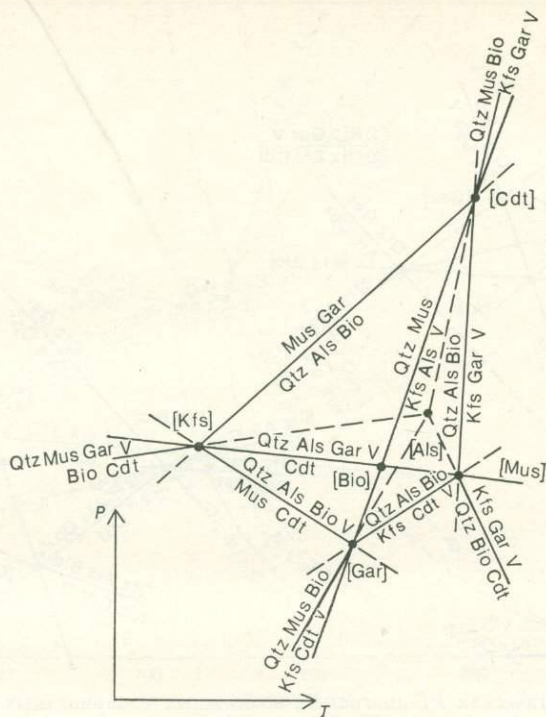


Рис. 3.1. Схематическая PT -диаграмма инвариантных и моновариантных равновесий в системе $KFMASH$ или $KMASH$ для кварцсодержащих ассоциаций с участием водяного пара, но без ортопироксена и с набором фаз Qtz , Kfs , Mus , Als , Bio , Cdt , Gar , V . Пунктирными линиями показаны метастабильные реакции. Равновесие $Qtz+Mus=Kfs+Als+V$ принято вырожденным. Инвариантные точки $[Kfs]$, $[Mus]$, $[Cdt]$ и $[Gar]$ стабильны, а $[Als]$ и $[Bio]$ метастабильны.

плавления, которые более уместно обсудить в данном разделе. Равновесия с участием $Qtz-Kfs-Mus-Als-L-V$ обычны как в $KFMASH$, так и в $KMASH$, и на этой диаграмме показаны равновесия с участием чистого мусковита (см. [111] и обсуждение рис. 3.9 в этой главе). Равновесие $Qtz+Mus=Kfs+Als+V$ заимствовано у Чаттерджи и Йоганнеса [78] (см. также [28, 3, 22]). Оно хорошо увязывается с положениями равновесий $Qtz+Mus+V=Als+L$ и $Qtz+Mus=Kfs+Als+L$ [108, 109, 63]. Солидусы $Qtz+Kfs+Mus+V=L$ и $Qtz+Kfs+Als+V=L$ располагаются непосредственно ниже солидуса $Qtz+Kfs+V=L$ [73, 63]; эта последняя линия заимствована у Шоу [105] и Болен и др. [12].

Положения равновесий $Qtz+Mus+Bio=Kfs+Cdt+V$ [104] и $Qtz+Mus=Kfs+Als+V$ [18] выше 3 кбар в системе $KMASH$

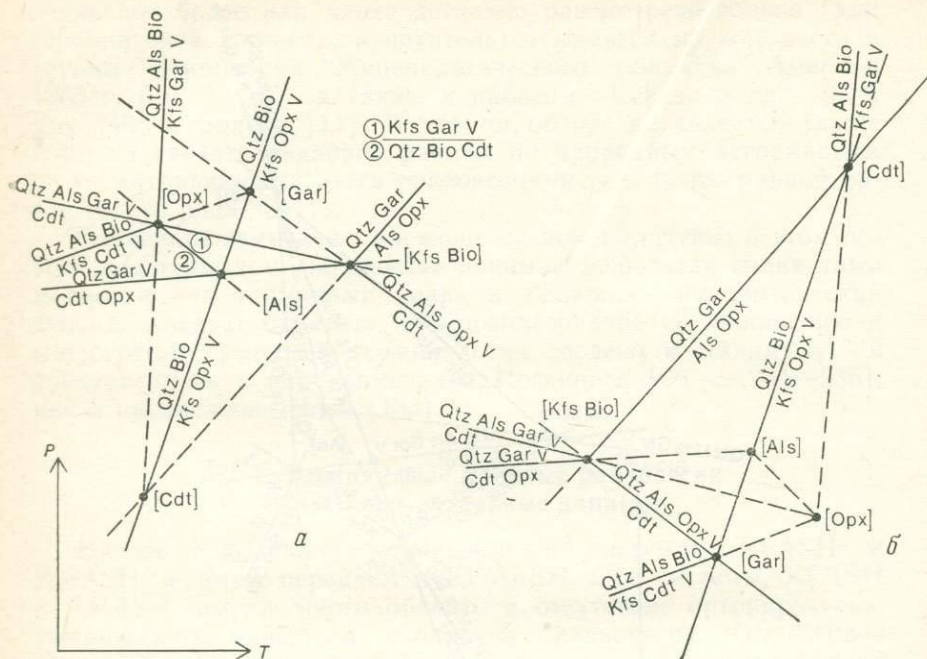


Рис. 3.2. Схематическая PT -диаграмма возможных инвариантных и моновариантных равновесий в системе KFLASH или KMASH для кварцсодержащих безмусковитовых ассоциаций с участием водяного пара и с набором фаз Qtz, Kfs, Als, Bio, Cdt, Gar, Opx, V. (По Фильцойфу и Бойвину [120], рис. 7А и 7В). Пунктирными линиями показаны метастабильные реакции. Равновесие $Qtz + Bio = Kfs + Opx + V$ принято вырожденным. *a* — инвариантные точки [Als], [Bio] и [OpX] стабильны, а [Kfs], [Cdt] и [Gar] метастабильны, при низком давлении [Kfs] совпадает с [Bio], а [Cdt] метастабильна; *b* — при высоком давлении [Kfs], [Cdt] и [Gar] стабильны, [Als], [Bio] и [OpX] метастабильны, [Kfs] также совпадает с [Bio], но [Cdt] стабильна (если эти фазы участвуют в равновесиях).

практически совпадают. Они должны пересекаться в инвариантной точке, где возникают равновесия $Qtz + Als + Bio + V = Mus + Cdt$ и $Qtz + Als + Bio = Kfs + Cdt + V$ ([104], IP2). Положение равновесия $Qtz + Als + Bio + V = Mus + Cdt$ на рис. 3.3 согласуется с экспериментальными данными как Зайферта [101], так и Берда и Фосетта [9]. Равновесие $Qtz + Als + Bio = Kfs + Cdt + V$ заканчивается плавлением на 20° ниже этой инвариантной точки, и оно показано с наклоном 10 бар/град по Шрейеру и Зайферту [100]. Кривая солидуса $Qtz + Kfs + Cdt + V = L$ (с подразумеваемым вырождением) взята у Зайферта [104] с небольшим изменением, заключающимся в том, что его определение начала плавления при 1 кбар не было принято в расчет

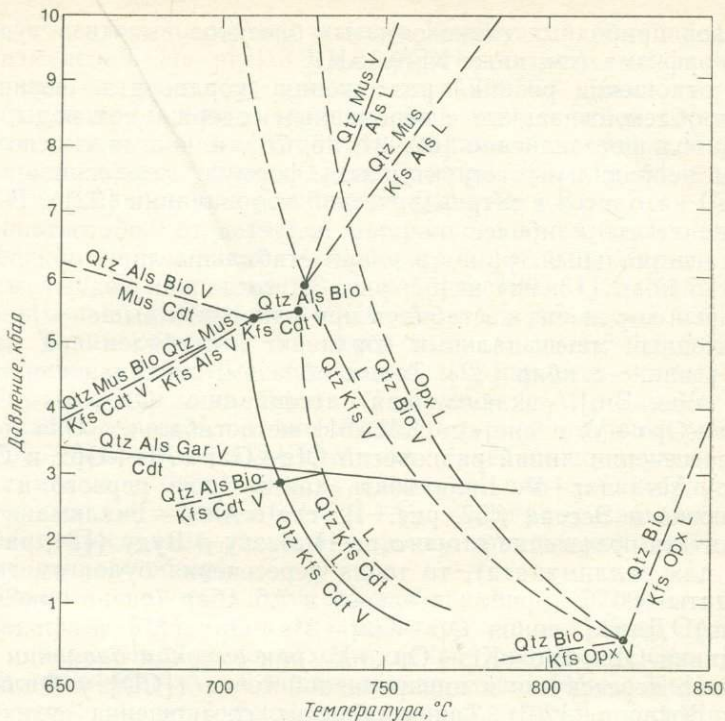


Рис. 3.3. Экспериментально определенные реакции: пунктирными линиями показаны реакции в системе KMASH и подсистеме KASH, сплошными — реакции в системе KFMASH. Источники данных и обсуждение приведены в тексте.

для приведения в соответствие кривизны этой линии с положением солидуса ассоциации $Qtz + Kfs + V = L$ и с данными Гранта и Хоффера [41] по плавлению ассоциации $Qtz + Kfs + Cdt + V = L$ в системе KFMASH. Показанные соотношения незначительно отличаются от описанных Шрейером ([99], с. 312) и Зайфертом [104]. Как отмечают упомянутые авторы, эти соотношения в области начала плавления сложны и недостаточно хорошо известны в значительной мере по причине неопределенности состава образующейся жидкой фазы, что будет обсуждаться позже. Реакция $Qtz + Bio = Kfs + Opx + V$ [76, 122, 12], приводящая к плавлению, главным образом по схемам $Qtz + Kfs + Opx + V = L$ и $Qtz + Kfs + Bio + V = L$, расположенным немного ниже линии $Qtz + Kfs + V = L$, и эти соотношения заимствованы из работы Вендландта [122] и Болен и др. [12]. Следует отметить, что «Bio» в данном случае представляет собой флогопит и что это является упрощением для области

составов природных глиноземистых биотитов высоких ступеней метаморфизма (см. ниже KFMASH).

В отношении реакций разложения кордиерита возникает ряд проблем, связанных с переменным содержанием воды, имеющей большое значение [82, 84, 75, 78], и иногда с использованием неправильных структурных формул кордиерита (где *весь* Al находится в тетраэдрической координации [32]). В данном контексте наиболее важным является то обстоятельство, что магнезиальный гранат и кварц стабильны лишь при давлениях 15 кбар [13, 98] и [57, рис. 3], тогда как водный магнезиальный кордиерит нестабилен при давлениях выше ~ 11 кбар, а безводный магнезиальный кордиерит нестабилен при давлениях выше ~ 8 кбар [82]. Таким образом, инвариантная точка [Kfs, Mus, Bio], включающая ассоциацию $Qtz + Als + Cdt + Gar + Orx + V$, в системе KFMASH метастабильна. Она лежит на пересечении линий равновесий $Qtz + Gar = Als + Orx$ и $Cdt = Qtz + Als + Gar + V$. Если взять данные для первого из них у Хенсена и Эссена ([57, рис. 1], где «Als» — силлиманит) и рассчитать положение второго по Ньютоу и Вуду ([84, рис. 5], тоже для силлиманита), то точка пересечения будет иметь координаты 600°C (приблизительно) и 7,5 кбар (очень приблизительно). Далее, линия $Qtz + Gar = Als + Orx$ [57] и продолжение линии $Qtz + Bio = Kfs + Orx + V$ при *высоком давлении* обязательно пересекутся в инвариантной точке ([CD] у Фильцофа и Бойвина [120]). Таким образом, соотношения сухих фаз в системе KFMASH соответствуют сетке рис. 7B из упомянутой работы [120], откуда взята диаграмма, приводимая здесь на рис. 3.2, б.

3.2.2. KFLASH. Некоторые детали соотношений между фазами $Qtz - Kfs - Als - Bio - Cdt - Gar - Orx - V$ в системе KFLASH обсуждаются в работе Гранта [39], откуда заимствовано многое из изложенного далее. Равновесия с участием ортопироксена, хотя и метастабильные по отношению к кварц-фаялитовым в системе KFLASH, наиболее удобны для обзора фазовых соотношений в пелитовых составах. Переход от ортопироксен-к оливинсодержащим ассоциациям в первом приближении может рассматриваться как полиморфный.

Экспериментальные данные Ричардсона [91] и Холдеуэя и Ли [59] по равновесию $Cdt = Qtz + Als + Gar + V$, а также Дэя [21] и Холдеуэя и Ли [59] по равновесию $Qtz + Als + Bio = Kfs + Cdt + V$ хорошо локализуют эти два равновесия. Инвариантная точка на пересечении этих двух реакций ([Orx] на рис. 3.2) Холдеуэем и Ли [59] была помещена в координатах 740°C и ~ 3 кбар, тогда как, по оценке автора, она может быть сдвинута до 720°C , что согласуется со всеми упомянутыми экспериментальными данными. Разумеется, разница здесь неве-

лика, и поэтому основные выводы Холдеуэя и Ли оставлены без изменений. На рис. 3.3 инвариантная точка, в качестве компромисса, помещена против точки 730°C . Наклоны двух других реакций, начинающихся у этой инвариантной точки, были рассчитаны в соответствии с выводами Холдеуэя и Ли [59] и с привлечением данных других авторов [84, 15, 54, 93, 94]. Расчетный наклон для равновесия $\text{Qtz} + \text{Als} + \text{Bio} = \text{Kfs} + \text{Gar} + \text{V}$ составляет $+340$ бар/град, а для равновесия $\text{Qtz} + \text{Bio} + \text{Cdt} = \text{Kfs} + \text{Gar} + \text{V}$ он равен -100 бар/град [37, 40], Первая реакция на рис. 3.1 пересекается с равновесиями $\text{Qtz} + \text{Als} + \text{Bio} = \text{Kfs} + \text{Gar} + \text{V}$ и $\text{Qtz} + \text{Mus} = \text{Kfs} + \text{Als} + \text{V}$ в инвариантной точке [Cdt]. Таким образом, эта точка должна иметь координаты $6 \pm 0,5$ кбар и $730 \pm 10^{\circ}\text{C}$ (возможно, она является метастабильной в отношении плавления). Ни по этим двум реакциям (рис. 3.1), наблюдающимся с низкотемпературной стороны равновесия $\text{Qtz} + \text{Mus} = \text{Kfs} + \text{Als} + \text{V}$ в этой точке, ни по другим, появляющимся при более низком давлении, чем характерное для равновесия $\text{Cdt} = \text{Qtz} + \text{Als} + \text{Gar} + \text{V}$, экспериментальных данных нет. Последние реакции, впрочем, фактически выходят за рамки данного обзора.

Обратимся вновь к температурам выше равновесия $\text{Qtz} + \text{Mus} = \text{Kfs} + \text{Als} + \text{V}$ и к инвариантной точке [Mus, Opx]. От этой инвариантной точки отходит кривая равновесия $\text{Qtz} + \text{Bio} + \text{Cdt} = \text{Kfs} + \text{Gar} + \text{V}$, а инвариантная точка [Mus, Als] лежит на пересечении этой реакции с границей поля устойчивости ассоциации кварца с глиноземистым Fe-биотитом (равновесие $\text{Qtz} + \text{Bio} = \text{Kfs} + \text{Opx} + \text{V}$, рис. 3.2, а). При давлении 2 кбар эта реакция должна иметь место при температуре около 720°C [27, 96]. Таким образом, точка [Mus, Als] должна иметь параметры примерно 735°C и 2,5 кбар при условии, что точка [Mus, Opx] расположена так, как на рис. 3.3. Напомним, что в системе KFLASH в этой реакции вместо оливина участвуют ортопироксен и (по причине глиноземистости биотита) кордиерит. Таким образом, для метастабильного эквивалента реакции с участием ортопироксена эта точка характеризуется максимальным давлением и минимальной температурой. К сожалению, по вырожденному равновесию $\text{Cdt} + \text{Opx} = \text{Qtz} + \text{Gar} + \text{V}$, также проходящему через эту точку [Mus, Als], экспериментальных данных нет. Однако оно имеет очень пологий наклон [40] и, по-видимому, пересечет реакцию $\text{Cdt} = \text{Qtz} + \text{Als} + \text{Gar} + \text{V}$ на участке с параметрами 2,5 кбар и $850-900^{\circ}\text{C}$. Эта точка пересечения [Kls, Mus, Bio] важна, так как представляет собой окончание реакции $\text{Cdt} + \text{Gar} = \text{Qtz} + \text{Als} + \text{Opx} + \text{V}$ в системе KFMASH. (Она метастабильна в отношении ассоциации кварц + шпинель, что будет обсуждаться ниже.) Очевидно, что в системе KFLASH в отличие от системы KMAASH эта инвариант-

ная точка имеет температуру выше разложения ассоциации кварц+биотит, и соответствующие фазовые равновесия безмусковитовых ассоциаций в системе KFLASH показаны на рис. 3.2, а.

Что касается реакции плавления в системе KFLASH, то Холдеуэй и Ли [59] обнаружили, что ассоциация Qtz+Kfs+Als+Bio+Cdt+V плавится при давлении около 3 кбар и температуре 710—722 °С. Эти параметры несколько выше начала плавления ассоциации Qtz+Kfs+Cdt+V в системе KFMASH [41], и вырожденное равновесие, показанное на рис. 3.3, согласуется с этими данными. (Как будет показано ниже, мы не знаем составов первых расплавов, не говоря уже об их изменениях с развитием плавления.)

В заключение этого раздела вернемся к главному пункту нашего обсуждения. Насколько можно судить, соотношения ассоциаций без ортопироксена и без расплава в системах KMASH и KFLASH в основных чертах таковы, как их обрисовали Томпсон [110, рис. 4]; [111, рис. 1], Фильцойф и Бойвин [120, рис. 3А], Грант [37, 39] и как они показаны на рис. 3.1 этой книги. Однако соотношения безмусковитовых и безрасплавных ассоциаций в системах KFLASH и KMASH различны и соответствуют рис. 3.2, а и б соответственно, которые заимствованы у Фильцойфа и Бойвина [120, рис. 7А и 7В]. Это различие связано главным образом с существенной разницей в конфигурации полей устойчивости ассоциаций кварц+пироп и кварц+альмандин.

3.2.3. KFMASH. Равновесия двух граничных систем KFLASH и KMASH согласуются с таковыми в системе KFMASH, как она охарактеризована Фильцойфом и Бойвином [120, рис. 9], по данным которых построена диаграмма рис. 3.4. Она представляет собой простую сетку реакций в системе KFMASH, близкую к построенной Грантом [34, рис. 4] с двумя поправками. Теперь известно, что инвариантная точка [Mus, Орх] является метастабильной [59], а линия равновесия Cdt+Gar=Qtz+Als+Орх+V (в системе KFMASH) должна иметь отрицательный наклон. В двух предыдущих разделах были установлены, хотя и весьма приблизительно, положения метастабильных конечных точек этой реакции, инвариантных точек [Kfs, Mus, Bio] в системах KMASH и KFLASH. Однако, исходя из данных по природным ассоциациям [34], соответствующий эквивалент этой реакции должен располагаться преимущественно в поле силлиманита (или вблизи тройной точки силикатов глинозема, если вместо ортопироксена в равновесии участвует ортоамфибол). Это согласуется с современным представлением о положении реакции с участием водного кордиерита. Действительно, ни одна из реакций в системе KFMASH не была изучена прямым экспериментом, но, исходя из данных Холдеуэя и Ли,

Устойчивость ассоциации ставролит+кварц в системе FASH ограничена температурами около 680°C [91, 31, 89], хотя Zn может стабилизировать ее до более высоких температур [107], что обсуждается, например, в работах Гранта [34] и Эшуорта [5]. Фазовые соотношения в системах Qtz—Kfs—Cdt—Gar—Orx—шпинель—сапфирин и Qtz—Kfs—Cdt—Gar—Orx—шпинель—сапфирин—озумилит обсуждались Хенсеном ([55] и [56] соответственно). Согласно Хенсену [56], озумилит, по-видимому, может существовать только при низкой $a_{\text{H}_2\text{O}}$, поглощаясь реакциями плавления при $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}}$ (см. также [8]). Ассоциация сапфирин+кварц, по-видимому, устойчива только в условиях низкой $a_{\text{H}_2\text{O}}$ при высоких давлении и температуре ([102], с. 196), хотя в области магнезиальных и бедных кремнеземом составов сапфирин имеет широкое поле устойчивости (см. также [2, 72, 24]). Корнерупин детально рассмотрен Зейфертом [103] и Шрейером [99]. Хотя эти фазы, несомненно, могут участвовать в плавлении, в данном обзоре главное внимание уделено соотношениям между более обычными минералами, а из этих фаз здесь в дальнейшем будет рассматриваться только шпинель.

В системе FASH кварц-шпинелевые ассоциации стабильны при высокой температуре [91, рис. 6]; [68]. Болен и Доллаз [10] показали, что ассоциация кварц+шпинель стабильна при температурах выше инвариантной точки при 775°C и 2,9 кбар, и отметили, что цинк и трехвалентное железо расширяют поле устойчивости этой ассоциации. Это приводит к метастабильности точки [Fe Mu Vi] Фильцойфа и Бойвина [120], и связанные с ней фазовые соотношения обсуждаются Фильцойфом [119], который, однако, предпочитает модель с более высокой магнезиальностью шпинели, а не граната. К этим данным можно добавить данные других авторов [7, 49, 50, 38], которые относятся к кварцсодержащим ассоциациям с менее магнезиальной или одинаковой по магнезиальности с сосуществующим гранатом шпинелью. В этом случае соотношения в системах FASH и FMASH таковы, как показано на рис. 3.5 для ассоциаций с участием Qtz, Als, Cdt, Gar, Orx, Spl, где Qtz, Cdt и Spl расположены на одной конноде (см. [91 и 99] о твердом растворе магнетита в герцининовой шпинели). Таким образом, предел равновесия $\text{Cdt} + \text{Gar} = \text{Qtz} + \text{Als} + \text{Orx} + \text{V}$ в системе FMASH будет соответствовать участку 3 на рис. 5 в работе Фильцойфа [119]. Если рассматривать сухие системы, то, вероятно, единственным существенным отличием будет смещение поля устойчивости кордиерита в область более низких давлений. Здесь будет достаточно отметить поправку к рис. 3.4, которой требуют соотношения, показанные на рис. 3.5.

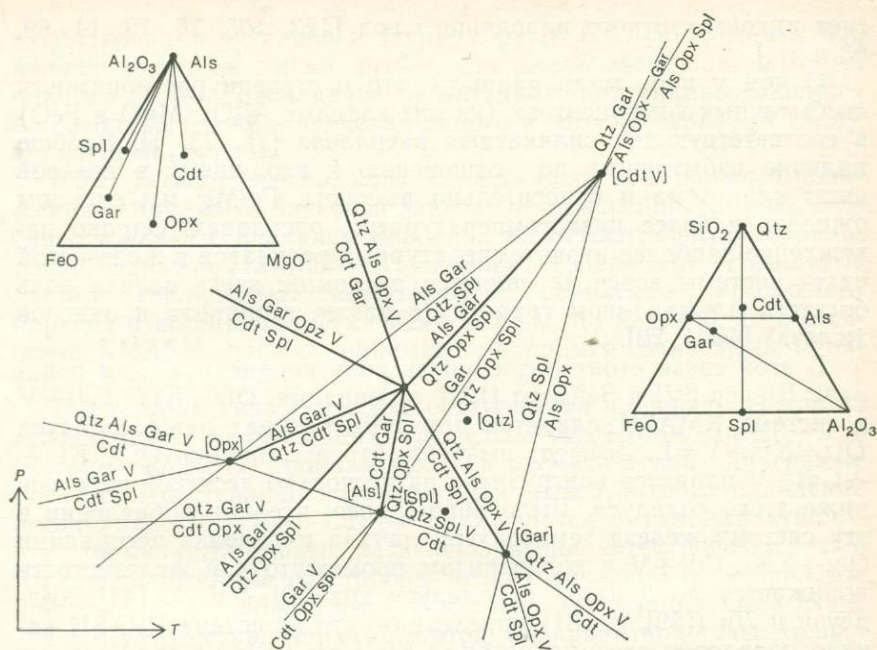


Рис. 3.5. Схематическая PT -диаграмма инвариантных и моновариантных равновесий вокруг точки $[Kfs, Mus, Bio]$ в системе $KFSH$, показанной на рис. 3.4. Равновесия в системе $FASH$ показаны тонкими линиями, а соответствующие соотношения состав — парагенезис показаны на проекции из H_2O на треугольник $Al_2O_3-FeO-SiO_2$ (справа). Точки $[Qtz]$, $[Spl]$ и $[V]$ метастабильны. Равновесия в системе $FMASH$ показаны жирными линиями, а соответствующие соотношения состав — парагенезис показаны на проекции из точек SiO_2 и H_2O на треугольник $Al_2O_3-FeO-MgO$ (слева).

3.3. Частичное плавление

При рассмотрении частичного плавления неизменно возникает несколько общих соображений, которые обсуждаются ниже, хотя для многих читателей они очевидны.

3.3.1. Состав расплавов. Наиболее неясным и спорным вопросом в изучении плавления, вероятно, является химизм силикатных расплавов и его изменения в различных системах и в различных условиях.

В общем известно, что легкоплавкие фракции пелитовых составов обычно имеют гранитный состав, т. е. содержат много нормативного кварца и полевых шпатов [123, 34, 127, 128, 30, 1]. Мы знаем, что при отсутствии в субсолидусе калиевого полевого шпата «калишпатовый компонент» может быть получен за

счет инконгруэнтного плавления слюд [123, 105, 76, 73, 14, 69, 63 и др.].

О чем у нас мало данных — это о степени растворимости «избыточных компонентов» (из них главные Al_2O_3 , MgO и FeO) в соответствующих силикатных расплавах [76, 73, 1]. Вообще наличие избыточного по отношению к входящему в полевой шпат глинозема и относительно высокого Fe/Mg мы склонны ожидать в более низкотемпературных расплавах. Однако нахождение наиболее низкотемпературных расплавов в железистой части системы вовсе *не* является аксиомой: здесь велика роль богатого алмандином граната (а также герцинита и окислов железа) [42, 1, 20].

В этой связи стоит подчеркнуть роль кордиерита. Как показали Шерер [97] и Зейферт [104], ассоциация $Qtz + Kfs + Cdt + V$ в системе $KMASH$ плавится при температурах ниже солидуса $Qtz + Kfs + V = L$. Зейферт выяснил, что ассоциация $Qtz + Kfs + Cdt + V$ плавится конгруэнтно на несколько десятков градусов ниже этого солидуса. Было обнаружено, что при добавлении в эту систему железа температура начала плавления ассоциации $Qtz + Kfs + Cdt + V$ с кордиеритом промежуточной железистости понижается до близкой к солидусу $Qtz + Pfs + V = L$ [41]. Холдеуэй и Ли ([59], с. 181) определили, что в системе $KFASH$ начало плавления ассоциации $Qtz + Kfs + Als + Bio + Cdt + V$ лежит между 710 и 722 °C при 3 кбар, что незначительно отличается от данных Гранта и Хоффера. Таким образом, даже в системе $KFMASH$, независимо от начала плавления в системе $KFASH$, по-видимому, имеется поле низкотемпературного расплава, простирающееся по крайней мере до средних значений Fe/Mg в очень небольшом интервале температур. Более того, даже в системе $KMASH$ сейчас нет достаточных оснований ожидать наличия низкотемпературных расплавов в области $Qtz - Kfs - V$ [34, 37, 40].

Значительную проблему составляет определение состава малых количеств закаленного расплава. В условиях эксперимента микронзондовому исследованию состава малых количеств закаленной жидкости вблизи соответствующего солидуса обычно мешают нерасплавленные твердые зерна, вокруг которых обычно локализуется расплав [58, с. 19], возможная миграция части железа в ампулу [42] и необходимость поправок на потерю щелочей в процессе анализа. Для природных образцов проблема также заключается в отделении расплава от твердой фазы, особенно при малой доле расплава относительно твердой фазы. Это реальная проблема [4], поскольку заметная сегрегация расплава может происходить только тогда, когда его количество превысит ~20%. Кроме того, исследователю нелегко разглядеть в ныне полностью затвердевшем агрегате признаки бывшего со-

существования расплава и твердой фазы. Следует помнить, что вблизи солидуса мигма может содержать материал, который никогда не был расплавлен, и материал, кристаллизовавшийся из расплава (даже в пределах одного и того же зерна), а также остаточный расплав.

3.3.2. Термальные барьеры. Возможность повышения и понижения термальных барьеров зависит от изменения условий, особенно в связи с влиянием давления на относительную стабильность гидратов [129, 23]. Поскольку только что упомянутые данные увеличивают возможность появления термального барьера в ассоциации $Qtz + Kfs + Cdt + V$, по крайней мере в системе $KMASH$, распространим их на пример, описанный Грантом и Хоффером [41].

Рассмотрим гипотетические соотношения в кварцсодержащих ассоциациях, включающих $Qtz + Kfs + Als + Bio + Cdt + L + V$ в системе $KMASH$, показанные на схематической диаграмме рис. 3.6. Простейшая интерпретация конгруэнтного плавления ассоциации $Qtz + Kfs + Cdt + V$ заключается в том, что существует термальный барьер, разделяющий две эвтектические системы, расположенные со стороны низких давлений от инвариантной точки (где может быть стабильна ассоциация $Qtz + Kfs + Cdt + V$). Состав жидкости в этой инвариантной точке только случайно может проецироваться на конноду $Kfs - Cdt$, поэтому в принципе имеются две возможности: либо расплав более глиноземист, чем $Kfs - Cdt$, тогда протекает реакция $Qtz + Kfs + Als + Cdt + V = L$, либо менее глиноземист, и идет реакция $Qtz + Kfs + Bio + Cdt + V = L$, как показано на этой диаграмме. Вблизи инвариантной точки происходит реакция инконгруэнтного плавления ($Qtz + Kfs + Cdt + V = Als + L$), и с появлением термального барьера она дает начало двум реакциям конгруэнтного плавления — $Qtz + Kfs + Als + Cdt + V = L$ и $Qtz + Kfs + Cdt + V = L$. Последняя более высокотемпературная реакция представляет собой термальный барьер. Следует отметить, что состав L ни в коем случае не является постоянным в данном диапазоне условий и такой возможности нельзя предполагать. Далее, вырожденность равновесия $Qtz + Kfs + Cdt + V = L$, показанная на рис. 3.3, представляет собой приближение к реакциям, подобным тем, что протекают в области более низких давлений от данной инвариантной точки.

3.3.3. Плавление с участием водного минерала. В плавлении пелитов обычно принимает участие слюда (мусковит или биотит, или тот и другой вместе), поэтому имеет смысл рассмотреть основные черты их влияния на данный процесс. Это следует сделать кратко, поскольку вопрос хорошо исследован другими авторами [14, 30, 127, 128]. Обычно в качестве примера используется плавление ассоциации кварц + мусковит по причи-

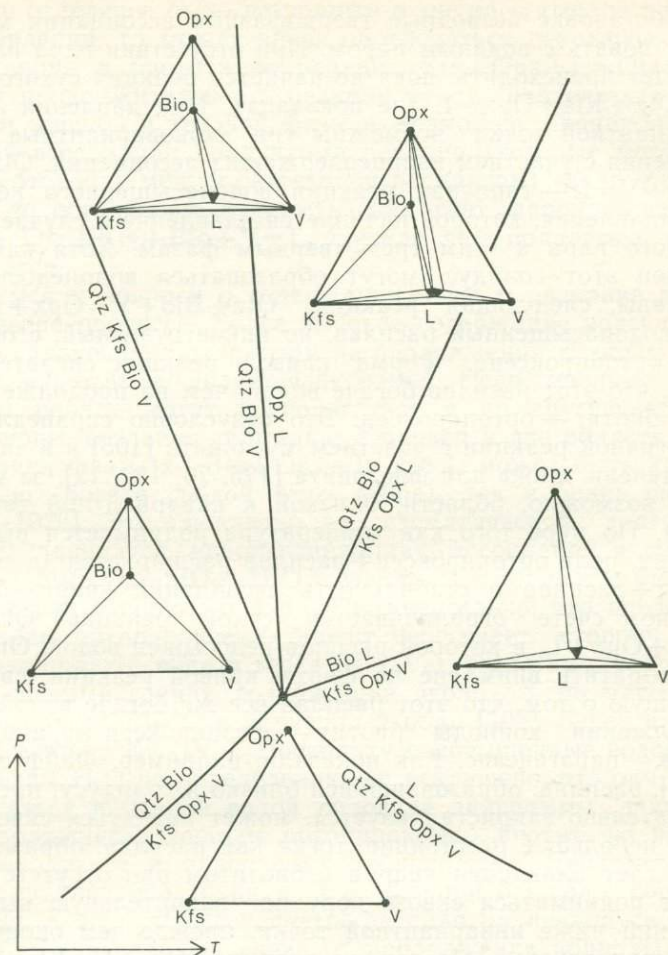


Рис. 3.7. Схематическая PT -диаграмма равновесий в окрестностях инвариантной точки в системе $KMASh$ с набором фаз Qtz , Kfs , Bio , Opx , L , V . Принято, что на проекции из точки состава кварца составы биотита и расплава лежат в одной плоскости с ассоциацией калишпат+ортопироксен+пар, а также, что низкотемпературные расплавы располагаются на богатой водой стороне от продолжения конноды ортопироксен—биотит. Заметим, что реакция $Bio+L=Kfs+Opx+V$ не затрагивает кварцсодержащие ассоциации.

тации $Qtz + Bio = Kfs + Opx + V$ заканчивается плавлением несколько ниже солидуса $Qtz + Kfs + V = L$ в инвариантной точке, из которой расходятся пять реакций, включающих плавление. При низком давлении дегидратация наступает раньше паронасыщенного плавления по реакции $Qtz + Kfs + Opx + V = L$. В та-

кой обстановке безводные твердофазные ассоциации могут существовать с водяным паром. При отсутствии пара плавление не будет происходить, пока не начнется реакция сухого плавления $Qtz + Kfs + Orx = L$ (не показана). При давлении же выше инвариантной точки возможны три моновариантные реакции плавления с участием кварцосодержащих ассоциаций. $Qtz + Kfs + Bio + V = L$ — типичная реакция водонасыщенного конгруэнтного плавления, которой начинается плавление в случае доступа водяного пара к этим трем твердым фазам. Хотя как только пройден этот солидус, могут образоваться водонедосыщенные расплавы, следующая реакция $Qtz + Bio + V = Orx + L$ также дает водонасыщенный расплав, но инконгруэнтный, с образованием ортопироксена. Форма кривой реакции свидетельствует о том, что этот расплав богаче водой, чем на продолжении конноды биотит — ортопироксен. Это безусловно справедливо для аналогичной реакции с участием мусковита [105] и в значительной степени также для флогопита [125, 76, 122, 12], за исключением, возможно, области, близкой к инвариантной точке (см. ниже). По мере того как температура поднимается выше этой реакции, поле ортопироксен + расплав расширяется за счет поля биотит + расплав и стабильность ассоциации кварц + биотит в конечном счете ограничивается сухой реакцией $Qtz + Bio = Kfs + Orx + L$, в которой расплав недосыщен водой. Опять следует обратить внимание на форму кривой реакции, свидетельствующую о том, что этот расплав все же богаче водой, чем на продолжении конноды биотит — ортопироксен на диаграммах состав — парагенезис. Как показали, например, Файф и др. [30, с. 180], расплав, образовавшийся близко к солидусу, прежде чем окончательно закристаллизуется, может подняться сквозь кору, но на небольшое расстояние, тогда как расплав, образовавшийся за счет плавления кварца с биотитом при отсутствии пара, может подниматься сквозь кору на значительную высоту, до давлений ниже инвариантной точки, прежде чем окончательно закристаллизуется. Последняя реакция, $Bio + L = Kfs + Orx + V$, снова отличается от остальных тем, что водная фаза и расплав располагаются на стороне высокого давления этой реакции, характеризующейся пологим наклоном. Здесь образуется фаза пара, которая стремится уйти в область более низкого давления, оставив позади обезвоженную ассоциацию и, возможно, вызывая плавление на меньших глубинах.

Стоит рассмотреть, как может происходить кристаллизация недосыщенного водой расплава, сосуществующего с кварцем, калишпатом и ортопироксеном при высокой температуре. Если этот расплав был изолирован от твердых фаз, он может в конечном счете образовать ассоциацию $Qtz + Kfs + Bio + V$ или $Qtz + Kfs + Orx + V$ в зависимости от пути кристаллизации. Од-

нако если отделение было не полным и мигма остывала при высоком давлении, то может вновь образоваться некоторое количество кварца и биотита по реакции $Kfs + Orx + L = Qtz + Bio$, при этом продолжительность реакции будет определяться соотношением жидкой и твердой фазы и, возможно, бронированием безводной ассоциации продуктами реакции (которые могут образовать оторочку между реститом и расплавом). Если это произойдет, то оставшаяся жидкость достигнет паронасыщенного солидуса $Qtz + Kfs + Bio + V = L$, прежде чем полностью закристаллизуется.

Вернемся к вопросу о содержании воды в расплаве в описанном выше процессе. Более высокое содержание воды в расплаве по сравнению с расплавом на продолжении конноды ортопироксен — биотит *не* является аксиомой. Недосыщенные водой расплавы вполне могут располагаться и по другую сторону этой конноды, создавая термальный барьер и две области сосуществования фаз $Qtz + Bio + Orx + L$, где L может быть как относительно богата водой (см. выше), так и бедна ей [81, с. 1022—1023]. Это показано на схематической диаграмме (рис. 3.8) ликвидуса кварцсодержащих ассоциаций в системе $KAlSi_3O_8 - MgSiO_3 - SiO_2 - H_2O$ с участием калишпата, биотита, ортопироксена и водяного пара. Примечательно, что продолжение конноды ортопироксен — биотит пересекает сторону диаграммы калишпат — вода в точке $Kfs_{0,5}V_{0,5}$, тогда как, например, водонасыщенный гранит, содержащий около 5% по массе H_2O при температуре $767^\circ C$ и давлении 2 кбар [105], будет проецироваться в точку $Kfs_{0,4}V_{0,6}$. Поскольку недосыщенные водой расплавы бедны H_2O по определению, не исключено, что они будут располагаться в бедной водой половине диаграммы, разделенной продолжением конноды ортопироксен — биотит, но все же будут находиться в равновесии с биотитом. Действительно, вблизи инвариантной точки на рис. 3.7 при 0,5 кбар, согласно Шоу [105], даже *водонасыщенный* расплав на ликвидусе $Qtz + Kfs + V = L$ расположен слева от продолжения конноды ортопироксен — биотит. В этом случае при низком давлении реакция с участием ассоциации $Qtz + Kfs + Bio + Orx + L$ должна изменяться с $Qtz + Bio = Kfs + Orx + L$ (как показано выше) на $Qtz + Kfs + Bio = Orx + L$, а с возникновением теплового барьера — на $Qtz + Bio = Orx + L$ (ср. с $Qtz + Kfs + Cdt + V = L$ на рис. 3.6). Изотермическое сечение при температуре несколько ниже этого максимума по форме должно быть близко к сечению, построенному Йодером и Кусиро [132, рис. 5] для недосыщенной кремнеземом системы. Недавняя работа Нани [81] раскрывает перспективы в этом плане. Он исследовал фазовые соотношения в гранитных системах с ферромагнезильными силикатами, включая биотит и ортопироксен. Вполне сознавая,

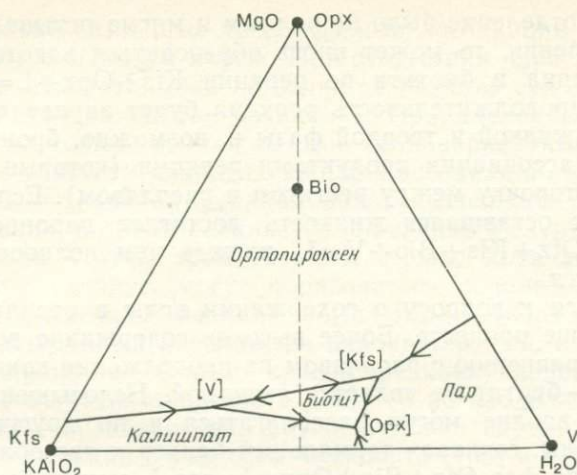


Рис. 3.8. Схематическая изобарическая «ликвидусная» диаграмма для кварц-содержащих ассоциаций в части системы KMAH с набором фаз Qtz, Kfs, Bio, Орх, L, V, где опять биотит и расплав лежат в плоскости калишпат — ортопироксен — пар на проекции из точки состава кварца (по Гранту [39]). Составы фаз нанесены в мольных процентах, а содержания MgO в расплаве для наглядности преувеличены. Валовые составы в этом несколько непривычном, но интересном в отношении пара поле (водонасыщенные составы с участием пара) будут содержать жидкость и пар, причем жидкость беднее водой, чем водонасыщенные расплавы на истинном ликвидусе. Лишь тогда, когда расплавы становятся насыщенными как паром, так и твердыми фазами, их составы (псевдотройная пограничная кривая справа внизу) достигают ликвидуса. Составы богатых силикатами расплавов ни при каких температурах не ложатся в поле пара.

что его система гораздо сложнее моделируемой здесь и что в большинстве его экспериментов отсутствовал избыток кварца, интересно сравнить его результаты с моделью рис. 3.8. Эта модель наиболее близко соответствует его данным для 200 МПа (2 кбар), приведенным в его табл. 4. Если рассмотреть лишь соотношения фаз Kfs—Bio—Орх—L—V, то видно, что при любом содержании воды ликвидусной фазой является ортопироксен, который в конечном счете всегда резорбируется. При содержаниях воды в 0,5 и 1,5% по массе последовательность фаз на ликвидусе такова: ортопироксен, калиевый полевой шпат, биотит, резорбция ортопироксена, т. е. точно такая, как показано на рис. 3.8 для составов, лежащих в поле Kfs+Bio+V и слева от конноды Орх—[V]. При содержании воды в 3,5% по массе Нани обнаружил последовательность кристаллизации ортопироксен, биотит, калиевый полевой шпат, резорбция ортопироксена — аналогичную последовательности кристаллизации составов, лежащих в поле Kfs+Bio+V между коннодой Орх—[V]

и продолжением линии Орх—Био. При содержании воды 5% по массе наблюдается последовательность ортопироксен, биотит, резорбция ортопироксена, калишпат. Она аналогична последовательности кристаллизации состава в поле Kfs+Bio+V, лежащего между продолжением конноды Орх—Био и коннодой Орх—[Kfs]. В водонасыщенных экспериментах Нани последовательность сохранялась такой же, за исключением повсеместного присутствия водяного пара. Это аналогично кристаллизации состава в поле Kfs+Bio+V, лежащего справа от линии Орх—[Kfs] на рис. 3.8. Если это сравнение имеет смысл, то следует заметить, что в инвариантной точке [V], по-видимому, будет протекать реакция $Qtz + Kfs + BiO = Орх + L$, как на рис. 3.8, а не $Qtz + Bio = Kfs + Орх + L$, как на рис. 3.7. Эти последовательности при низком и высоком содержании воды должны быть в каждом случае одинаковыми, но последовательность кристаллизации при 3,5% H_2O , по-видимому, не согласуется с последней реакцией. Вероятно, это отражает замечание Нани ([81], с. 1026—1027) о том, что при содержаниях воды выше 3% (и при высоких температурах) данная реакция не протекает и вместо нее идет реакция типа ортопироксен+жидкость+ H_2O =биотит. Подразумевается жидкость, лежащая слева от продолжения конноды ортопироксен—биотит, а также более высокие содержания воды и более высокие температуры, необходимые для сегмента Qtz—Bio—Орх—L, лежащего на рис. 3.8 между максимумом и инвариантной точкой [V].

Хотя это обсуждение ставит своей целью главным образом выяснить возможность сосуществования биотита с расплавом при низкой a_{H_2O} , оно приводит к гораздо более широкой проблеме соотношений между водонасыщенным, паронасыщенным и сухим плавлением, к которой мы вернемся позже.

Теперь достаточно сказать, что низкая a_{H_2O} может быть достигнута за счет разбавления паровой фазы CO_2 или некоторыми другими компонентами. Исходя из сетки на рис. 3.7 можно заключить, что главными результатами такого разбавления будут следующие: а) смещение равновесия реакции дегидратации $Qtz + Bio = Kfs + Орх + L$ в область более низких температур; б) смещение реакции водного плавления $Qtz + Kfs + Bio + V = L$ в область более высоких температур; в) сопутствующее смещение положения инвариантной точки в область более высоких давлений вдоль соответствующей сухой реакции, например $Qtz + Bio = Kfs + Орх + L$. Такого рода соотношения хорошо освещены в работах Керрика [69], Файфа и др. [30] и Уилли [128]. Конечно, присутствие паровой фазы может оказывать большое влияние на физические свойства системы и на возможность метасоматических процессов [62], но мы не будем здесь вдаваться в эту проблему.

3.4. Плавление при $P_{H_2O} = P_{общ}$

3.4.1. Предварительные замечания. Как и в первом разделе, мы рассмотрим равновесия в граничных системах KFLASH и KMASH. Они ограничивают возможные реакции в системе KFMASH, которые будут рассматриваться далее. Наконец, мы введем альбитовый компонент и распространим это обсуждение на систему NKFMASH. Как отметил Гринвуд [45], вариации в природных ассоциациях часто бывают меньше, чем можно было бы ожидать, исходя из многочисленных реакций на сетках, наподобие показанных в этой главе. Отчасти это связано с расширением смесимости в большинстве участвующих в реакциях фаз, так что данная моновариантная реакция может воздействовать только на небольшой диапазон составов. Значительная часть возможного диапазона составов может поглощаться относительно высокой вариантностью ассоциаций, и обычно приходится искать ассоциации низкой вариантности. (Рис. 3.22 представляет особенно хорошую иллюстрацию этого положения.) Это составляет резкий контраст с ассоциациями фаз постоянного состава. Этим объясняется и то, что в более простых системах, KFLASH или KMASH, сетки оказываются более полезными для практических целей, чем, скажем, в KFMASH, но для детального анализа сочетание граничных систем с полной в большинстве случаев необходимо.

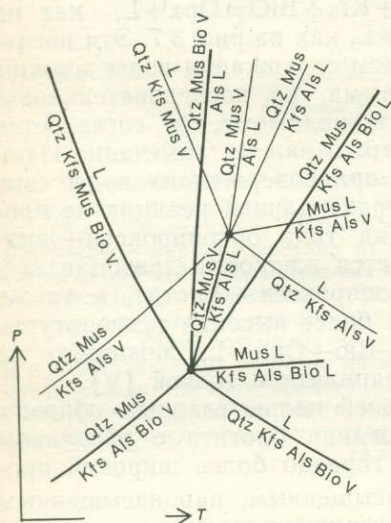


Рис. 3.9. Схематическая PT -диаграмма соотношений между Qtz , Kfs , Mus , Als , Bio , L , V в системе KFLASH (или KMASH), показанных жирными линиями, и между Qtz , Kfs , Mus , Als , L , V в системе KASH, показанных тонкими линиями (по Томпсону [111], рис. 2).

Для обеих систем, KFLASH и KMASH, начнем с модели, содержащей четыре вырожденных равновесия, а затем удалим их, чтобы подойти к более реалистическому описанию соотношений в этих двух системах. Таким образом, читатель легко может согласовать менее противоречивые более простые «вырожденные» сетки с собственными воззрениями.

Томпсон ([111], рис. 2) показал невырожденные соотношения между ассоциациями $Qtz + Kfs + Mus + Als + Bio + L + V$ в си-

стеме KFLASH и KMASH, сетки оказываются более полезными для практических целей, чем, скажем, в KFMASH, но для детального анализа сочетание граничных систем с полной в большинстве случаев необходимо.

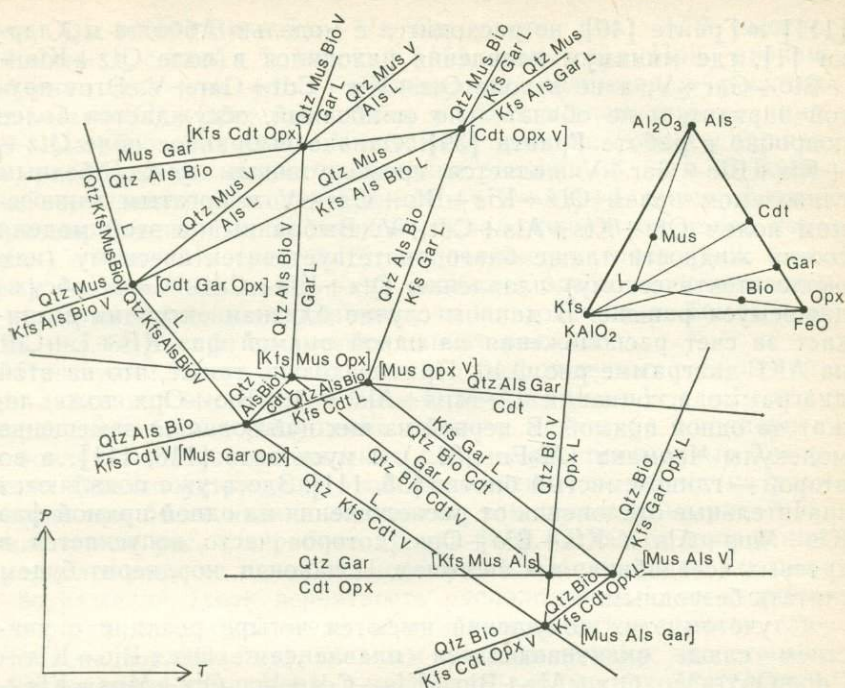


Рис. 3.10. Упрощенная схематическая PT -диаграмма инвариантных и моновариантных равновесий для кварцсодержащих ассоциаций из набора фаз Qtz, Kfs, Mus, Als, Bio, Cdt, Gar, Opx, L, V в системе KFASH. На диаграмме состав — парагенезис в координатах $KAlO_2$ — Al_2O_3 — FeO ассоциации $L+Mus+Opx$ и $Kfs+L+Cdt$ расположены на одной конноде. Принято, что кордиерит безводен.

стеме KFASH (или KMASH) и $Qtz+Kfs+Mus+Als+L+V$ в системе KASH, и из этой работы заимствован рис. 3.9. Их следует сравнить с аналогичными соотношениями на рис. 3.10—3.13.

3.4.2. KFASH. Прежде всего рассмотрим кварцсодержащие ассоциации и соотношения состав — парагенезис между фазами Kfs — Mus — Als — Bio — Cdt — Gar — Opx — L , как показано на АКФ-диаграмме рис. 3.10. (Следует помнить, что ортопироксен будет метастабильным по отношению к ассоциации кварц+фаялит в системе KFASH.) Сразу возникает вопрос о составе жидкой фазы. Низкие температуры плавления ассоциации $Qtz+Kfs+Cdt+V$ (в системах KMASH и KFMASH) по сравнению с ассоциацией $Qtz+Kfs+V$ [104, 41] и другие данные [42, 20, 119] отвечают модели с составом жидкости, лежащим в полях $Qtz+Kfs+Als+Bio+V$, $Qtz+Kfs+Cdt+Gar+V$ и $Qtz+Kfs+Mus+Bio+V$. Эта модель удовлетворяет выбору Томпсона

[111] и Гранта [40], но расходится с моделью Абботта и Кларка [1], где минимум плавления находился в поле $Qtz + Kfs + Bio + Gar + V$, а не в поле $Qtz + Kfs + Cdt + Gar + V$. Этот другой вариант, и не обязательно ошибочный, обсуждается более подробно в работе Гранта [39]. Однако выбранное поле $Qtz + Kfs + Bio + Gar + V$ является промежуточным между бедным глиноземом полем $Qtz + Kfs + Bio + Gar + V$ и богатым глиноземом полем $Qtz + Kfs + Als + Cdt + V$. Выбранный в этой модели состав жидкости также благоприятствует эвтектическому (или околоэвтектическому) плавлению $Qtz + Kfs + Cdt + V = L$, обсуждавшемуся раньше. В данном случае близкая ситуация возникает за счет расположения на одной прямой фаз $Kfs + L + Cdt$ на АКФ-диаграмме рис. 3.10. Примечательно также, что на этой диаграмме ассоциации $L + Mus + Als$ и $L + Bio + Orx$ тоже лежат на одной прямой. В первой из них наблюдается замещение молекулы Чермака ($Al_2Fm_{-1}Si_{-1}$) в мусковите [116, 111], а во второй — глиноземистый биотит [35, 111]. Здесь уже появляются значительные отклонения от расположения на одной прямой фаз $Kfs + Mus + Als$ и $Kfs + Bio + Orx$, которое часто допускается в краевых псевдобинарных системах. И наконец, кордиерит будем считать безводным.

С учетом этих допущений имеются четыре реакции с участием слюд, оканчивающиеся плавлением: $Qtz + Bio = Kfs + Cdt + Orx + V$, $Qtz + Als + Bio = Kfs + Cdt + V$, $Qtz + Mus = Kfs + Als + Bio + V$ и связывающая воду $Mus + Gar = Qtz + Als + Bio$. Равновесия, более высокотемпературные, чем $Qtz + Mus = Kfs + Als + V$, в последнее время были рассмотрены рядом авторов [59, 111, 37, 40], а соотношения на уровне этой изограды и ниже — Томпсоном [111]. Равновесия вблизи кривой $Qtz + Bio = Kfs + Cdt + Orx + V$, где происходит плавление, требуют комментариев. Если равновесия $Qtz + Gar = Cdt + Orx$ и $Qtz + Bio = Kfs + Cdt + Orx + V$ пересекаются в субсолидусе, то эти соотношения будут близки к показанным Томпсоном [111, рис. 4]. Однако реакция $Qtz + Gar = Cdt + Orx$, вероятно, протекает приблизительно при 2,5 кбар и ее кривая имеет очень пологий наклон, как было показано в предыдущем разделе для водосодержащего эквивалента. Таким образом, представляется более вероятным, что это пересечение будет иметь метастабильный характер и располагаться выше солидуса. Более того, топология в таком варианте будет близка к полученной Томпсоном для $P_{H_2O} < P_{общ}$, как показано в следующем разделе [40].

Поскольку ассоциация $Qtz + Kfs + Gar + V$ метастабильна (при $P_{H_2O} = P_{общ}$), три упоминавшиеся выше реакции с присутствием паровой фазы в начале плавления безразличны к расположению состава жидкости в поле $Otz + Kfs + Cdt + Gar + V$ или в

поле $Qtz + Kfs + Bio + Gar + V$. Сетку на рис. 3.10 можно сравнить с сеткой Томпсона [111, рис. 4]. При низком давлении две эти сетки различаются положением реакции $Qtz + Gar = Cdt + Орх$; равновесия в области окончания реакции $Qtz + Als + Bio = Kfs + Cdt + V$ остаются теми же (как и у Гранта [40, рис. 6]), а при высоком давлении реакции 35, 36 и 46 Томпсона заменяются реакцией $Qtz + Mus + V = Als + L$ просто благодаря вырожденности, вызванной расположением на одной конноде $L - Mus - Als$ (рис. 3.10), но положение точки [$Cdt, Gar, Орх$] должно быть таким, как показано здесь в соответствии с экспериментальными данными, использованными Томпсоном [111, рис. 5В] и при построении нашего рис. 3.3.

Приступим теперь к избавлению от вырожденных равновесий. При давлениях выше линии $Cdt = Qtz + Als + Gar + V$, где Fe-кордиерит нестабилен, допущение водного характера кордиерита не повлияет на моновариантные равновесия, показанные Томпсоном. Однако устранение этой вырожденности влияет на равновесия при более низких давлениях, как показано на рис. 3.11, аналогичном рис. 4 в работе Гранта [40]. Отказ от допущения о расположении на одной конноде фаз $L - Mus - Als$ не вызывает возражений (хотя вероятность расположения L со стороны калишпата от продолжения конноды мусковит — силикат глинозема не исключается) главным образом потому, что степень чермаковского замещения в мусковите вблизи окончательного разложения ассоциации кварц + мусковит, по-видимому, мала [118]. Однако устранение аналогичной вырожденности в ассоциации $L + Bio + Орх$ вызывает вопрос о парагенетических соотношениях между этими тремя фазами. Как отмечалось выше, биотиты, встречающиеся в такой обстановке, обычно отличаются значительной глиноземистостью [38, 35, 111, 59]. Как следует из построений Гранта [40] и схематических соотношений, показанных Томпсоном [111, рис. 5В], вопрос заключается в том, по какую сторону от продолжения конноды биотит — ортопироксен лежит состав жидкой фазы. Наш выбор, так же как и выбор Гранта [40, рис. 5], сделан исходя из вероятности расположения состава низкотемпературных расплавов относительно близко к калишпатовой вершине диаграммы. Томпсон [111] выбрал другой случай с последующими изменениями в трех реакциях с участием $Bio, Орх$ и L .

При таком выборе состава жидкости и устранении других вырожденных реакций равновесия в системе $KFASH$ схематически показаны на рис. 3.11, где безмусковитовые равновесия с участием $Qtz, Kfs, Als, Bio, Cdt, Gar, Орх, L$ и V приведены по Гранту [40, рис. 4], а равновесия с участием фаз $Qtz, Kfs, Mus, Als, Bio, Gar, L$ и V заимствованы у Томпсона ([111], рис. 4).

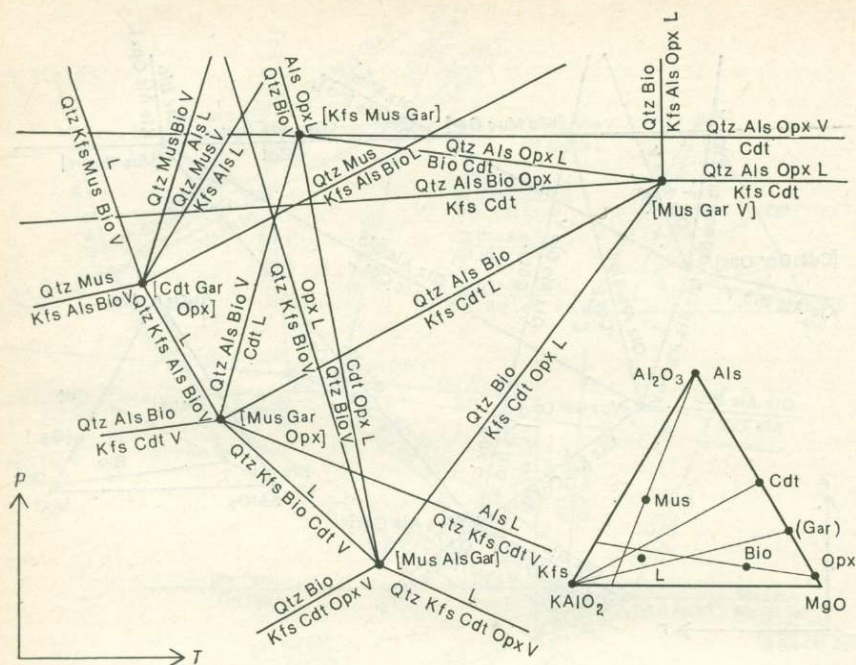


Рис. 3.13. Схематическая PT -диаграмма инвариантных и моновариантных равновесий в системе $KFMASH$ для набора фаз Qtz , Kfs , Mus , Als , Bio , Cdt , Opx , L , V . (Гранат нестабилен в этой системе в данном диапазоне давлений.) Допущения в отношении состава аналогичны принятым для системы $KFMASH$ на рис. 3.11, и парагенезисы показаны в проекции на плоскость $KAIO_2$ — Al_2O_3 — MgO .

мент может быть применен к точке $[Kfs, Mus, Gar]$ на рис. 3.13, но при более высоком давлении, поскольку там участвует водный кордиерит. [Не следует забывать обратного наклона линии равновесия $Qtz + Bio + V = Opx + L$, показанного Боленом и др. ([12], рис. 3), но соотношения здесь установлены далеко не окончательно.]

3.4.4. $KFMASH$. Соотношения в системе $KFMASH$ с участием Qtz , Kfs , Mus , Als , Bio , Cdt , Gar , Opx , L и V в интересующей нас области температур и давлений и при $P_{H_2O} = P_{общ}$ можно обсуждать в терминах соотношений состав — парагенезис, показанных на врезке в виде AFM -проекции из точки состава калишпата на рис. 3.14. Сравнительный химизм ассоциации $Bio + Cdt + Gar + Opx$ не требует особых комментариев: они приведены у Гранта [35]. Mus показан с несколько большим, чем у сосуществующего с ним « Bio », отношением Mg/Fe [116], так что вместо реакции дегидратации $Qtz + Mus = Kfs + Als + Bio + V$

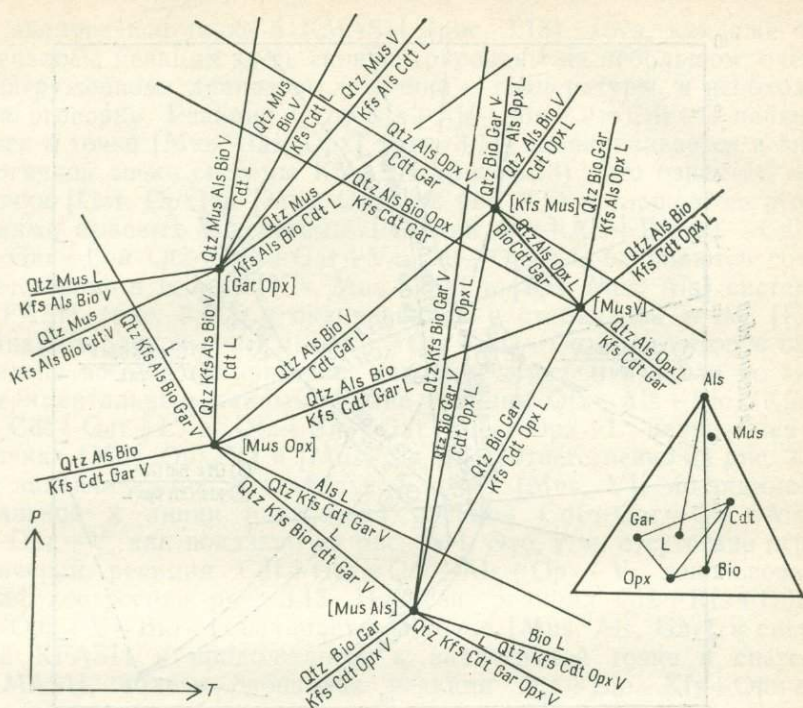


Рис. 3.14. Схематическая PT -диаграмма инвариантных и моновариантных равновесий для кварцсодержащих ассоциаций с набором фаз Qtz, Kfs, Mus, Als, Bio, Cdt, Gar, Opx, L, V в системе KFMASH. Соотношения состав — парагенезис, на которых она основана, показаны в виде проекции на плоскость AFM из точки состава калишпата. Мусковит принят несколько более магнезиальным, чем сосуществующий с ним биотит [116], а кордиерит — безводным.

на рис. 3.10—3.13 имеем $Qtz + Mus = Kfs + Als + Bio + Cdt + V$. Выбранный состав жидкой фазы лежит в полях $Qtz + Kfs + Als + Bio + Gar + V$, $Qtz + Kfs + Bio + Cdt + Gar + V$, $Qtz + Kfs + Cdt + Gar + Opx + V$ и $Qtz + Kfs + Mus + Bio + Gar + V$. Этот выбор основан на данных, обсуждавшихся выше при рассмотрении системы KFLASH, и означает, что отношение Fe/Mg в расплаве меньше, чем в гранате. Это согласуется с выводами Клеменса и Уолла [20] (ср. с данными Томпсона [111, с. 1587]) и не противоречит результатам Грина [42, табл. 1], который рассчитал $K_{Fe}^{D_{gar-liq}}$ в диапазоне 1—4. Фильцойф [119, с. 304] сообщает о гранате с отношением Fe/Mg меньше, чем в прилегающем стекле ксенолита, но весьма сомнительно, чтобы эта ситуация представляла приближение к равновесию.

Построенная с этими допущениями, включая водный характер кордиерита, схематическая диаграмма показана на рис. 3.14.

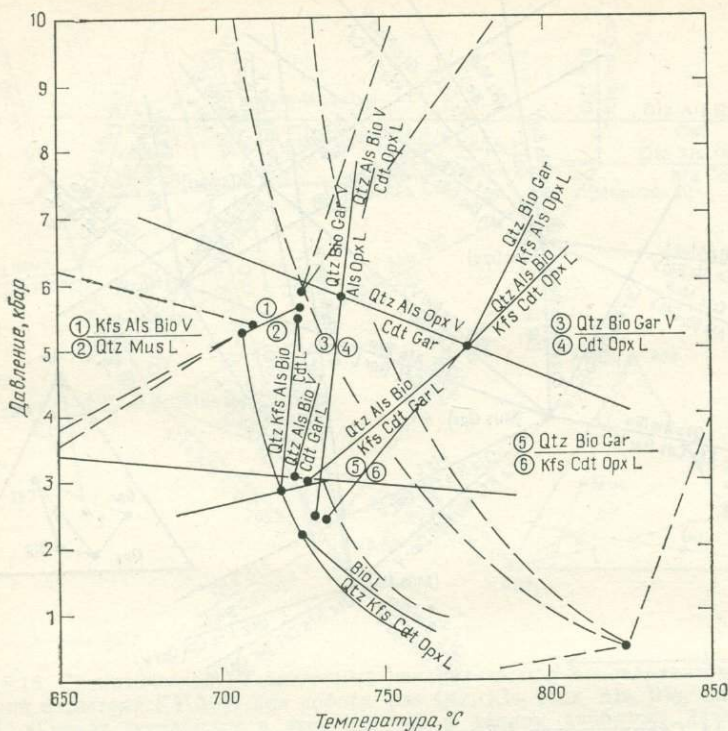


Рис. 3.15. Схема стабильных инвариантных и моновариантных равновесий в системе KFMASH, приблизительно изображенных в PT -координатах на основании диаграммы рис. 3.3 и показанных жирными линиями.

Взаимно стабильными инвариантными точками являются [Mus, Als], [Mus, Opx], [Gar, Opx], [Kfs, Mus] и [Mus, V], которые хорошо согласуются с более простым вариантом диаграммы Гранта [34, рис. 7], а соотношения вокруг точек [Mus, Opx] и [Mus, Als] такие же, как и у Гранта [40, рис. 7]. Связать это все в единую PT -диаграмму затруднительно, но такая попытка предпринята на рис. 3.15, построенном на базе рис. 3.3. Стабильны не более двух инвариантных точек, [Kfs, Mus] и [Mus, V]. Три другие точки в соответствии с реакциями в системах KFLASH и KMASH метастабильны, так что при $P_{H_2O} = P_{общ}$ стабильной остается лишь небольшая часть этой сетки, а именно следующие немногочисленные реакции. Реакция «кипения» $Qtz + Mus + L = Kfs + Als + Bio + V$, пологая кривая которой тянется от точки [Cdt, Gar, Opx] в системе KFLASH (рис. 3.11)

к аналогичной точке в *KMASH* (рис. 3.13), хотя, как уже отмечалось, реакции здесь сконцентрированы на небольшом, очень «загруженном» диапазоне давления — температуры, и необходима оговорка. Реакция $Qtz + Kfs + Als + Bio + V = Cdt + L$ начинается в точке $[Mus, Gar, Opx]$ (рис. 3.11) и заканчивается в аналогичной точке системы *KMASH* (рис. 3.13). Это означает, что точки $[Gar, Opx]$ и $[Mus, Opx]$ на рис. 3.14 поглощаются реакциями краевых подсистем. Реакции $Qtz + Als + Bio + V = Cdt + Gar + L$ и $Qtz + Bio + Gar + V = Cdt + Opx + L$ начинаются соответственно в точках $[Kfs, Mus, Opx]$ и $[Kfs, Mus, Als]$ системы *KFASH* (рис. 3.11) и оканчиваются в стабильной точке $[Kfs, Mus]$ на равновесии $Cdt + Gar = Qtz + Als + Opx + V$, которое проведено весьма эмпирически, как отмечалось в разделе по экспериментальным данным. Сухие реакции $Qtz + Als + Bio = Kfs + Cdt + Gar + L$ и $Qtz + Bio + Gar = Kfs + Opx + L$ начинаются в точках $[Mus, Opx, V]$ и $[Mus, Als, V]$ соответственно на рис. 3.11 и заканчиваются в стабильной точке $[Mus, V]$, по-видимому близкой к линии равновесия реакции $Cdt + Gar = Qtz + Als + Opx + V$, как показано на рис. 3.14. Это, т. е. отсутствие ограничений реакции $Cdt + Gar = Qtz + Als + Opx + V$, использовано для построения рис. 3.15. Наконец, реакция $Qtz + Kfs + Cdt + Opx + V = Bio + L$ начинается в точке $[Mus, Als, Gar]$ в системе *KFASH* и продолжается к аналогичной точке в системе *KMASH*, вблизи окончания реакции $Qtz + Bio = Kfs + Opx + V$ в этой последней системе.

3.4.5. *NKFMASH*. Добавление в систему альбитового компонента приводит к усложнению состава щелочных полевых шпатов и возможному образованию более реалистичного гранитного расплава [34]. Система *NKASH* была довольно детально исследована в работе Томпсона и Элгора [113], к которой читатель и отсылается.

Если принять, что в первом приближении этот альбитовый компонент входит только в полевой шпат и расплав, то единственной новой фазой будет альбитовый плагиоклаз. Реакции, подобные уже обсуждавшимся, будут протекать без изменения вариантности, но в основном при более низких температурах с альбитовым плагиоклазом на низкотемпературной стороне реакции. Такие реакции связаны с реакциями в системе *KFMASH* главным образом равновесиями с пологим наклоном и расплавом на стороне высокого давления. Они исходят из инвариантных точек, в которых сосуществуют два полевых шпата (ниже сольвуса щелочных полевых шпатов), и оканчиваются в системе *KFMASH*, смыкаясь по касательной с аналогичными реакциями в этой системе. Это показано на рис. 3.16 (по Гранту [37, 40]) для более высоких параметров, чем реакция разложения ассоциации кварц + мусковит; и связывает данные Хоф-

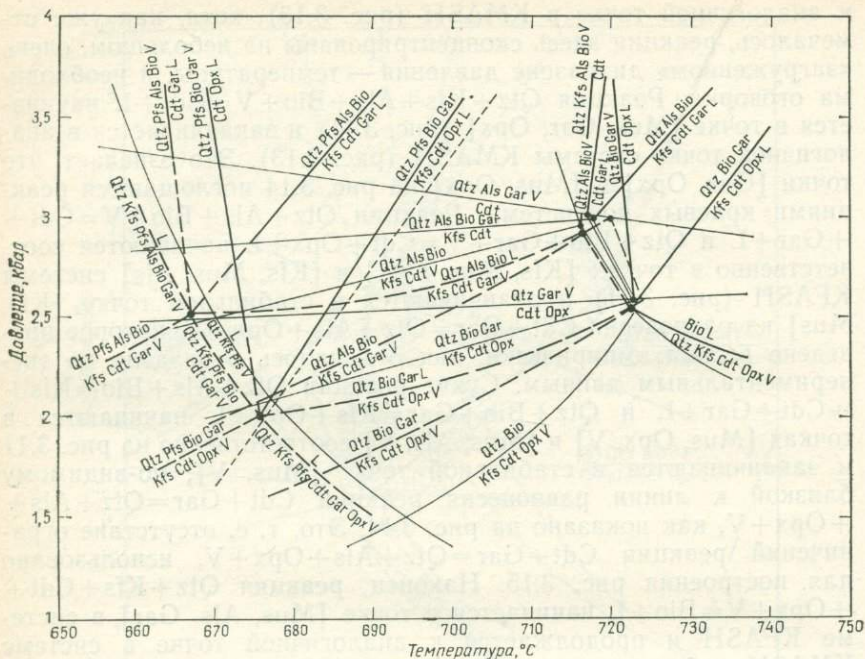


Рис. 3.16. *PT*-диаграмма инвариантных и моновариантных равновесий для кварцсодержащих ассоциаций из набора фаз Qtz, Kfs, Als, Bio, Cdt, Gar, Opx, L, V при $P_{H_2O} = P_{общ}$. Тонкие линии относятся к краевой системе KFASH и гаплогранитному солидусу $Qtz + Kfs + Pfs + V = L$ (последний показан по Таттлу и Боуэну [117] и Луту и др. [77]). Критическая кривая щелочного полевого шпата показана коротким пунктиром и проходит через центральную часть диаграммы [80, с. 243]. Жирные линии относятся к системе KFMASH (реакции с участием семи фаз главным образом в высокотемпературной части диаграммы) и к системе NKFMASH (реакции с участием восьми фаз главным образом в низкотемпературной части диаграммы). Пунктирными линиями показаны метастабильные равновесия. Диаграмма заимствована из работы Гранта ([40], рис. 8). Следует отметить, что на правом краю диаграммы точки [Mus, Opx, L] и [Mus, Als, L] в системе KFASH нанесены на 10°C ниже, чем на рис. 3.3. Две метастабильные инвариантные точки с левой стороны диаграммы ниже гаплогранитного солидуса даны по Хофферу и Гранту [58]. Здесь также кончаются реакции $Qtz + Pfs + Als + Bio + V = Cdt + Gar + V$ и $Qtz + Pfs + Bio + Gar + V = Cdt + Opx + L$.

фера и Гранта [58] по реакциям $Qtz + Pfs + Als + Bio + V = Cdt + Gar + L$ и $Qtz + Pfs + Bio + Gar + V = Cdt + Opx + L$ с только что обсуждавшейся системой KFMASH.

Эти рассуждения можно продолжить и далее, введя анортитовый компонент и получив еще более точное приближение к реальности. При этом вообще никаких новых фаз не возникнет, а если так, то вариантность возрастет на единицу, расши-

рив поля устойчивости ассоциаций в сторону более высоких температур. Для системы CNKASH эти соотношения подробно рассмотрены Томпсоном и Трейси [114] и (для гранитных составов) Винклером и др. [124].

В то время как добавление альбитового и анортитового компонентов явно делает модель более реалистичной в отношении температур, давлений и составов расплава, система KFMASH остается наиболее полезной, когда дело касается понимания процессов частичного плавления в пелитовых породах.

3.5. Плавление при $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{общ}}$

Обратимся теперь к сравнимым равновесиям в обстановке, где присутствует водяной пар, но он растворен в веществе, которое имеет низкую растворимость в силикатном расплаве. Изучение флюидных включений показывает, что таким наиболее обычным растворителем является CO_2 , но имеются сведения о присутствии также CO , CH_4 и N_2 [115, 60, 70, 71, 130].

Если это вещество-растворитель присутствует только в жидкой и газовой фазах, реакции дегидратации приобретают степень свободы и в общем смещаются к более низким температурам [69, 128]. Реакции плавления в присутствии газовой фазы также получают степень свободы и в зависимости от степени преобладания в газовой фазе вещества-растворителя смещаются к более высоким температурам. (Такие реакции, как $\text{Bio} + \text{L} = \text{Kfs} + \text{Opx} + \text{V}$ на рис. 3.7 с пологим наклоном, расплавом на стороне высокого давления и паром на стороне низкого, должны смещаться к более высоким давлениям.) Если вещество-растворитель имеет пренебрежимо малую растворимость в расплавах, реакции без участия паровой фазы испытают соответственно пренебрежимо малые изменения. Если эта растворимость довольно заметная, то даже реакции плавления без пара получат степень свободы и в общем будут смещаться к более низким температурам [122, 40].

Рассмотрим случай пренебрежимо малой растворимости вещества-растворителя в расплаве. Эволюция равновесий в системе KFMASH при низких давлениях в такой обстановке рассматривалась Грантом [36, 40] и здесь будет лишь кратко затронута. Как было убедительно показано Холдеуэем и Ли [59], равновесия $\text{Qtz} + \text{Als} + \text{Bio} = \text{Kfs} + \text{Cdt} + \text{Gar} + \text{V}$ в системе KFMASH и $\text{Qtz} + \text{Bio} + \text{Cdt} = \text{Kfs} + \text{Gar} + \text{V}$ в системе KFLASH близ точки 3 кбар при $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}}$ метастабильны. В модели, предложенной в предыдущем разделе, таково равновесие $\text{Qtz} + \text{Bio} + \text{Gar} = \text{Kfs} + \text{Cdt} + \text{Opx} + \text{V}$, а равновесие $\text{Qtz} + \text{Bio} + \text{Cdt} = \text{Kfs} + \text{Gar} + \text{V}$ метастабильно. Рассмотрим рис. 3.16. По мере

понижения P_{H_2O} реакция $Qtz + Bio + Cdt = Kfs + Gar + V$ (пунктирная линия в правой части рис. 3.16) смещается к более низким температурам между реакциями $Qtz + Als + Bio + Gar = Kfs + Cdt$ и $Qtz + Bio + Gar = Kfs + Cdt + Opx$, в которых отсутствует пар и расплав. Две другие моновариантные реакции дегидратации, $Qtz + Als + Bio = Kfs + Cdt + Gar + V$ и $Qtz + Bio + Gar = Kfs + Cdt + Opx + V$, становятся стабильными и расширяют свои поля устойчивости между низкотемпературным началом в системе KFLASH и высокотемпературным окончанием на сухих реакциях плавления в системе KFMASH ($Qtz + Als + Bio = Kfs + Cdt + Gar + L$ и $Qtz + Bio + Gar = Kfs + Cdt + Opx + L$ на рис. 3.16). В настоящей модели это приводит к появлению наиболее низкотемпературных расплавов, развивающихся от системы KFLASH до системы KFMASH по мере понижения P_{H_2O} , а ассоциация $Qtz + Kfs + Gar + V$ становится стабильной в соответствии с допущением о более высоком отношении Fe/Mg в гранате, чем в расплавах. Это показано на схематических диаграммах рис. 3.17, а—в при последовательно снижающемся P_{H_2O} (по Гранту [40, рис. 9]).

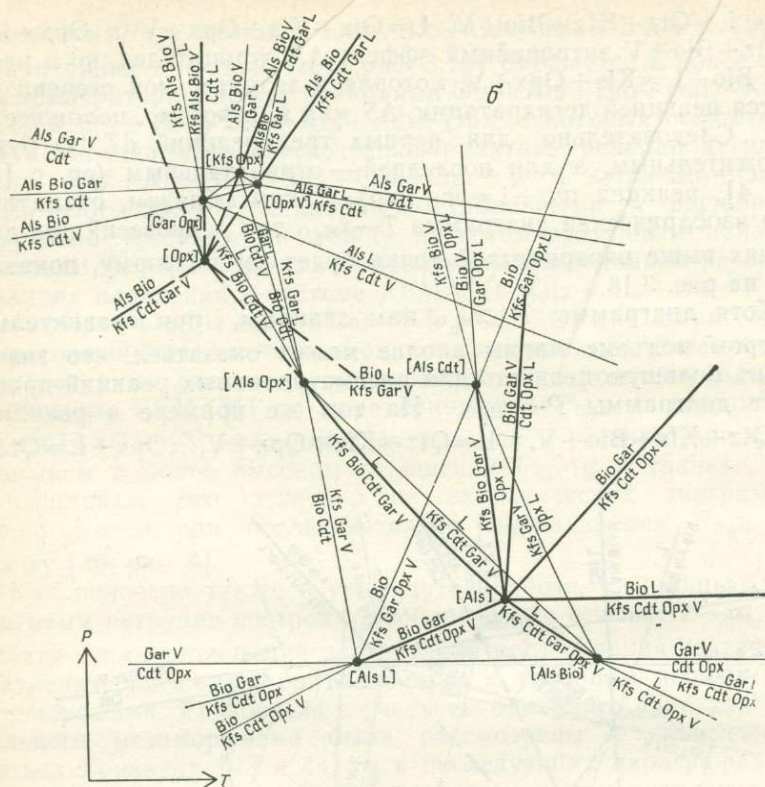
Как показано также в упомянутой работе, с помощью этих диаграмм нетрудно построить изобарические сечения $T-x_{H_2O}^{пар}$, и такие схемы равновесий полезны для исследования частичного плавления, поскольку они относятся к условиям нормального метаморфизма. Равновесия с участием бинарного пара для нормального метаморфизма были рассмотрены в классических статьях Гринвуда [43 и 44], и в последующих параграфах эта тема будет расширена, чтобы охватить реакции плавления. По Гринвуду, для реакции, записанной как $aA = bB + v_w w + v_d d$, где a молей A реагируют с образованием b молей B и v_w и v_d молей компонентов w (H_2O) и d (вещество-растворитель в виде идеального газа при $v_w + v_d \geq 0$, а $|v_w| + v_d = 1$), наклон линии равновесия при постоянном давлении определяется соотношением

$$\left(\frac{\partial T}{\partial x_d}\right)_P = \frac{RT}{\Delta S_r} \left(\frac{v_d}{x_d} - \frac{v_w}{x_w}\right),$$

а при постоянной температуре выражением

$$\left(\frac{\partial P}{\partial x_d}\right)_T = -\frac{RT}{\Delta V_r} \left(\frac{v_d}{x_d} - \frac{v_w}{x_w}\right),$$

где x_w и x_d — мольные доли обоих веществ в окружающем поле; ΔV_r и ΔS_r — объемный и энтропийный эффекты реакции, а R — газовая постоянная. Примем сначала, что вещество-растворитель имеется только в газовой фазе. По примеру равновесий рис. 3.7 реакции плавления имеют $v_d = 0$ и $v_w = 1$. В реак-



+Bio+V и $\text{Bio}+\text{L}=\text{Kfs}+\text{Orx}+\text{V}$ объемный эффект ΔV положительный. Таким образом, на диаграмме $P-x_{\text{H}_2\text{O}}$ (рис. 3.19), построенной для температур выше инвариантной точки на рис. 3.7, все эти четыре реакции будут иметь положительный наклон. Заметьте, что на рис. 3.18 реакция дегидратации $\text{Qtz}+\text{Bio}=\text{Kfs}+\text{Orx}+\text{V}$ имеет отрицательный наклон, тогда как на рис. 3.19 ее наклон положительный.

Отбросим теперь условие о пренебрежимо малой растворимости вещества-растворителя в расплавах [62], но сохраним допущение о пренебрежимо малой растворимости его в твердых фазах (т. е. в случае, если это CO_2 , карбонаты отсутствуют). Тогда мольная доля вещества-растворителя в паре, принимающая участие во всех реакциях, где имеется жидкость, будет отличаться от нуля, но, конечно, будет мала, если мала его растворимость в расплаве. В подобном случае на диаграммах $T-x$ и $P-x$ линии равновесия будут испытывать перегибы вблизи ординаты H_2O , где состав пара в реакции будет таким

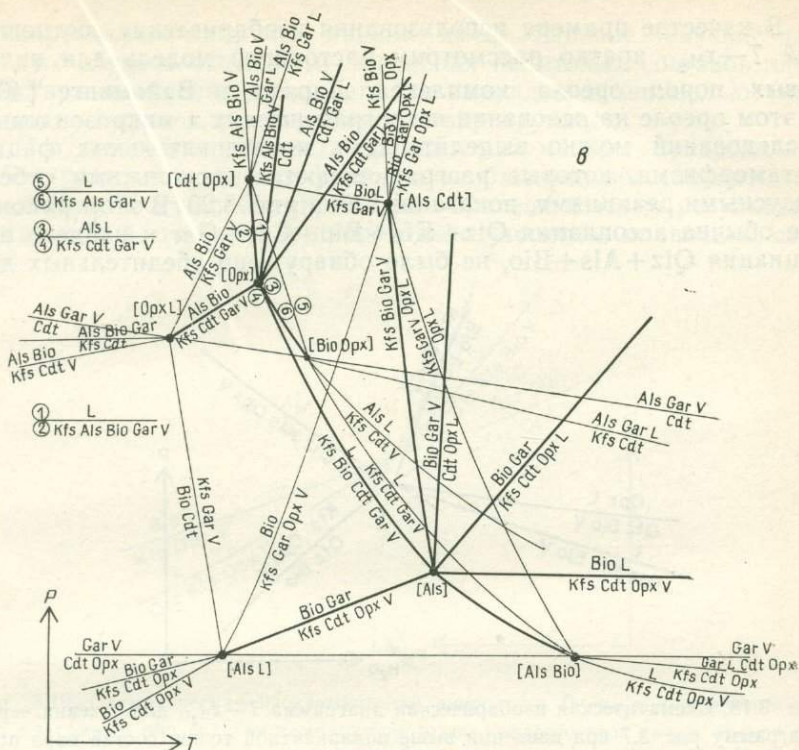


Рис. 3.17. Схематические PT -диаграммы инвариантных и моновариантных равновесий для кварцсодержащих ассоциаций из набора фаз Qtz, Kfs, Als, Bio, Cdt, Gar, Opx, L, V в системах KFLASH (тонкие линии) и KFMAASH (жирные линии). Пунктирными линиями выделены некоторые метастабильные равновесия. $a - P_{H_2O} = P_{общ}$, $b - P_{H_2O} < P_{общ}$, $v - P_{H_2O} \ll P_{общ}$. Занимствовано из работы Гранта ([40], рис. 9A, B и C). Диаграмма a детально показывает соотношения в высокотемпературной части рис. 3.16. Показанные на диаграмме b соотношения в KFLASH при низком давлении такие же, как у Томпсона [11], рис. 4, за исключением различия парагенетических соотношений между расплавом, биотитом и принятым составом ортопироксена (см. текст).

же, как и в окружающей среде; при этом на реакциях с отрицательным наклоном, изображенных на рис. 3.18 и 3.19, образуются максимумы, а на реакциях с положительным наклоном — минимумы.

Наконец, если имеются гидраты, как в данном примере, и если жидкость может эволюционировать до низких содержаний воды, то там, где паровая фаза переходит с одной стороны реакции на другую, появятся дополнительные максимумы или минимумы [61].

В качестве примера использования изобарических соотношений $T-x_{H_2O}$ кратко рассмотрим настоящую модель для пелитовых пород ореола комплекса Ларами в Вайоминге [40]. В этом ореоле на основании петрографических и микронзондовых исследований можно выделить семь последовательных фаций метаморфизма, которые разграничиваются несколькими субсолидусными реакциями, показанными на рис. 3.20. В этом районе, где обычна ассоциация $Qtz + Kfs + Bio + Cdt + Gar$ и найдена ассоциация $Qtz + Als + Bio$, не было обнаружено убедительных до-

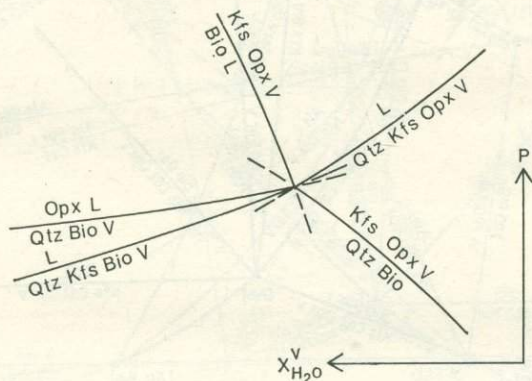


Рис. 3.18. Схематическая изобарическая диаграмма $T-x_{H_2O}$ для сечения через диаграмму рис. 3.7 при давлении выше инвариантной точки; состав пара принят бинарным.

казательств стабильности ассоциации $Als + Bio + Gar$. Далее, кварц + шпинель и $Qtz + Als + Bio$ контактируют друг с другом и существуют в одной и той же породе. Реакция $Kfs + Als + Gar = Qtz + Bio + Spl$ и разложение ассоциации $Qtz + Als + Bio$ происходят раньше, чем становится стабильной ассоциация $Kfs + Cdt + Gar$, а парагенезис $Kfs + Cdt + Opx$ появляется в кварцсодержащих ассоциациях в то время, когда среди бескварцевых ассоциаций еще стабилен парагенезис $Kfs + Bio + Gar$. Таким образом, субсолидусные соотношения в системе KFLASH должны быть модифицированы путем расширения поля устойчивости кварц + шпинель в сторону более низкой температуры, по-видимому, в связи с присутствием в этих шпинелях 5–10% (мольных) магнетита. Это отражено на изобарической диаграмме рис. 3.20, которая построена для давлений 3–3,5 кбар с учетом строжайших ограничений, налагаемых реальными составами кордиерита.

Можно отметить, что часть равновесий, изображенных на этом рисунке, бескварцевые. Снятие ограничения, связанного

с неперменным наличием кварца, имеет большое значение для многих случаев частичного плавления пелитовых составов, способствуя появлению ассоциаций с корундом и шпинелью (как в данном случае), сапфирином или корнерупином.

Эта последовательность фаций, разумеется, представляет собой результат метаморфизма, и необходимо восстановить последовательность событий, которые привели к этому результату. О том, что в этом ореоле происходило частичное плавление, сви-

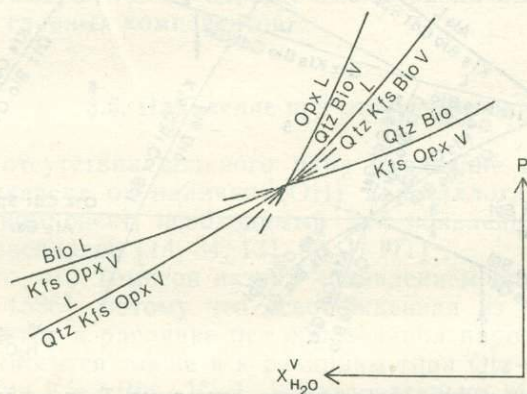


Рис. 3.19. Схематическая изотермическая диаграмма $P-x_{H_2O}^V$ для сечения через диаграмму рис. 3.7 при температуре выше инвариантной точки; состав пара принят бинарным.

детельствуют некоторые наблюдения, в частности наличие лейкосом, богатых калиевым полевым шпатом, и комплементарных им бедных кремнеземом реститов, а также фазовые соотношения, указывающие на протекание серии перитектических реакций при охлаждении. На рис. 3.20 для ясности выше солидуса изображены лишь интересующие нас реакции. Показан один из возможных путей в координатах $T-x_{H_2O}$ с течением времени для ассоциаций, сформировавших фацию 6, чтобы подчеркнуть, что то, что мы видим теперь, есть результат истории метаморфизма, плавления, сегрегации и перекристаллизации в условиях субсолидуса.

Поуэлл [87, 88] эффективно использовал этот подход при рассмотрении внутренних и внешних буферов, о чем пойдет речь дальше. Здесь представляется целесообразным заметить лишь, что соотношения $T-a_{H_2O}$ (или $P-a_{H_2O}$) действительно могут быть полезны при обсуждении равновесий как с участием пара, так и сухих. Как отмечает Поуэлл, активности летучих веществ могут быть легко определены даже в условиях отсутствия пара.

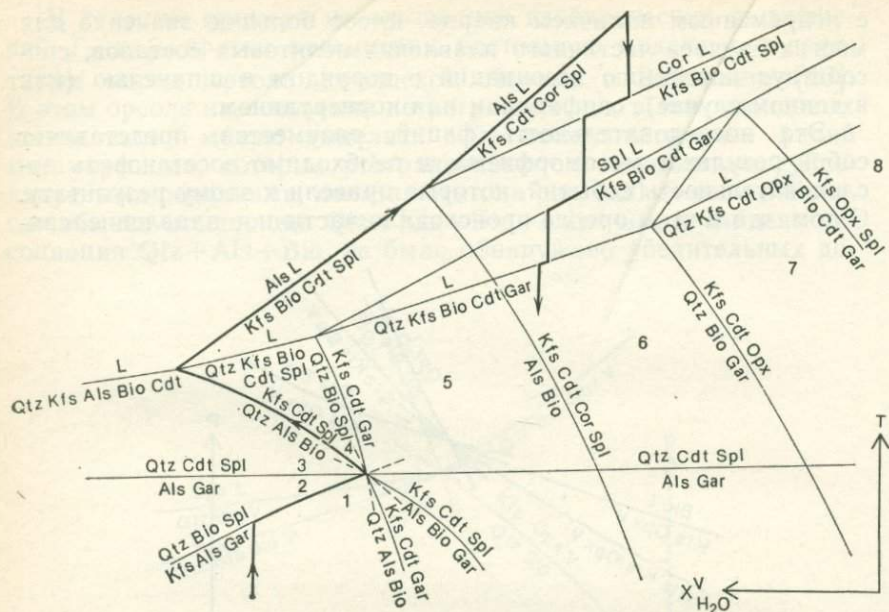


Рис. 3.20. Схематическая изобарическая диаграмма $T-x_{H_2O}$ для некоторых равновесий в системе KFMASH, сопоставляющихся с развитием семи фаций, выделенных среди метapelитовых пород в ореоле анортозитового комплекса Ларами (по Гранту [38, 40]). Жирной линией показан единственный путь в координатах время — $T-x_{H_2O}$, который могла пройти ассоциация нынешней фации 6.

Далее, поскольку стандартный химический потенциал H_2O в сосуществующих жидкости и паре одинаков, активности H_2O в этих фазах должны быть такими же, как и при равновесии. Однако соотношения между активностью и мольной долей или парциальным давлением для этих двух фаз должны существенно различаться [62]. Этот общий вопрос соотношения термодинамических и аналитических концентраций можно встретить даже в обсуждении Поуэлла. Используемые диаграммы $T-a_{H_2O}$ не очень отличаются от диаграмм $T-x_{H_2O}$. В работе Поуэлла [87, рис. 3] некоторые из реакций не уравниваются без газовой фазы (например, $hb + q = orx \pm g, pl$): это реальные соотношения, отражаемые диаграммой $T-x_{H_2O}$.

Поуэлл [87, с. 137] высказывает также предположение, что недосыщенный водой расплав может способствовать дегидратации толщи породы, в которой он образуется или через которую проходит при подъеме к более низким давлениям. Насколько эффективно будет протекать дегидратация, в каждом случае

зависит от наличия H_2O , доставляемой диффузией или флюидным потоком, а также от степени дисперсности или локализации расплава (канализации, если расплав мигрирует). В случае дегидратации на месте можно обнаружить находящиеся совместно палеосому и неосому, которые различаются только по содержанию H_2O . Хотя такая возможность существует, примеры этого найти трудно. Что касается более обычных вещей, представляется, что залегающие рядом мигматиты и «обыкновенные» метаморфические породы имеют различные составы в отношении главных компонентов.

3.6. Плавление при отсутствии пара

При отсутствии водяного пара плавление в пелитовых составах зависит от наличия (ОН) кристаллогидратов, дающих водный компонент, необходимый для появления низкотемпературных расплавов [14, 34, 131, 92, 1, 111].

Это то, что Томпсон назвал «плавлением при дегидратации» [111, с. 1586], потому что освобожденная из гидратов «вода» растворяется в расплаве без образования паровой фазы. Однако это относится также и к реакциям типа $Qtz + Bio + V = Orx + L$ и $Qtz + Kfs + Bio + V = L$, и, следовательно, выражение «плавление при отсутствии пара» будет использоваться здесь.

Главными характеристиками таких реакций, как $Qtz + Bio = Kfs + Orx + L$ или $Qtz + Mus = Kfs + Als + L$, являются следующие: а) для них не требуется водяного пара; б) они образуют недосыщенные водой расплавы; в) эти расплавы, прежде чем они закристаллизуются, могут подниматься сквозь кору на значительные расстояния (а при реакциях типа $Bio + L = Kfs + Orx + V$ могут вскипать). (Более подробно об этом см. работы Томпсона [111] и Уилли [127, 128].) Более того, по сравнению с равновесиями, в которых участвует паровая фаза, сухие ассоциации могут вызвать значительно меньшее число моновариантных реакций.

Сухие, без участия пара, равновесия в системе KFASH можно видеть на рис. 3.10 и 3.11. Равновесия около точки [Mus, Orx, V] аналогичны изображенному Томпсоном [111, рис. 6B] для случая вырожденного равновесия и Абботтом и Кларком [1, рис. 4, e] для случая невырожденного равновесия.

Однако в системе KMASH вследствие ограниченности стабильности кварца с пиропом лишь высокими давлениями инвариантная точка, включающая $Qtz + Kfs + Als + Bio + Cdt + Gar + L$, которая эквивалентна точке g на рисунке Абботта и Кларка ([1], рис. 4) и инвариантной точке с параметрами около $800-900^\circ C$ и $8-8,5$ кбар на рисунках в работе Томпсона [111,

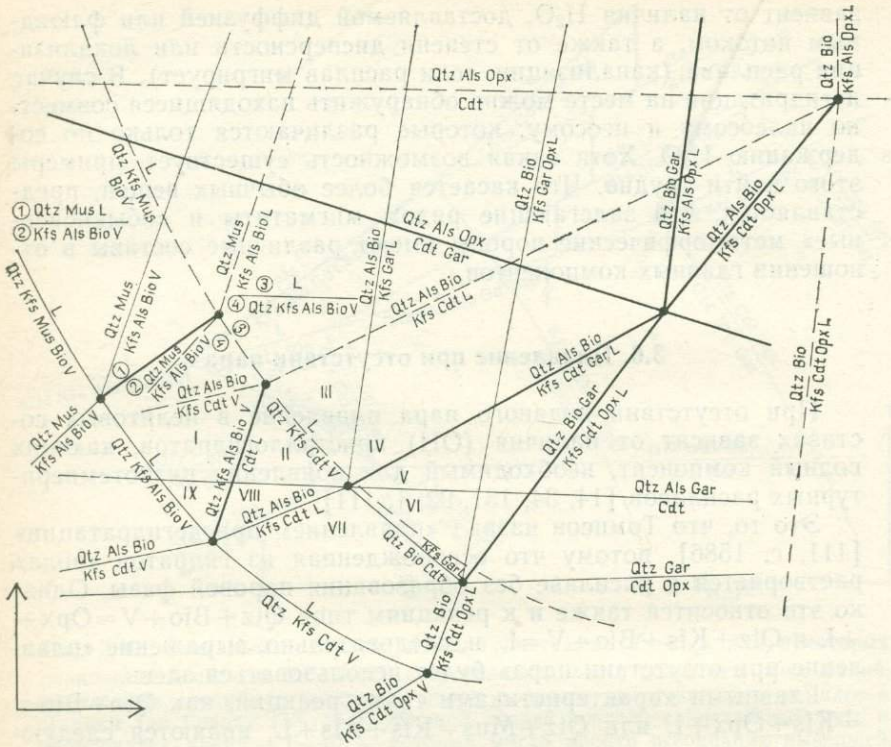


Рис. 3.21. Схематическая PT -диаграмма инвариантных и моновариантных равновесий без участия пара для набора фаз Qtz, Kfs, Als, Bio, Cdt, Gar, Opx, L в системах KМASH (пунктирные линии), KFASH (тонкие линии) и KFMASH (жирные линии). Показаны также водонасыщенные солидусы в системах KFASH и KМASH, реакции $Qtz + Mus + L = Kfs + Als + Bio + V$ и $Qtz + Kfs + Als + Bio + V = Cdt + L$ в системе KFMASH и реакции дегидратации $Qtz + Mus = Kfs + Als + Bio + V$, $Qtz + Als + Bio = Kfs + Cdt + V$ и $Qtz + Bio = Kfs + Cdt + Opx + V$ в системе KFASH, $Qtz + Mus = Kfs + Als + Bio + V$ и $Qtz + Als + Bio = Kfs + Cdt + V$ в системе KМASH. Равновесия для систем KFASH и KМASH взяты с рис. 3.10 и 3.12 соответственно, а для системы KFMASH — с рис. 3.14 при допущении безводности кордиерита (которое только упрощает реакции у края поля кордиерит — гранат).

рис. 6А и 7], рассматривается как метастабильная. Равновесия эти, скорее, таковы, как показано здесь на рис. 3.12 и 3.13.

В этом случае и с учетом высказанных ранее допущений соотношения между сухими реакциями в системах KFASH, KМASH и KFMASH для «вырожденного» случая такие же, как схематически показано на рис. 3.21. Равновесия вокруг инвариантной точки с набором фаз $Qtz + Als + Bio + Cdt + Gar + Opx + L$ в системе KFMASH такие же, как ранее показал Грант

[34, рис. 9]. Однако, вероятнее всего, положение этой точки в координатах температура — давление будет соответствовать 770°C и 5 кбар, учитывая, что наклон линии равновесия $Qtz + Als + Bio = Kfs + Cdt + Gar + L$ должен быть несколько больше, чем наклон реакции $Qtz + Als + Bio = Kfs + Cdt + Gar + V$, составляющий 25 бар/град [59] и весьма приблизительно заданное положение линии $Cdt + Gar = Qtz + Als + Opx + V$ на рис. 3.15, которая ограничила бы безводный эквивалент более низкими давлениями и температурами. (Не исключено, что реакция $Cdt + Gar = Qtz + Als + Opx$ будет лежать в области достаточно низких давлений; это объяснит изменение равновесий на низко-температурной стороне рис. 3.2, а.)

Хотя против наборов дивариантных ассоциаций, помещенных Абботтом и Кларком [1, рис. 4] вокруг точки *e*, возражений нет, их «топологию ликвидуса» на этом рисунке следует преобразовать в схематическую диаграмму «фациальных типов». Остальная часть их превосходного исследования от этого не пострадает.

Томпсон [111, рис. 7] вокруг эквивалентной инвариантной точки для ассоциаций, содержащих $Qtz + Kfs + Als$, строит некую топологию, которая, несомненно, представляет собой полезный метод изображения, которому следуем и мы. Хотя Томпсон помещает начальное плавление в системе $KMASH$ (рис. 6А) вблизи этой точки и принимает, что водонасыщенные солидусы в системах $KMASH$ и $KFASH$ совпадают, в своей топологии он показывает лишь богатые Fe расплавы. Поэтому представляется целесообразным полнее развить эту топологию, чтобы глубже вникнуть в соотношения между водонасыщенными и водоненасыщенными равновесиями.

Это схематически показано на рис. 3.22 для температур ниже солидуса $Qtz + Kfs + V = L$ и для ассоциаций, содержащих $Qtz + Kfs + Als$. Надо заметить, что на рис. 3.21 водонасыщенный солидус в системе $KFASH$ располагается ниже инвариантной точки с набором фаз $Qtz + Kfs + Als + Bio + Cdt + Gar + L$ [1, 41, 59, 111]. Однако является спорным, с какой стороны от этой инвариантной точки в системе $KFASH$ располагается солидус $Qtz + Kfs + Cdt + V = L$ в системе $KMASH$. Зейферт [104], Холдеуэй и Ли [59] и Томпсон [111] помещают его несколько ниже, но если эта точка лежит на 10—20°C ниже, чем у Холдеуэя и Ли [59], как предполагает Грант [40], то этот солидус будет лежать выше ее, как показано на рис. 3.21. Поскольку речь идет всего лишь о смещении инвариантной точки на 10°C, такая небольшая поправка не изменит показанной топологии. Хотя, конечно, мы не знаем реальных составов расплавов и все они показаны более богатыми водой, чем коннода $Qtz - Kfs - Als - Bio$, эти топологии по крайней мере внутренне согласованы.

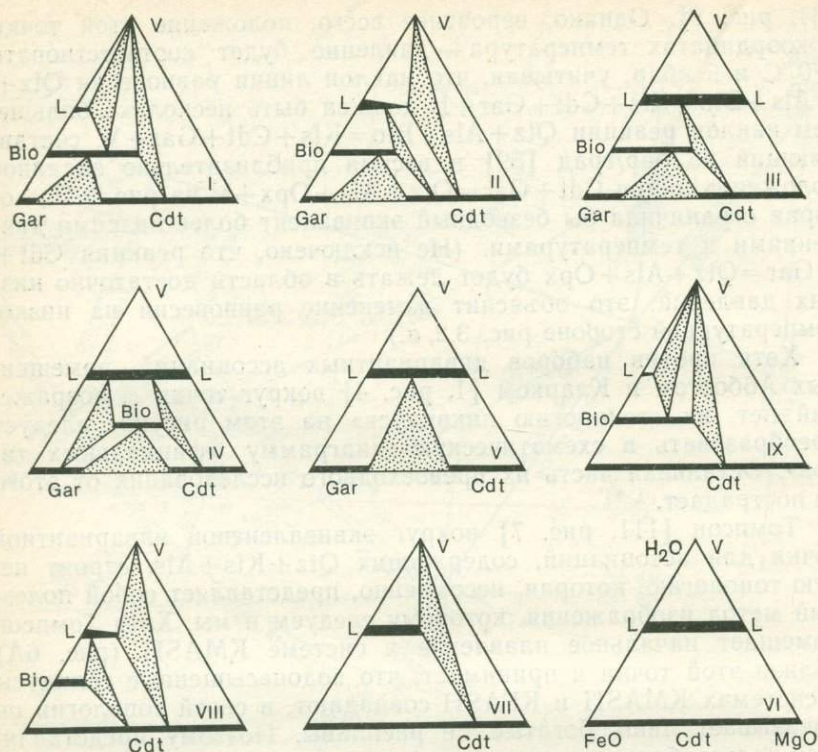


Рис. 3.22. Схематические диаграммы фациальных типов для дивариантных полей, пронумерованных на рис. 3.21. Показаны только ассоциации, содержащие кварц, калишпат и силикат глинозема в проекции на плоскость $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{H}_2\text{O}$ (ср. с [111], рис. 7).

Другой важный вопрос состоит в том, существует ли температурный максимум в системе KFMASH с участием реакции $\text{Qtz} + \text{Kfs} + \text{Als} + \text{Cdt} + \text{V} = \text{L}$. На рис. 3.22 этот максимум отсутствует, и принято, что поле расплава с повышением температуры простирается непрерывно от KFLASH до KMAASH.

Последовательность фациальных типов на рис. 3.22 можно сравнить с обсуждавшейся Томпсоном [111, с. 1589], отметив, что как там, так и в настоящей работе реакция $\text{Qtz} + \text{Als} + \text{Bio} = \text{Kfs} + \text{Gar} + \text{L}$ в системе KFLASH по крайней мере начинается при температуре *выше*, чем реакция $\text{Qtz} + \text{Kfs} + \text{Als} + \text{Bio} + \text{V} = \text{Cdt} + \text{L}$, если пар состоит в основном из чистой воды (хотя с понижением $a_{\text{H}_2\text{O}}$ эти соотношения изменятся, как показано на рис. 3.17).

3.7. Внутренний и внешний контроль интенсивных параметров

Буферирование определяется реакцией между фазами, направленной на подавление колебаний величины какой-либо интенсивной переменной. Это позволяет поддерживать эту переменную на постоянном уровне. Буферирование играет важнейшую роль в эволюции гидротермальных флюидов, обсуждавшуюся, в частности, Хельгесоном [51, 52] и Хельгесоном и др. [53]. Гринвуд в одной из своих работ [45] обсудил буферирование метаморфических поровых флюидов минеральными равновесиями, привлекая для иллюстрации изобарические T_x -соотношения (ср. с рис. 3.18). Он показал, что буферирование составов флюидов реакцией наиболее эффективно там, где первоначальное отношение флюид/твердая фаза мало и где состав окружающего флюида сильно отличается от состава флюида, участвовавшего в реакции (поскольку в этом случае даже небольшая по масштабу реакция оказывает сильное влияние на результирующий состав флюида). Во всех случаях состав окружающего флюида постепенно приближается к составу, производимому буферирующей реакцией, и чем ближе эти составы, тем больший масштаб реакции требуется для изменения конечного состава.

Гринвуд [45] убедительно показал, что при малом отношении флюид/порода степень развития изобарических моновариантных реакций будет небольшой и что наибольших модальных изменений следует ожидать в изобарических инвариантных точках, т. е. там, где состав любого флюида выравнивается с составом окружающего флюида. (То же самое можно сказать о максимумах на диаграммах $T-x_{H_2O}$.) Гринвуд подчеркивает различие между «моновариантными условиями» и «моновариантными реакциями». Здесь необходимо отметить, что, если вещество-растворитель является единственной составляющей пара, реакция в такой инвариантной точке должна быть такой же, как соответствующая реакция при отсутствии пара: ничто другое не может влиять на состав изобарически инвариантного пара. Только в том случае, если вещества, составляющие бинарный флюид, образуют как минимум две фазы, около изобарической инвариантной точки может возникнуть сеть реакций, поскольку только в этом случае в реакции может *принять участие* флюид требуемого состава. Вывод Гринвуда о том, что буферирование составов флюидов минеральными ассоциациями, по-видимому, широко развито, представляется хорошо аргументированным; он обсуждается в превосходном исследовании Райса и Ферри [90], на результатах которого основаны несколько следующих параграфов.

Буферирование представляет собой один из важнейших аспектов контроля состава флюида. Другим является инфильтрация, когда большое количество флюида (как обычно считается, постоянного состава) просачивается из внешнего источника сквозь толщу пород. При этом минеральная ассоциация должна приспособливаться к составу флюида. Эта ситуация соответствует вертикальному тренду на диаграмме $T-x_{H_2O}$.

В этом случае внутреннего буферирования следует ожидать возникновения дивариантных (изобарически моновариантных) зон, в которых минеральные ассоциации буферизируют состав флюидов и которые резко разделяются изоградами, соответствующими моновариантным (изобарически инвариантным) реакциям, как было ранее показано Гринвудом [45]. В различных по химизму слоях могут развиваться флюиды различного состава и возникнут градиенты химических потенциалов поперек границ слоев. Можно ожидать, что вариантность ассоциаций при инфильтрации будет больше (число конденсированных фаз меньше), чем при буферировании, поскольку по крайней мере одна переменная состава произвольно фиксирована флюидом, и пространственное развитие ассоциаций должно отражать этот факт образованием зон изобарически дивариантных ассоциаций, разделенных изоградами, соответствующими изобарически моновариантным реакциям при сопряженном составе флюида: благодаря им должны происходить главные модальные изменения [16]. Признаки локальных градиентов химического потенциала при этом должны отсутствовать.

В природных процессах происходит сочетание буферирования и инфильтрации, и Райс и Ферри [90] сделали крупный шаг к использованию модальных пропорций для оценки минимального инфильтрационного потока.

Наконец, Райс и Ферри [90] приходят к важному выводу, что внутренний и внешний контроль не ограничивается переменностью состава флюида, а, по крайней мере теоретически, распространяется на любую интенсивную переменную: составы минералов (или расплава!), а также температуру и давление. (По этой причине в настоящем обзоре буферирование ассоциациями противопоставляется внешнему контролю, обусловлено ли это обилием флюида, теплопереносом или давлением. В последнем случае термин «буферирование» неприемлем с химической точки зрения, а термин «инфильтрация» неудобен семантически.) Внутренний и внешний контроль над переменным составом конденсированных фаз в принципе не отличается от контроля над составом флюида. Маловероятно, чтобы тот или иной крайний процесс оказывал влияние на температуру при метаморфизме, скорее всего происходит взаимодействие теплообмена с окружающей средой и поглощение или выделение

тепла реакциями. Что касается давления, то едва ли происходит буферирование давления минеральными ассоциациями (и «инфильтрация» под действием давления), легче представить себе влияние давления на минеральные ассоциации — как на обсуждавшихся выше изобарических диаграммах. Мы как бы вновь возвращаемся к правилу фаз, но только в том смысле, что здесь важны относительные количества фаз, как и при рассмотрении степени развития любой гетерогенной реакции.

Эти соображения, конечно, так же приложимы к обстановке частичного плавления, как и к «нормальному» метаморфизму [87, 88, 38, 40]. Диаграммы Поуэлла [87, рис. 5 и 6] иллюстрируют инфильтрацию флюида и буферирование соответственно. Там, где появляется расплав, наклоны реакций плавления на изобарических T_x -диаграммах, подобных рис. 3.18, обычно положительны, и буферирование в таких реакциях приводит к понижению x_{H_2O} в сосуществующем при плавлении паре. Как уже упоминалось, при малых величинах отношения флюид/твердая фаза основная реакция (плавление) протекает в изобарических инвариантных точках или максимумах. На этом основании Поуэлл [87, 88] указывал на ступенчатый характер плавления. Если реакция дегидратации происходит при повышении температуры, x_{H_2O} будет расти, и, когда будет пересечен солидус при относительно высокой x_{H_2O} во флюиде, произойдет плавление с образованием наряду с расплавом большого количества твердых продуктов дегидратации ([87], с. 135). Если в систему добавлены дополнительные компоненты, вариантность ассоциаций может возрасти (в зависимости от того, образуются ли дополнительные фазы), поля устойчивости ассоциаций расширяются и ступени плавления сглаживаются, особенно благодаря образованию твердых (или жидких, или тех и других) растворов [88].

Поуэлл [88, с. 633] полагает, что a_{H_2O} в частично расплавленных породах, по-видимому, ниже, чем в еще не расплавленных или расплавленных в меньшей степени. Однако, как можно видеть из рис. 3.18, это не совсем так. Рассмотрим изотермическое сечение при температуре ниже инвариантной точки: ассоциация $Qtz + Bio + V$ может остаться нерасплавленной при более высокой x_{H_2O} , тогда как $Qtz + Kfs + Bio + V$ может сосуществовать с расплавом при промежуточной x_{H_2O} , а ассоциация $Qtz + Kfs + Bio + Orx + V$ может участвовать в реакции дегидратации при низкой x_{H_2O} . (Это дает прекрасный пример «углеродного метаморфизма», который будет обсуждаться в следующем разделе.)

По наблюдениям Поуэлла [88], релит и расплав при сегрегации и на последующем регрессивном этапе могут следовать

различными путями. Обращаясь снова к рис. 3.18, посмотрим, что может произойти, если ассоциацию $Qtz + Kfs + Orx$ полностью отделить от расплава при высокой температуре и низкой x_{H_2O} . Что касается релита, то любое малое количество оставшегося расплава может закристаллизоваться прежде, чем будет вновь достигнута инвариантная точка, и ассоциация $Qtz + Kfs + Orx + V$ будет охлаждаться без буферирования вплоть до реакции гидратации $Kfs + Orx + V = Qtz + Bio$. С этого момента изобарически моновариантная ассоциация будет буферироваться до более низких температур и величин x_{H_2O} , пока один из реагентов не будет израсходован. Что касается расплава, то, если туда попадает немного твердой фазы, кристаллизация может продолжаться вплоть до достижения инвариантной точки, и здесь в результате реакции $Kfs + Orx + L = Qtz + Bio$ будет израсходован либо калишпат, либо ортопироксен. В последнем случае, например, кристаллизация будет продолжаться в буферлируемых условиях вдоль линии $L = Qtz + Kfs + Bio + V$ до высоких значений x_{H_2O} и низких температур. Если она продолжится до тех пор, пока не останется немного окружающего пара, окончательный состав его может приблизиться к $x_{H_2O} = 1$. (Большее количество пара может привести к прекращению кристаллизации до этого.) Если расплав содержит ограниченное, но небольшое количество CO_2 , кристаллизация прекратится в минимуме, где состав окружающего пара сравняется с составом пара, *освободившегося* при кристаллизации расплава. Нужно отметить, что некоторое количество H_2O из расплава будет непосредственно использовано для образования в данном случае биотита, что таким образом сдержит увеличение x_{H_2O} в паре.

Эти соображения привели нас к тем путям частичного плавления, на которые мы намерены обратить особое внимание.

3.8. Пути во времени и пространстве

Обычно считают, что метаморфические минеральные ассоциации отражают приближение к равновесию в области кульминации события, породившего их, и то же самое можно сказать о метаморфических фациях. Так, в области развития прогрессивного метаморфизма серия метаморфических фаций нередко коррелируется с «градиентом» температуры и давления в этом регионе (или лучше, на ныне обнаженной поверхности) в кульминации метаморфизма [79].

Далее допуская, что ассоциации обычно значительно приближаются к равновесию вблизи кульминации метаморфического события и что корреляция фациальной серии с линией в пространстве температура — давление имеет место, следует при-

знать, что такой «градиент» меняется во времени. Это наблюдается даже при простом контактовом метаморфизме [64, 65], где максимальные температуры достигаются в более позднее время на большом удалении от контакта. Этот вопрос недавно рассматривался, в частности, Инглендом и Ричардсоном [25], и рис. 3.23 построен на основе их рис. 1 (см. также [106]). На рис. 3.23 сплошная жирная линия показывает путь в про-

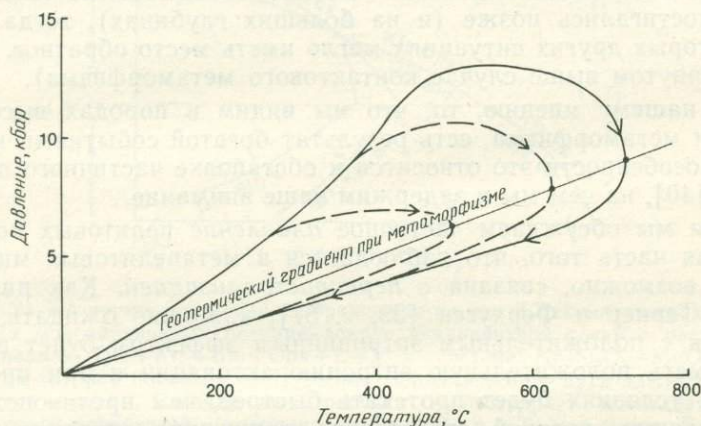


Рис. 3.23. Гипотетические пути давление — температура — время для трех тел регионально-метаморфизованных пород, показанные жирными линиями. Места кульминаций метаморфизма на различных ступенях соединены тонкой линией, представляющей собой «метаморфическую геотерму» по Ингленду и Ричардсону [25] (данная схема основана на их рис. 1).

странстве температура — давление, который проходит некоторый отдельный блок породы; пунктирные линии представляют то же самое, но отражают метаморфизм более низких ступеней. Тонкая линия показывает положение кульминаций на различных ступенях и представляет собой упоминавшийся выше «градиент температуры — давления». Ингленд и Ричардсон [25] назвали ее «метаморфической геотермой». Тесная ассоциация пород высокой ступени, находящихся ныне на поверхности, могла испытать эволюцию, ход которой показан на диаграмме сплошной жирной кривой. Если, согласно этому сценарию, представить себе историю пелитов, то они, будучи образованы в поверхностных условиях, погружаются и разогреваются вдоль «нормального» геотермического градиента, подвергаются метаморфизму с повышением температуры, поднимаются в область более низких давлений и охлаждаются до температур земной поверхности. Для кратковременного контактового метаморфизма охлаждение может происходить до существенного понижения

давления. При региональном метаморфизме, особенно с участием плавления, поднятие может начаться до существенного охлаждения и даже до достижения температурного максимума, как на рис. 3.23. В случае, который рассматривали Ингленд и Ричардсон, поднятие связано с эрозией, но там, где присутствовал расплав, оно также могло быть вызвано гравитационной нестабильностью. Далее, в их примере происходило утолщение коры за счет надвига, и более высокие максимальные температуры достигались позже (и на больших глубинах), тогда как в некоторых других ситуациях могло иметь место обратное (как в упомянутом выше случае контактового метаморфизма).

По нашему мнению, то, что мы видим в породах высокой степени метаморфизма, есть результат богатой событиями истории: в особенности это относится к обстановке частичного плавления [40], на чем мы и задержим наше внимание.

Хотя мы обсуждаем частичное плавление пелитовых пород, большая часть того, что наблюдается в метапелитовых мигматитах, возможно, связана с *перекристаллизацией*. Как писали Файф, Тернер и Ферхуген [29, с. 57], «...можно ожидать, что реакция с положительным энтропийным эффектом будет в общем иметь положительную энтропию активации и при прочих равных условиях будет протекать быстрее, чем противоположная реакция, которой свойственно понижение энтропии. Это вопрос повседневного опыта: ...кристаллизация происходит медленнее, чем плавление». Порода, которой предстоит стать мигматитом, не просто должна подвергнуться действию высокой температуры, частичному плавлению и оставаться в этих условиях: в действительности, по-видимому, происходит относительно медленная перекристаллизация в условиях *гиперсолидуса*, что в большей степени влияет на окончательный характер мигматита.

Это отражает линия, показанная на рис. 3.20 [40], на которой порода, испытывающая метаморфизм высокой степени в присутствии смешанного пара, буферирована вплоть до солидуса (и относительно высокой x_{H_2O}), где плавление происходит до тех пор, пока не израсходуется одна из фаз (в данном случае кварц). Затем плавление продолжается вдоль линий реакций с положительным наклоном до высоких температур и низких значений x_{H_2O} . С этого момента мигма испытывает перекристаллизацию в серии перитектических реакций, которые в этом случае, по-видимому, затухают вследствие образования кайм, бронирующих реагирующие фазы, чем можно объяснить зональный характер находимых здесь респитов; это может привести к обходу изобарически инвариантных точек. Наконец, солидус достигнут, и мы получаем породу, принадлежащую к фа-

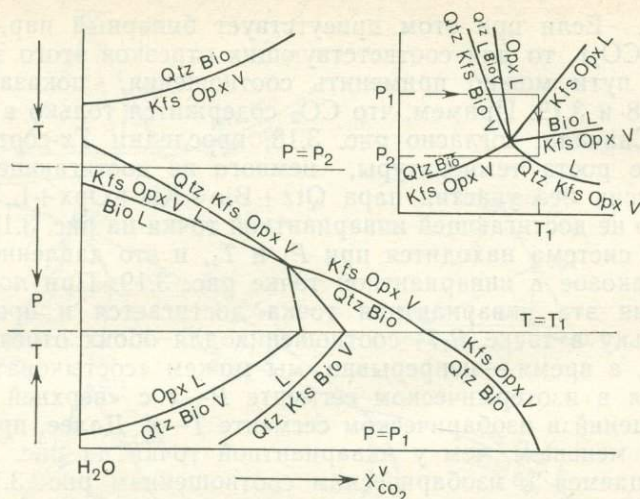


Рис. 3.24. На врезке повторена изображенная на рис. 3.7 схематическая PT -диаграмма моновариантных реакций вокруг инвариантной точки с равновесной ассоциацией $Qtz + Kfs + Bio + Opx + L + V$ в системе $KAlSi_3O_8 - MgO - SiO_2 - H_2O$, на которой показана часть весьма гипотетического пути давление — температура — время. Главная часть рисунка иллюстрирует последовательную «стыковку» равновесий в координатах $T-x$, $P-x$ и $T-x$ в точках P_1 , T_1 и P_2 соответственно по рис. 3.18 и 3.19 для тех же фаз Qtz , Kfs , Bio , Opx , L , V с добавлением в систему CO_2 .

ции 6, по которой мы должны попытаться восстановить ее историю, подобно тому как это только что было сделано. Грант [40] показал, что изложенная здесь последовательность событий близка к той, которую можно ожидать из рассмотрения соотношений ликвидуса, как это сделали Левин и др. [74] для систем $FeO - (или MgO) - Al_2O_3 - SiO_2$. Действительно, для случаев частичного плавления полезнее всего заново «изобрести» диаграммы ликвидуса (например, рис. 3.8 и 3.26).

Время — главный пункт в дискуссиях об эволюции метаморфических пород, включая и мигматиты. Это видно из рассмотрения изобарической эволюции в пространстве $T-x$ (например, рис. 3.18) при возрастании и последующем понижении температуры [44, с. 565; 88, с. 633; 40] или же изотермической эволюции в пространстве $P-x$ (рис. 3.19), и, разумеется, эти оба пространства могут быть совмещены, как показано далее.

На врезке рис. 3.24 показан вариант пучка, изображенного на рис. 3.7. Рассмотрим весьма гипотетический прямоугольный путь, показанный на этой врезке: изотермический нагрев при давлении P_1 до температуры T_1 , затем изотермическое понижение давления до P_2 и после этого изобарическое охлаждение

при P_2 . Если при этом присутствует бинарный пар, скажем ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$), то для соответствующих отрезков этого эволюционного пути можно применить соотношения, показанные на рис. 3.18 и 3.19. Примем, что CO_2 содержится только в паровой фазе. Сначала, согласно рис. 3.18, проследим T_x -соотношения по мере роста температуры, немного не достигающей линии равновесия без участия пара $\text{Qtz} + \text{Bio} = \text{Kfs} + \text{Opx} + \text{L}$, а затем немного не достигающей инвариантной точки на рис. 3.18. В этот момент система находится при P_1 и T_1 , и это давление превышает таковое в инвариантной точке рис. 3.19. При *понижении* давления эта инвариантная точка достигается и проходит. Поскольку в точке P_1T_1 соотношения для обоих отрезков одинаковы, а время — непрерывно, мы можем «состыковать» соотношения в изотермическом сегменте $P-x$ с «верхней частью» соотношений в изобарическом сегменте $T-x$. Далее, при давлении P_2 меньше, чем у инвариантной точки на рис. 3.19, мы возвращаемся к изобарическим соотношениям рис. 3.18 и добавляем последний сегмент T_x -равновесий, так как температура *понижается* от величины, близкой к солидусу, до температур ниже реакции гидратации $\text{Kfs} + \text{Opx} + \text{V} = \text{Qtz} + \text{Bio}$.

Если вместо этого прямоугольного пути возьмем другой, имеющий форму, показанную на рис. 3.23, в результате получим соотношения, качественно показанные на эволюционной диаграмме время — состав (рис. 3.25). Такая диаграмма изображает те же равновесия, что и $T-x$ или $P-x$, хотя элемент времени более труден для количественной оценки. Замечания, сделанные относительно соотношений $T-x$ и $P-x$, внешнего и внутреннего контроля переменных, здесь также применимы, и мы не будем их повторять. Имеется, однако, несколько интересных особенностей.

Горизонтальная линия на диаграмме время — состав на пути в координатах температура — давление (как на рис. 3.23) представляет собой точку, и таким образом эта горизонтальная линия является изобарической изотермической изохроной. Набор изобарических изотермических ассоциаций на этой изохроне включает в себя фацию, в которой вариации фазовых ассоциаций коррелируются с вариациями валового состава, включая окружающий пар. Конечно, термин «изохрона» употребляется здесь несколько свободно, поскольку система может оставаться при данных давлении, температуре и составе пара дольше, чем просто момент времени.

Для реакций с отрицательным dP/dT , таких, как $\text{Qtz} + \text{Kfs} + \text{Bio} + \text{V} = \text{L}$ или $\text{Qtz} + \text{Bio} + \text{V} = \text{Opx} + \text{L}$, такой путь повышения температуры и понижения давления приведет к обратному изгибу в том месте, где жидкость равновесна с наиболее богатым углекислым паром и где характер реакции изменяется с плав-

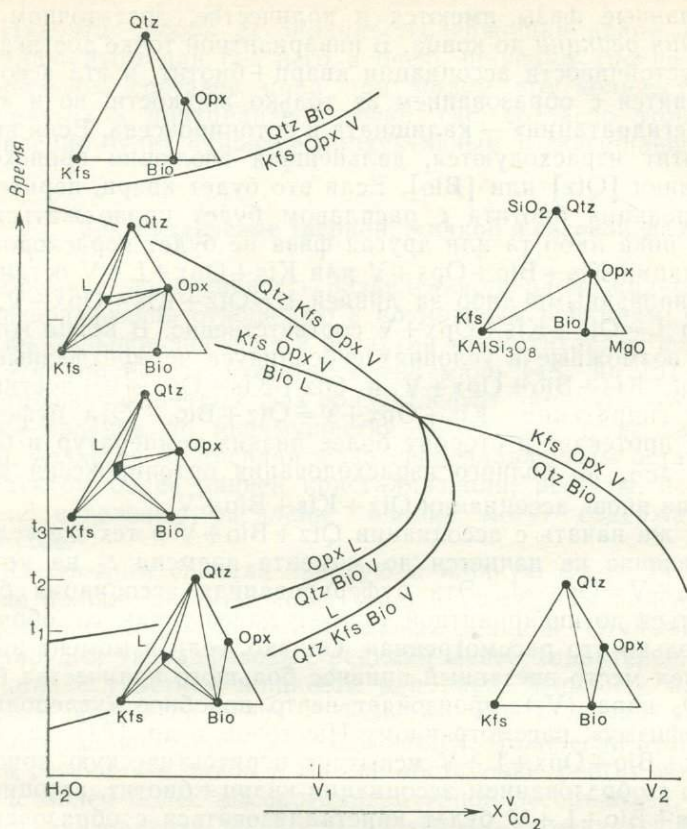


Рис. 3.25. Диаграмма состав — время, соответствующая более реалистичской версии рис. 3.24 при непрерывном развитии метаморфизма в виде петли в высокотемпературной части рис. 3.23. Наборы дивариантных ассоциаций показаны в проекции из вершины H_2O на плоскость $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{—MgO—SiO}_2$. (Отметим, что эта проекция отличается от похожего на первый взгляд рис. 3.7.)

ления на кристаллизацию, сопровождающуюся обогащением пара водой. Поскольку CO_2 содержится только в паре, в инвариантной точке происходит реакция $\text{Qtz} + \text{Bio} = \text{Kfs} + \text{Opx} + \text{L}$, так как иначе состав пара в этой инвариантной точке не может оставаться постоянным.

Рассмотрим несколько примеров. Ассоциация $\text{Qtz} + \text{Kfs} + \text{Bio} + \text{V}$ с небольшим количеством пара состава V_1 начнет плавиться в момент времени t_1 по реакции $\text{Qtz} + \text{Kfs} + \text{Bio} + \text{V} = \text{L}$, проходит через экстремальную точку при максимуме x_{CO_2} и кристаллизуется с высвобождением H_2O в пар, буферируемый на всем пути к инвариантной точке при условии, что все кон-

денсированные фазы имеются в количестве, достаточном для протекания реакции до конца. В инвариантной точке достигается предел устойчивости ассоциации кварц+биотит, и эта ассоциация плавится с образованием не только жидкости, но и «продуктов дегидратации» — калишпата и ортопироксена. Если кварц или биотит израсходуются, дальнейшая эволюция происходит вдоль линии [Qtz] или [Bio]. Если это будет кварц, перитектическая реакция биотита с расплавом будет продолжаться до тех пор, пока либо та или другая фаза не будет израсходована и ассоциации $Kfs + Bio + Opx + V$ или $Kfs + Opx + L + V$ останутся небуферированными либо за линией $L = Qtz + Kfs + Opx + V$, либо перед $L = Qtz + Kfs + Opx + V$ соответственно. В конце концов эти две возможные в условиях субсолидуса четырехфазные ассоциации, $Kfs + Bio + Opx + V$ и $Qtz + Kfs + Opx + V$, достигают реакции гидратации $Kfs + Opx + V = Qtz + Bio$. Эта буферная реакция протекает в сторону более низких температур и более высоких x_{CO_2} до полного израсходования ортопироксена и образования вновь ассоциации $Qtz + Kfs + Bio + V$.

Если же начать с ассоциации $Qtz + Bio + V$ в тех же условиях, плавление не начнется до момента времени t_2 на кривой $Qtz + Bio + V = Opx + L$. Эта буферированная ассоциация будет развиваться до инвариантной точки и далее таким же образом, как и только что рассмотренная. Однако, если в момент времени t_3 имел место внезапный привнос большого количества богатого CO_2 пара (V_2), произойдет нечто подобное «углеродному метаморфизму», рассмотренному Ньютоном и др. [84]: ассоциация $Qtz + Bio + Opx + L + V$ испытает перитектическую кристаллизацию с образованием ассоциации кварц+биотит, ассоциация $Qtz + Kfs + Bio + L + V$ будет кристаллизоваться с образованием ассоциации $Qtz + Kfs + Bio$ и в обоих случаях высвободится в пар некоторое количество H_2O . В конце концов кварц+биотит в обеих ассоциациях подвергаются дегидратации по реакции $Qtz + Bio = Kfs + Opx + V$, пока либо кварц, либо биотит не израсходуются и в равновесии с паром останется $Qtz + Kfs + Opx + V$ или $Kfs + Bio + Opx + V$. Это, конечно, тоже пример контроля, возможного при инфильтрации, обсуждавшейся в предыдущем разделе. Следует отметить, что в этой модели кристаллизация предшествует любой возможной дегидратации в любых условиях.

Если первоначального пара немного, но он богат CO_2 (например, V_2), то ассоциация, содержащая кварц и биотит, приближаясь к инвариантной точке, просто дегидратируется. Эта точка представляет «ступень» плавления, вслед за которым немедленно следует кристаллизация вдоль линий [Qtz] или [Bio]: на этом пути развития плавление может происходить только в инвариантной точке.

Наконец, *любая* ассоциация, содержащая кварц и биотит, с калишпатом или без него и очень широким (но не полным) диапазоном составов пара при малом его количестве будет смещаться к инвариантной точке, где, согласно этой модели, плавление будет наиболее продуктивным и завершающим.

3.9. Разделение твердой, жидкой и газовой фаз

Время и эффективность разделения твердой, жидкой и газовой фаз по отношению к возможным реакциям, очевидно, имеют большое значение в развитии мигматитов, но фактически об этих процессах известно очень мало [48, 30, 121, 4, 112]. В отношении твердых фаз сразу следует заметить, что сегрегация — явление по преимуществу физическое и не зависит от того, является ли твердая фаза нерасплавленным остатком или продуктом более ранней кристаллизации: релиты, оставшиеся после отделения расплава, вполне могут содержать и то и другое.

Рассмотрим сначала твердую и жидкую фазы. Если разделение полное, релиты могут мало подвергаться изменению, если не происходит продолжительных реакций. Ступенчатый характер для твердофазовых реакций менее характерен, чем для реакций с участием жидкости или пара. Жидкость имеет тенденцию двигаться вверх с большим или меньшим успехом и в конце концов закристаллизовывается. Даже если релит и расплав остаются в одной и той же обстановке, релит может быть представлен более высокотемпературной ассоциацией, чем раскристаллизованная жидкость, но это может означать лишь, что релиту не с чем было реагировать (отсутствовал пар или захваченная жидкость). Результаты неполного разделения жидкости и кристаллов зависят от степени дисперсности некоторых твердых фаз в жидкости (или наоборот) или от того, что эти две фазы, полностью разделенные, существуют совместно. В каждом случае возможны ограниченные реакции между жидкой и твердой фазами. В первом случае продукты будут диспергированы (и нерасплавленные зерна могут быть окружены материалом, кристаллизовавшимся из расплава), во втором — продукты будут располагаться вблизи контакта, образуя оторочки, равновесные как с твердой, так и с жидкой фазой. При низких скоростях плавления непрерывное отделение жидкости от твердых фаз представляется маловероятным. Чтобы расплав приобрел подвижность, его количество должно составлять не менее 20% [4]. Таким образом, если плавление по схеме сухих реакций (даже при пассивном присутствии пара, см. предыдущий раздел) — наиболее эффективное средство получения рас-

плава при отсутствии больших количеств пара, то сегрегация *следует* по этому пути.

При нормальном метаморфизме отделение пара от твердой фазы, конечно, является правилом, а не исключением и происходит, вероятно, ступенчато или рывками [112]. При низких скоростях отделения летучих их удаление может происходить путем диффузии по межзерновым границам, без насыщения [121]. При более высоких скоростях флюидная фаза может уходить по микротрещинам [30].

Но как происходит разделение всех трех фаз — твердой, жидкой и газообразной? Конечно, пар может удаляться быстрее, чем вязкий силикатный расплав и расплав может быть наполнен пузырьками пара. Об отделении жидкости можно говорить в терминах, скажем диаграмм время — состав типа рис. 3.25, но останутся ли при этом твердая и *газовая* фазы? Помимо отдельных захваченных пузырьков пара, это представляется маловероятным. Вспомним обычную ситуацию при гидротермальном плавлении, где присутствие пара сразу видно по его выходу при вскрытии ампулы, в которой вокруг твердых зерен рестита остается стекло. Исходя из этого, можно ожидать, что пар улетучивается в первую очередь, уходя в сторону более низких давлений, и, если нет источника его пополнения, останутся только твердые и жидкие фазы. Это означает, что реакции плавления с участием пара не могут быть достаточно эффективными, если проницаемость пород допускает утечку пара, но в то же время при достаточной проницаемости пар может подаваться из внешнего источника. Если проницаемость мала, пар будет сохраняться и инфильтрация не получит развития, т. е. реакции без участия пара будут эффективны там, где пар местного происхождения поглощен расплавом или может улетучиваться при отсутствии других его источников, а также в инвариантных точках, где некоторые компоненты присутствуют только в паре. Реакции плавления с участием пара могут протекать там, где пар местного происхождения сохраняется или происходит инфильтрация пара.

3.10. Краткий обзор соотношений на ликвидусе

Один способ наглядного представления соотношений между кристаллами, расплавами и паром в водонасыщенных, паронасыщенных условиях и в отсутствие пара состоит в построении схематической четверной модели для кварцсодержащих ассоциаций из набора фаз Qtz, Kfs, Bio, Орх, L, V в системе KМASH — CO₂, как это сделано в работе Гранта [39]. На тетраэдрической диаграмме рис. 3.26 показана модель для давления около 2 кбар. Задняя грань тетраэдра эквивалентна рис. 3.8. Эта грань на

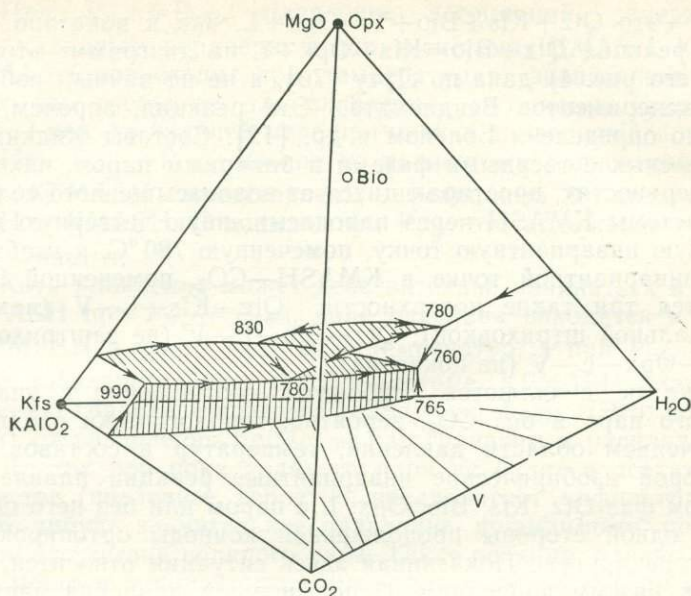


Рис. 3.26. Схематическая диаграмма ликвидуса кварцсодержащих ассоциаций из набора фаз Qtz, Kfs, Bio, Opх, L, V в системе KMAsh—CO₂, аналогичная рис. 3.8, но с добавлением в систему CO₂. Содержания MgO и CO₂ для наглядности преувеличены, но составы, там где они известны или установлены, нанесены в мольных процентах (по Гранту [39]). Температуры в изобарических инвариантных точках приведены по данным разных авторов [105, 126, 122, 12] для давления около 2 кбар.

рис. 3.26 усложнена добавлением CO₂ в качестве возможного компонента в паре и в гораздо меньшей степени в жидкости. Хотя составы жидкой фазы в недосыщенной водой области недостаточно хорошо известны, интервал температур нескольких изобарических инвариантных точек фиксируется рядом авторов [105, 126, 122, 12]. На этой диаграмме основное центральное поле биотита кверху сменяется полем ортопироксена, а книзу — полем калишпата. Поверхность Qtz—Opх—L—V для ясности изображена опущена, и в передней части диаграммы имеется обширный объем, где пар может сосуществовать с жидкостью. (Замечания, сделанные относительно поля пара на рис. 3.8, могут быть распространены и на эту диаграмму.) Декоративные конноды между жидкостью и паром показаны только на основании тетраэдра и качественно согласованы с данными Холлоуэя [62] для системы альбит—H₂O—CO₂. На поверхности Qtz—Bio—Opх—L этой диаграммы показан максимум, нанесенный в соответствии с обсуждением рис. 3.8. В этой связи следует заметить, что четверная реакция, изученная Вендландтом

[122], — это $Qtz + Kfs + Bio + V = Orx + L$, как и показано здесь, и что реакция $Qtz + Bio = Kfs + Orx + L$ на диаграмме этого автора (его рис. 4) дана по Луту [76], а не по данным собственных экспериментов Вендландта. Эта реакция, впрочем, была недавно определена Боленом и др. [12]. Составы жидких фаз, равновесных с твердыми фазами и бинарным паром, находятся на поверхностях, простирающихся от водонасыщенного солидуса для системы KMAsh через паронасыщенную четверную изобарическую инвариантную точку, помеченную $780^\circ C$, к изобарической инвариантной точке в KMAsh—CO₂, помеченной $990^\circ C$. Имеются три такие поверхности: $Qtz-Kfs-L-V$ (показана вертикальной штриховкой), $Qtz-Bio-L-V$ (не заштрихована) и $Qtz-Orx-L-V$ (не показана).

Пока не появляются карбонаты, соотношения с участием водяного пара и без CO₂, вероятно, топологически сходны, за исключением области давлений, температур и составов пара, в которой изобарические инвариантные реакции плавления с набором фаз Qtz, Kfs, Bio, Orx, L с паром или без него переходят с одной стороны продолженной конноды ортопироксен — биотит на другую. Показанная здесь ситуация относится, вероятно, к низким давлениям. С повышением давления растворимость H₂O в расплавах возрастает, и можно ожидать, что безуглекислотная реакция $Qtz + Kfs + Bio = Orx + L$ сменится на $Qtz + Bio = Kfs + Orx + L$ прежде, чем реакция с участием CO₂ $Qtz + Kfs + Bio + V = Orx + L$ сменится на $Qtz + Bio + V = Kfs + Orx + L$ (ср. с [122], рис. 4). Широкое развитие расплавов в обычных протолитах в отсутствие избытка водного флюида маловероятно, пока не достигнута изобарическая моновариантная кривая $Qtz-Kfs-Bio-Orx-L$ или инвариантная точка с равновесной ассоциацией $Qtz + Kfs + Bio + Orx + L + V$. Отдельные расплава от ассоциации $Qtz + Kfs + Orx + L$ с паром или без него оставляет чарнокитовую ассоциацию кварц + калишпат + ортопироксен, которая может быть устойчива в присутствии богатого углекислотой пара, тогда как последующая кристаллизация подвижного недосыщенного водой расплава может сопровождаться выделением водяного пара.

3.11. Выводы

1. В субсолидусных равновесиях кварца, калишпата, мусковита, силиката глинозема, биотита, кордиерита, граната, ортопироксена и пара в системах KMAsh и KFASH равновесия без ортопироксена топологически сходны, но безмусковитовые равновесия — различны. Это связано главным образом с тем, что устойчивость ассоциации кварц + пироп ограничена высокими давлениями по сравнению с ассоциацией кварц + альмандин.

2. При $P_{H_2O} = P_{общ}$ плавление ассоциаций, содержащих кварц, калишпат, кордиерит и пар, в системах KFMASH, KFASH и KFMASH происходит при температурах, значительно более низких, чем требуются для плавления ассоциации кварц+калишпат+пар, по крайней мере при низких давлениях.

3. При $P_{H_2O} = P_{общ}$ многие из возможных равновесий в системе KFMASH представлены реакциями в подсистемах KFASH и KFMASH. С понижением P_{H_2O} это положение существенно меняется.

4. Хотя плавление может действительно начинаться в системе KFASH при $P_{H_2O} = P_{общ}$, поле расплава находится в системе KFMASH в узком интервале температур, а при $P_{H_2O} < P_{общ}$ начало плавления может быть в системе KFMASH благодаря появлению граната в качестве солидусной фазы. (Это, конечно, зависит от разделения Fe/Mg между гранатом и расплавом.)

5. До тех пор пока водяного пара не будет в достаточном количестве (последнее, вероятно, предполагает инфильтрацию), сколько-нибудь значительное плавление, по-видимому, происходит при отсутствии водяного пара. Такие реакции, однако, могут иметь место и в присутствии смешанного флюида, если его состав такой же, как в изотермически или изобарически инвариантной точке, соответствующей этой реакции.

6. Внутренний и внешний контроль касается не только состава пара: это может относиться к любому интенсивному параметру.

7. Метаморфическая порода — продукт богатой событиями истории, для которой кульминация метаморфизма всего лишь одно из важных событий. Для исследования изменений давления, температуры и состава фаз, особенно происходящих вблизи кульминации, рекомендуется использование диаграмм $P-x$ и даже время — x .

8. Плавление может в меньшей мере влиять на конечные продукты преобразования пелитовых пород, чем их высокотемпературная перекристаллизация, вследствие различия временных режимов и скоростей этих процессов.

Благодарности. Автор признателен Национальному научному фонду за поддержку в виде стипендии EAR 76-10986 и 82-07429.

ЛИТЕРАТУРА

1. Abbott R. N., Jr., Clarke D. B. (1979) Hypothetical liquidus relationships in the subsystem $Al_2O_3-FeO-MgO$ projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a $(H_2O) \leq 1$. *Can. Miner.* **17**, 549—560.
2. Ackermann D., Seifert F., Schreyer W. (1975) Instability of sapphirine at high pressures. *Contrib. Miner. Petrol.* **50**, 79—92.

3. *Althaus E., Karotke E., Nitsch K. H., Winkler H. G. F.* (1970) An experimental reexamination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. *Neues Jb. Miner. Mh.* 325—336.
4. *Arzi A. A.* (1978) Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics* **44**, 173—184.
5. *Ashworth J. R.* (1975) Staurolite at anomalously high grade. *Contrib. Miner. Petrol.* **53**, 281—291.
6. *Barrow G.* (1893) On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in the east Highlands of Scotland, and its accompanying metamorphism. *Q. J. Geol. Soc. Lond.* **49**, 330—358.
7. *Berg J. H.* (1977) Dry granulite mineral assemblages in the contact aureoles of the Nain Complex, Labrador. *Contrib. Miner. Petrol.* **64**, 33—52.
8. *Berg J. H., Wheeler E. P.* (1976) Osumilite of deep-seated origin in the contact aureole of the anorthositic Nain Complex, Labrador. *Am. Miner.* **61**, 29—37.
9. *Bird G. W., Fawcett J. J.* (1973) Stability relations of Mg-chlorite, muscovite and quartz between 5 and 10 kb water pressure. *J. Petrol.* **14**, 415—428.
10. *Bohlen S. R., Dollase W. A.* (1983) Calibration of hercynite-quartz stability. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* **15**, 529.
11. *Bohlen S. R., Wall V. J., Boettcher A. L.* (1983a) Geobarometry in granulites. In: *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions*, ed. *Saxena S. K.*, Springer-Verlag, New York, 141—171.
12. *Bohlen S. R., Boettcher A. L., Wall V. J., Clemens J. D.* (1983b) Stability of phlogopite-quartz and sanidine-quartz: a model for melting in the lower crust. *Contrib. Miner. Petrol.* **83**, 270—277.
13. *Boyd F. R., England J. L.* (1959) Pyrope. *Yb. Carnegie Inst. Wash.* **58**, 83—87.
14. *Brown G. C., Fyfe W. S.* (1970) The production of granite melts during ultra-metamorphism. *Contrib. Miner. Petrol.* **28**, 310—318.
15. *Burnham C. W., Holloway J. R., Davis N. F.* (1969) Thermodynamic properties of water to 1000°C and 10,000 bars. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **132**.
16. *Carmichael D. M.* (1970) Intersecting isograds in the Whetstone Lake area, Ontario. *J. Petrol.* **11**, 147—181.
17. *Chappell B. W., White A. J. R.* (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geol.* **8**, 173—174.
18. *Chatterjee N. D., Johannes W.* (1974) Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic $2M_1$ -muscovite, $KAl_2[AlSi_3O_{10}(OH)_2]$. *Contrib. Miner. Petrol.* **48**, 89—114.
19. *Clarke D. B.* (ed.) (1981) Peraluminous granites. *Can. Miner.* **19**, 1—216.
20. *Clemens J. D., Wall V. J.* (1981) Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Can. Miner.* **19**, 111—131.
21. *Day H. W.* (1971) A Theoretical and Experimental Study of Some Equilibria in the System K—Fe—Al—Si—O—H. Unpubl. Ph. D. Thesis, Brown University.
22. *Day H. W.* (1973) The high temperature stability of muscovite plus quartz. *Am. Miner.* **58**, 255—262.
23. *Eggler D. H.* (1973) Principles of melting of hydrous phases in silicate melt. *Yb. Carnegie Instn. Washington* **72**, 491—495.
24. *Ellis D. J., Sheraton J. W., England R. N., Dallwitz W. B.* (1980) Osumilite-sapphirine-quartz granulite from Enderby Land, Antarctica — mineral assemblages and reactions. *Contrib. Miner. Petrol.* **72**, 123—143.
25. *England P. C., Richardson S. W.* (1977) The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *J. Geol. Soc. Lond.* **134**, 201—213.
26. *Essene E. J.* (1982) Geologic thermometry and barometry. *Rev. Miner. (Min. Soc. Amer.)* **10**, 153—206.
27. *Eugster H. P., Wones D. R.* (1962) Stability relations of the ferruginous biotite, annite. *J. Petrol.* **3**, 82—125.

28. Evans B. W. (1965) Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. *Am. J. Sci.* **263**, 647—667.
29. Fyfe W. S., Turner F. J., Verhoogen J. (1958) Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Am. Mem.* **73**.
30. Fyfe W. S., Price N. J., Thompson A. B. (1978) Fluids in the Earth's Crust. Elsevier, Amsterdam.
31. Ganguly J. (1972) Staurolite stability and related parageneses: theory, experiments and applications. *J. Petrol.* **13**, 335—365.
32. Gibbs G. V. (1966) The polymorphism of cordierite: I. The crystal structure of low cordierite. *Am. Miner.* **51**, 1068—1087.
33. Grant J. A. (1968) Partial melting of common rocks as a possible source of cordierite anthophyllite assemblages. *Am. J. Sci.* **266**, 908—931.
34. Grant J. A. (1973) Phase equilibria in high-grade metamorphism and partial melting of pelitic rocks. *Am. J. Sci.* **273**, 289—317.
35. Grant J. A. (1981) Orthoamphibole and orthopyroxene relations in high-grade metamorphism of pelitic rocks. *Am. J. Sci.* **281**, 1127—1143.
36. Grant J. A. (1982) Low pressure equilibria in anatexis of pelitic rocks. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* **14**, 501.
37. Grant J. A. (1983a) Equilibria in low-pressure melting of pelitic rocks (Abstract). In: Migmatites, Melting and Metamorphism, eds. Atherton M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich, 292—293.
38. Grant J. A. (1983b) Quartz-present and quartz-absent equilibria in partial melting of pelitic rocks. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* **15**, 584.
39. Grant J. A. (1984) Relationships between vapor-present and vapor-absent melting in the system KMASCH. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* **16**, 523.
40. Grant J. A. (1985) Phase equilibria in low-pressure partial melting of pelitic rocks (*Am. J. Sci.*, в печати).
41. Grant J. A., Hoffer E. (1977) Reactions in pelitic migmatites in the light of hydrothermal melting experiments involving Mg-Fe cordierite. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* **9**, 994.
42. Green T. H. (1976) Experimental generation of cordierite-or garnet-bearing granitic liquids from pelitic composition. *Geology* **4**, 85—88.
43. Greenwood H. J. (1962) Metamorphic reactions involving two volatile components. *Yb. Carnegie Instn. Wash.* **61**, 82—85.
44. Greenwood H. J. (1967) Mineral equilibria in the system MgO—SiO₂—H₂O—CO₂. In: *Researches in Geochemistry*, vol. 2, ed. Abelson P. H., Wiley, New York, 542—567.
45. Greenwood H. J. (1975) The buffering of pore fluids by metamorphic reactions. *Am. J. Sci.* **275**, 573—593.
46. Grew E. S. (1981) Granulite-facies metamorphism at Molodezhnaya Station, East Antarctica. *J. Petrol.* **22**, 297—336.
47. Haggerty S. E. (1983) Oxide-silicate reactions in lower crustal granulites from Liberia, West Africa. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* **15**, 589.
48. Hargraves R. B. (ed.) (1980) *Physics of Magmatic Processes*. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J.
49. Harris N. (1981) The application of spinel-bearing metapelites to *P/T* determinations: an example from South India. *Contrib. Miner. Petrol.* **76**, 229—233.
50. Harris N. B. W., Holt R. W., Drury S. A. (1982) Geobarometry, geothermometry, and Late Archean geotherms from the granulite facies terrain of South India. *J. Geol.* **90**, 509—527.
51. Helgeson H. C. (1967) Solution chemistry and metamorphism. In: *Researches in Geochemistry*, vol. 2, ed. Abelson, P. H., Wiley New York, 362—404.
52. Helgeson H. C. (1968) Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions-I. Thermodynamic relations. *Geochim. Cosmochim. Acta* **32**, 853—877.

53. Helgeson H. C., Carrels R. M., Mackenzie F. T. (1969) Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solution-II. Applications. *Geochim. Cosmochim. Acta* **33**, 455—481.
54. Helgeson H. C., Delany J. M., Nesbitt H. W., Bird D. K. (1978) Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Am. J. Sci.* **278A**.
55. Hensen B. J. (1971) Theoretical phase relations involving cordierite and garnet in the system $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2$. *Contrib. Miner. Petrol.* **33**, 191—214.
56. Hensen B. J. (1977) The stability of osumilite in high grade metamorphic rocks. *Contrib. Miner. Petrol.* **64**, 197—204.
57. Hensen B. J., Essene E. J. (1971) Stability of pyrope-quartz in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$. *Contrib. Miner. Petrol.* **30**, 72—83.
58. Hoffer E., Grant J. A. (1980) Experimental investigation of the formation of cordierite-orthopyroxene parageneses in pelitic rocks. *Contrib. Miner. Petrol.* **73**, 15—22.
59. Holdaway M. J., Lee S. M. (1977) Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. *Contrib. Miner. Petrol.* **63**, 175—198.
60. Hollister L. S., Burruss R. C. (1976) Phase equilibria in fluid inclusions from the Khtada Lake metamorphic complex. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40**, 163—175.
61. Holloway J. R. (1973) The system pargasite- H_2O-CO_2 : a model for melting of a hydrous mineral with a mixed-volatile fluid-I. Experimental results to 8 kbar. *Geochim. Cosmochim. Acta* **37**, 651—666.
62. Holloway J. R. (1976) Fluids in the evolution of granitic magmas: consequences of finite CO_2 solubility. *Geol. Soc. Am. Bull.* **87**, 1513—1518.
63. Huang W. L., Wyllie P. J. (1974) Melting relations of muscovite with quartz and sanidine in the $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ system to 30 kilobars and an outline of paragonite melting relations. *Am. J. Sci.* **274**, 378—395.
64. Jaeger J. C. (1957) The temperature in the neighborhood of a cooling intrusive sheet. *Am. J. Sci.* **255**, 306—318.
65. Jaeger J. C. (1959) Temperatures outside a cooling intrusive sheet. *Am. J. Sci.* **257**, 44—54.
66. Johannes W. (1983) On the origin of layered migmatites. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, eds. Atherton M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich, 234—248.
67. Kars H., Jansen J. B. H., Tobi A. C., Poorter R. P. E. (1980) The metapelitic rocks of the polymetamorphic Precambrian of Rogaland, SW Norway, Part II. *Contrib. Miner. Petrol.* **74**, 235—244.
68. Keesmann I., Matthes S., Schreyer W., Seifert F. (1971) Stability of almandine in the system $FeO-(Fe_2O_3)-Al_2O_3-SiO_2-(H_2O)$ at elevated pressures. *Contrib. Miner. Petrol.* **31**, 132—144.
69. Kerrick D. M. (1972) Experimental determination of muscovite+quartz stability with $P_{H_2O} < P_{total}$. *Am. J. Sci.* **272**, 946—958.
70. Kreulen R. (1980) CO_2 -rich fluids during regional metamorphism on Naxos (Greece): carbon isotopes and fluid inclusions. *Am. J. Sci.* **280**, 745—771.
71. Kreulen R., Schuiling R. D. (1982) $N_2-CH_4-CO_2$ fluids during formation of the Dôme de l'Agout, France. *Geochim. Cosmochim. Acta* **46**, 193—203.
72. Lal R. K., Ackermann D., Seifert F., Haldar S. K. (1978) Chemographic relationships in sapphirine-bearing rocks from Sonapahar, Assam, India. *Contrib. Miner. Petrol.* **67**, 169—187.
73. Lambert I. B., Robertson J. K., Wyllie P. J. (1969) Melting reactions in the system $KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$ to 18.5 Kbars. *Am. J. Sci.* **267**, 609—626.
74. Levin E. M., Robbins C. R., McMurdie H. F. (1966) *Phase Diagrams for Ceramists*. American Ceramic Society, Columbus, Ohio.
75. Lonker S. W. (1981) The $P-T-X$ relations of the cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium. *Am. J. Sci.* **281**, 1056—1090.

76. Luth W. C. (1967) Studies in the system $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{—Mg}_2\text{SiO}_4\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$: I, inferred phase relations and petrologic applications. *J. Petrol.* **8**, 372—416.
77. Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F. (1964) The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.* **69**, 759—773.
78. Martignole J., Sisi J.-C. (1981) Cordierite-garnet — H_2O equilibrium: a geological thermometer, barometer and water fugacity indicator. *Contrib. Miner. Petrol.* **77**, 38—46.
79. Miyashiro A. (1961) Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.* **2**, 277—311.
80. Morse S. A. (1970) Alkali feldspars with water at 5 kb pressure. *J. Petrol.* **11**, 221—251.
81. Naney M. T. (1983) Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Am. J. Sci.* **283**, 993—1033.
82. Newton R. C. (1972) An experimental determination of the high-pressure stability limits of magnesian cordierite under wet and dry conditions. *J. Geol.* **80**, 398—420.
83. Newton R. C. (1983) Geobarometry of high-grade metamorphic rocks. *Am. J. Sci.* **283-A**, 1—28.
84. Newton R. C., Wood B. J. (1979) Thermodynamics of water in cordierite and some petrologic consequences of cordierite as a hydrous phase. *Contrib. Miner. Petrol.* **68**, 391—404.
85. Newton R. C., Smith J. V., Windley B. F. (1980) Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature* **288**, 45—50.
86. Olsen S. N. (1983) A quantitative approach to local mass balance in migmatites. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, eds. Altherton M. P., Gribble C. D., Shiva Nantwich, 201—233.
87. Powell R. (1983a) Processes in granulite-facies metamorphism. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, eds. Altherton M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich, 127—139.
88. Powell R. (1983b) Fluids and melting under upper amphibolite facies conditions. *J. Geol. Soc. Lond.* **140**, 629—633.
89. Rao B. B., Johannes W. (1979) Further data on the stability of staurolite + quartz and related assemblages. *Neues Jb. Miner. Mh.* 437—447.
90. Rice J. M., Ferry J. M. (1982) Buffering, infiltration, and the control of intensive variables during metamorphism. *Rev. Mineralogy (Min. Soc. Amer.)*, **10**, 263—326.
91. Richardson S. W. (1968) Staurolite stability in a part of the system Fe—Al—Si—O—H . *J. Petrol.* **9**, 467—488.
92. Robertson J. K., Wyllie P. J. (1971) Rock-water systems, with special reference to the water-deficient region. *Am. J. Sci.* **271**, 252—277.
93. Robie R. A., Bethke P. M., Beardsley K. M. (1967) Selected X-ray crystallographic data, molar volumes, and densities of minerals and related substances. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1248.
94. Robie R. A., Hemingway B. S., Fisher J. R. (1978) Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (10^5 pascals) pressure and at higher temperatures. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 1452.
95. Robinson P., Tracy R. J. (1983) Ilmenite-rutile-ferromagnesian silicate equilibria in medium- to high-grade graphitic schists. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* **15**, 672.
96. Rutherford M. J. (1969) An experimental determination of iron biotite — alkali feldspar equilibria. *J. Petrol.* **10**, 381—408.
97. Schairer J. F. (1954) The system $\text{K}_2\text{O—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$. *J. Am. Ceram. Soc.* **37**, 501—533.
98. Schreyer W. (1968) A reconnaissance study of the system $\text{MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ at pressures between 10 and 25 kb. *Yb. Carnegie Instn. Wash.* **66**, 380—392.

99. Schreyer W. (1976) Experimental metamorphic petrology at low pressures and high temperatures. In: The Evolution of the Crystalline Rocks, eds. Bailey D. K., Macdonald R., Academic Press, London, 261—331.
100. Schreyer W., Seifert F. (1969) Compatibility relations of the aluminum silicates in the systems $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ and $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ at high pressures. Am. J. Sci. 267, 371—388.
101. Seifert F. (1970) Low-temperature compatibility relations of cordierite in haplopelites of the system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. J. Petrol. 11, 73—99.
102. Seifert F. (1974) Stability of sapphirine: a study of the aluminous part of the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. J. Geol. 82, 173—204.
103. Seifert F. (1975) Boron-free kornerupine: a high pressure phase. Am. J. Sci. 275, 57—87.
104. Seifert F. (1976) Stability of the assemblage cordierite+K feldspar+quartz. Contrib. Miner. Petrol. 57, 179—185.
105. Shaw H. R. (1963) The four-phase curve sanidine-quartz-liquid-gas between 500 and 4000 bars. Am. Miner. 48, 883—896.
106. Spear F. S., Selverstone J. (1983) Quantitative P-T paths from zoned minerals: theory and tectonic applications. Contrib. Miner. Petrol. 83, 348—357.
107. Spry P. G. (1982) An unusual gahnite-forming reaction, Geco base-metal deposit, Manitouwadge, Ontario. Can. Miner. 20, 549—553.
108. Storre B., Karotke E. (1971) An experimental determination of the upper stability limit of muscovite+quartz in the range 7—20 kb water pressure. Neues Jb. Miner. Mh. 237—240.
109. Storre B., Karotke E. (1972) Experimental data on melting reactions of muscovite+quartz in the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ to 20 kb water pressure. Contrib. Miner. Petrol. 36, 343—345.
110. Thompson A. B. (1976) Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. Am. J. Sci. 276, 425—454.
111. Thompson A. B. (1982) Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H_2O -undersaturated granitic liquids. Am. J. Sci. 282, 1567—1595.
112. Thompson A. B. (1983) Fluid-absent metamorphism. J. Geol. Soc. Lond. 140, 533—547.
113. Thompson A. B., Algor J. R. (1977) Model systems for anatexis of pelitic rocks. I. Theory of melting reactions in the system $KAlO_2-NaAlO_2-SiO_2-H_2O$. Contrib. Miner. Petrol. 63, 247—269.
114. Thompson A. B., Tracy R. J. (1979) Model systems for anatexis of pelitic rocks. II. Facies series melting and reactions in the system $CaO-KAlO_2-NaAlO_2-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Contrib. Miner. Petrol. 70, 429—438.
115. Touret J. (1971) Le facies granulite en Norvège méridionale: II. Les inclusions fluides. Lithos 4, 423—436.
116. Tracy R. J. (1978) High grade metamorphic reactions and partial melting in pelitic schist, westcentral Massachussets. Am. J. Sci. 278, 150—178.
117. Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$. Geol. Soc. Am. Mem. 74.
118. Velde B. (1965) Phengitic micas: synthesis, stability, and natural occurrence. Am. J. Sci. 263, 886—913.
119. Vielzeuf D. (1983) The spinel and quartz associations in high grade xenoliths from Tallante (S. E. Spain) and their potential use in geothermometry and barometry. Contrib. Miner. Petrol. 82, 301—311.
120. Vielzeuf D., Boivin P. (1984) An algorithm for the construction of petrogenetic grids: application to some equilibria in granulitic paragneisses. Am. J. Sci. 284, 760—791.
121. Walther J. V., Orville P. M. (1982) Volatile production and transport in regional matamorphism. Contrib. Miner. Petrol. 79, 252—257.
122. Wendlandt R. F. (1981) Influence of CO_2 on melting of model granulite

- facies assemblages; a model for the genesis of charnockite. *Am. Miner.* **66**, 1164—1174.
123. *Winkler H. G. F.* (1979) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 5th edn., Springer-Verlag, New York.
124. *Winkler H. G. F., Boese M., Marcopoulos T.* (1975) Low temperature granitic melts. *Neues Jb. Miner. Mh.* 245—268.
125. *Wones D. R., Dodge F. C. W.* (1966) On the stability of phlogopite. *Geol. Soc. America Ann. Mag.* 1966, Abstr. 243.
126. *Wones D. R., Dodge F. C. W.* (1977) The stability of phlogopite in the presence of quartz. In: *Thermodynamics in Geology*, ed. *Fraser D. G.*, Reidel, Boston, 229—247.
127. *Wyllie P. J.* (1977a) Crustal anatexis: An experimental review. *Tectonophysics* **43**, 41—71.
128. *Wyllie P. J.* (1977b) Effects of H₂O and CO₂ on magma generation in the crust and mantle. *J. Geol. Soc. Lond.* **134**, 215—234.
129. *Wyllie P. J., Tuttle O. F.* (1960) The system CaO—CO₂—H₂O and the origin of carbonatites. *J. Petrol.* **1**, 1—46.
130. *Yardley B. W. D., Shepherd T. J., Barber J. P.* (1983) Fluid inclusion studies of high-grade rocks from Connemara, Ireland. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, eds. *Atherton M. P., Gribble C. D., Shiva*, Nantwich, 110—126.
131. *Yoder H. S., Jr.* (1952) The MgO—Al₂O₃—SiO₂—H₂O system and the related metamorphic facies. *Am. J. Sci.* **250a**, 569—627.
132. *Yoder H. S., Jr., Kushiro I.* (1969) Melting of a hydrous phase: phlogopite. *Am. J. Sci.* **267-A**, 558—582.
133. *Zen E.-an* (1967) Time and space relationships of the Taconic allochthon and autochthon. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **97**.

БАЛАНС МАСС В МИГМАТИТАХ

Сакико Н. Олсен

4.1. Введение

Проблема образования мигматитов всегда была тесно связана с проблемой гранитов. Длительным и иногда горячим дебатам о происхождении гранитов между «магматистами» и «трансформистами» на какое-то время положили конец исследования Таттла и Боуэна [44]. Они также убедили многих геологов, что мигматиты представляют собой продукт простого частичного плавления и что лейкосомы мигматитов — это отжатые начальные расплавы. Однако сразу же ясно, что это предположение встречает много трудностей, если его применить к регионально распространенным мигматитам. Наиболее часто упоминаются следующие проблемы: 1) лейкосомы не соответствуют составам начальных расплавов (см., например, [36]); 2) некоторые мигматитовые структуры, такие как ориентированное расположение реликтовых минералов (см. [22]), метаморфические структуры и структуры замещения в лейкосомах (например, [27]), противоречат мнению о том, что лейкосома образовалась из расплава. Эксперименты плавления Винклера и Брейтбарта [47] ясно иллюстрируют характер дилеммы, возникающей при изучении мигматитов. «С удивлением» они обнаружили, что по крайней мере шесть из девяти лейкосом мигматитов, залегающих на месте своего образования, вероятно, не были полностью жидкостью при температуре, достаточной для метаморфизма высокой ступени даже при $P_{H_2O} = P_{общ} = 5$ кбар. Очень сомнительно, что такая «кристаллическая каша» могла быть выжата из вмещающих пород посредством механизма фильтр-прессинга, особенно если расплав содержал плагиоклаз и кварц, а мафические минералы оставались в зальбандах. Они также обнаружили, что имеются различные типы мигматитов, залегающих на месте своего образования, а также то, что в одном районе присутствует более чем один тип мигматитов. Представляется, что проблема мигматитов еще далека от разрешения.

Баланс масс в мигматитах можно использовать как количественный метод, характеризующий процесс мигматизации. Выделяются четыре категории процессов мигматизации, постулированных в работах Седерхольма [43], Менерта [33], Миша

[36] и многих других исследователей: 1) частичное плавление и сегрегация начального расплава; 2) метаморфическая (субсолидная) дифференциация в результате механических и/или химических процессов; 3) послонная инъекция гранитной магмы вдоль плоскостей сланцеватости; 4) метасоматоз с привносом калия или реже натрия. Если установлено, что во время мигматизации порода представляла собой систему, закрытую для всех компонентов (возможно, кроме летучих), т. е. мигматизация была изохимической, то причиной мигматизации должны быть частичное плавление или метаморфическая дифференциация. Наоборот, если система была открытой для внешних компонентов, то наиболее вероятно, что метасоматоз или магматическая инъекция были единственными или доминирующими механизмами мигматизации.

Первая большая дискуссия о мигматитах как «артеритах» или «венитах» состоялась между Седерхольмом [43, с. 418] и Холмквистом [21]. В некотором смысле эта дискуссия касалась вопроса о балансе масс в мигматитах. Наблюдая в полевых условиях взаимоотношения мигматитов или полосчатых гнейсов с гранитами в докембрийском фундаменте Финляндии, Седерхольм пришел к выводу, что все гранитные жилы в мигматитах так или иначе связаны с глубинной «эруптивной» магмой. Он сравнивал эти жилы с артериями человека и назвал породу «артеритом». Предполагалось, что независимо от того, чем был представлен этот глубинный материал, магмой или «ихором», по крайней мере некоторое количество жильного материала привносилось из внешнего источника (или источников), т. е. что мигматиты представляли собой открытую систему. С другой стороны, по мнению Холмквиста, жильный материал «венитов» образовался путем выделения из непосредственно прилегающих пород, т. е. мигматиты представляли собой закрытую систему.

Большинство ранних расчетов баланса масс в мигматитах проводилось в региональном масштабе. Первый шаг таких исследований должен был заключаться в корреляции мигматита с домигматитовым эквивалентом. Далее предполагалось, что различия в их валовых составах отвечают изменениям масс, связанным с процессом мигматизации (см., например, [9, 13, 4, 25, 31]). Однако во многих случаях трудно либо невозможно найти немигматизированный, низкометаморфизованный эквивалент, поэтому следует оперировать предполагаемым составом материнской породы. Даже в случае, если удастся проследить связь между мигматитом и неметаморфизованной породой, всегда имеется вероятность фациальных или других изменений первичного валового химического состава на больших расстояниях. Поэтому такие расчеты баланса масс в региональном масштабе в лучшем случае являются полуколичественными.

Некоторые исследователи делали расчеты баланса масс в локальном масштабе, и они более отвечали количественным определениям. Если лейкосома и ее мафические зальбанды сформировались из прилегающей палеосомы мигматита в локально закрытой системе, они образовались путем простой сегрегации компонентов без какого-либо привноса или выноса материала, возможно, за исключением летучих компонентов. Общий (лейкосома и зальбанды) состав таких мигматитов должен быть идентичным составу палеосомы. Обычно предполагается, что гнейс, имеющий вид гомогенного образования и слагающий промежутки между прослоями лейкосома + зальбанды, представляет собой палеосому или первичную породу, не затронутую мигматизацией. Следует, однако, иметь в виду возможность того, что «палеосома» (называемая Йоганнесом и Гуптой [24] «мезосомой») осталась немигматизированной вследствие неподходящего состава и что лейкосома и зальбанды образовались из прослоя с более подходящим составом. Как будет показано ниже, для сравнения общего состава и состава палеосомы использовались различные методы. Менерт [32] в своих исследованиях мигматитов Шварцвальда, содержащих пегматитовые жилы или лейкосомы с обогащенными мафическими минералами зальбандами, или «зонами извлечения», показал, что отношение общих масс жильных зон и зон извлечения составляет 3 : 1. Это отношение в целом соответствует соотношению объемов двух зон на полированной поверхности породы. Сравнение общего состава со средним составом палеосомы (вмещающей породы) убедило его в том, что в процессе мигматизации не было никакого выноса или привноса компонентов. Расстояния миграции вещества в мигматите составляли несколько сантиметров или несколько десятков сантиметров. Предполагалось, что материал лейкосомы был силикатным расплавом.

Льонгрен [29] в подобных же исследованиях использовал петрографические и модальные данные по профилю длиной 230 мм, содержащему 7 лейкосом мощностью от 5 до 20 мм, с целью дать оценку баланса масс в полосчатом гнейсе или слонистом мигматите района Готенбург, Швеция. Он установил, что обогащение мафическими компонентами прилегающих к лейкосомам зон, за исключением одного случая, можно объяснить разубоживанием лейкосомы этими компонентами. Его данные, однако, показали, что некоторое разубоживание мафических зальбандов фельзитическими компонентами можно объяснить вовлечением их в лейкосому, однако в лейкосоме образовался избыток микроклина и недостаток плагиоклаза. Основываясь главным образом на структурных особенностях, например на наличии структур замещения, он сделал вывод, что лейкосомы образовались в результате калиевого метасоматоза вдоль неко-

торых слоев, приведшего к замещению плагиоклаза калиевым полевым шпатом, и одновременной метаморфической дифференциации мафических и фельзических компонентов.

Крец [28] в своих, теперь уже классических, исследованиях докембрийских мигматитов Эйнасли в северном Квинсленде пришел к выводам, подобным тем, которые сделал Люннгрен. По его данным в биотит-кварц-полевошпатовом мигматите жильный материал почти целиком был извлечен из вмещающей породы на расстоянии до 2—3 см от контакта с лейкосомой или из зоны «извлечения», обогащенной мафическими минералами. В амфиболите и кварц-плагиоклаз-биотитовом гнейсе значительное количество, но не весь жильный материал имеет местное происхождение. Он также обнаружил, что некоторые мигматиты обладают постоянным минеральным составом во всех зонах, тогда как другие характеризуются небольшими различиями в минеральном составе. Крец отверг идею частичного плавления в качестве причины сегрегации, поскольку отсутствуют различия (или они незначительны) в составах плагиоклаза жильного материала и палеосомы. Он предложил механизм метаморфической дифференциации путем обмена минералами в процессе диффузии, но причина и кинетика этого процесса остаются предметом дальнейших исследований. Следует отметить, что в исследованиях Люннгрена и Креца предполагалось, что процесс дифференциации происходит при постоянном объеме. Обоснованность такого предположения детально обсуждается ниже. Подобные исследования мигматитов также подтверждают, что мигматиты образуются как в закрытой, так и в открытой системе [45, 23, 1, 34, 26]. Результаты исследований баланса масс в мигматитах в масштабе образца породы представлены в серии статей Олсен [37, 38, 40] и Дугана [10, 11, 12], которые детально обсуждаются ниже.

4.2. Гнейсы Балтимор и мигматиты Передового хребта

Олсен изучила докембрийские мигматиты в сводовых поднятиях, сложенных гнейсами Балтимор в Мэриленде, а также в Передовом хребте, шт. Колорадо, используя данные по модальному и минеральному составу, а также анализ наименьших квадратов. Геологические особенности гнейсов Балтимор и мигматитов Передового хребта сходны в нескольких аспектах: обе разновидности пород имеют докембрийский возраст и принадлежат к областям развития региональной мигматизации; исходя из высоких значений P и T , условия были достаточно благоприятными для проявления по крайней мере некоторого частичного плавления, если $P_{H_2O} \approx P_{общ}$. Различия заключаются в следующем: 1) гнейсы Балтимор распространены в зонах с изоградой

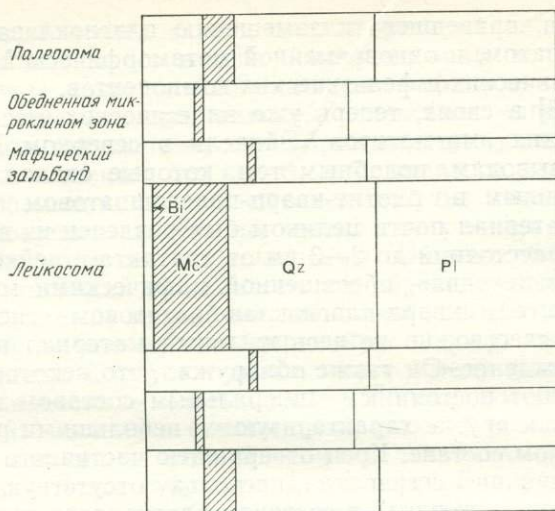


Рис. 4.1. Типичные вариации модалого состава мигматитовых зон. Объединенная микроклином зона обнаружена в некоторых породах Передового хребта и не обнаружена в гнейсах Балтимор (см. текст).

более высокой, чем кианитовая, тогда как мигматиты Передового хребта содержат силлиманит, но в них нет кианита; 2) гнейсы Балтимор в палеозойское время подвергались региональному метаморфизму [22], тогда как породы Передового хребта после главного периода мигматизации испытали лишь локальные термальные воздействия [41].

Следует отметить некоторые общие структурные и минералогические особенности этих мигматитов. Во-первых, в шлифах из всех зон наблюдаются ксенобластовые структуры и не было обнаружено каких-либо реликтовых магматических структур. В пределах точности микронзондового анализа минеральный состав обычно постоянен в каждом образце. Зональность в плагиоклазе наблюдается редко, и если она встречается, то имеет диффузный характер с ядром на 2—3% более богатым анортитом по сравнению с каймой. Палеосома этих пород в основном среднезернистая, равномернозернистая, лепидобластическая, состоящая главным образом из кварца и полевого шпата с субпараллельно ориентированными чешуйками биотита. В зальбандах размер зерен, особенно биотита, в целом крупнее, чем в палеосоме. Однако биотит встречается также и в виде цепочек, состоящих из мелких чешуек. Сланцеватость, обусловленная биотитом, огибает шарниры мелких складок. Большинство лейкосом бимодальны по размеру зерен и содержат крупные удлиненные, неправильной формы зерна кварца и микроклина

и мелкозернистый кварц-полевошпатовый агрегат в интерстициях и во многочисленных бухтообразных выемках по краям крупных зерен. В целом в лейкосоме минералы более изменены, чем в палеосоме или зальбандах. Некоторые разновидности пород Передового хребта имеют зоны мощностью до нескольких сантиметров, обедненные микроклином. Эти зоны расположены между палеосомой и мафическими зальбандами. Они близки по составу и структуре к палеосоме, за исключением того, что содержат больше плагиоклаза и меньше микроклина.

Представляется, что зоны в мигматитах находятся во взаимном минералогическом, но не структурном равновесии (обычно они имеют постоянный минеральный состав и сходные минеральные ассоциации). Поскольку маловероятно, чтобы ретроградный процесс воздействовал только на лейкосому, структурные различия между этими зонами, вероятно, связаны с мигматизацией. Все рассмотренные пробы содержат главным образом биотит-кварц-плагиоклаз-микроклин-магнетитовые ассоциации. Типичные вариации модального состава в образце показаны на рис. 4.1.

4.3. Расчеты баланса масс: методы и допущения

Размер исследованных образцов варьировал от 150 до 10 000 см³. От каждого образца отпиливалась пластинка приблизительно перпендикулярно главной сланцеватости и лейкосомам и нормально к линейности (обычно к осям мелких складок). От более крупных образцов отпиливалось несколько более мелких пластинок перпендикулярно главной пластинке. Шлифы отбирались почти со всей поверхности пластинок. Опробование проводилось таким образом, чтобы: 1) были обнаружены любые значительные вариации модального состава в сторону от главной пластинки (их не оказалось); 2) палеосома, зальбанд и лейкосома, составы которых использовались для расчетов баланса масс, всегда были в прямом контакте. Для определения валовых составов использовались модальные составы, полученные точечным подсчетом, и минеральные составы, установленные с помощью электронного микрозонда [37]. Неопределенность в оценке содержания главных окислов составляла приблизительно 1% по массе [38]. В определении состава зон с очень неправильными границами этот метод имеет преимущества перед валовым химическим анализом.

Общий состав (лейкосома+зальбанд) и состав палеосомы сравнивались с помощью анализа наименьших квадратов, примененного Брайаном и др. [5], а также Олсен [37]. Оцененные отношения лейкосомы к зальбанду $i^{\text{расч}}/j^{\text{расч}}$, рассчитанные с

помощью анализа наименьших квадратов, выражены уравнением

$$j^{\text{расч}}(\text{лейкосома}) + j^{\text{расч}}(\text{зальбанд}) = \text{палеосома} + R \pm \text{летучие}, \quad (4.1)$$

которое дает самую маленькую сумму квадратов остатков R по девяти главным компонентам. Остаток представляет собой разницу между количествами каждого компонента в оцененном общем составе и составе палеосомы. Во всех расчетах использовались составы зон в мольных процентах катионов с целью уменьшить влияние компонентов, присутствующих в большом количестве, особенно SiO_2 . Если порода мигматизирована в закрытой системе для всех компонентов, кроме летучих, то оцененные соотношения лейкосомы и зальбанда должны соответствовать наблюдаемым их соотношениям, определенным планметрическим анализом по пластинкам и прозрачным шлифам, и R должен быть равен нулю. Вследствие ошибок, унаследованных от неточных данных, а также некоторой негомогенности пород необходимо определить уровень значимости данных. Незначимой считалась разница менее 2% по объему между оцененным и замеренным соотношениями этих зон — величина примерно такого же порядка, что и ошибка модального анализа. R считался значимо отличным от нуля, если он был больше сум-



Рис. 4.2. Предполагаемое образование лейкосомы из двух различных палеосом. P — палеосома; S — зальбанд; L — лейкосома.

мы квадратов неопределенностей в составе палеосомы [38, табл. A1]. Величина значимого R зависит от валового состава и в среднем составляет около 2,00. Лейкосомы, расположенные между двумя палеосомами с различными составами, вероятно, сформировались из обеих палеосом (рис. 4.2): $L_1 + S_1$ и $L_2 + S_2$ образовались из P_1 и P_2 соответственно. Как правило, лейкосомы гомогенны, и разделение на L_1 и L_2 на рис. 4.2 не имеет физического смысла.

При расчетах переноса масс в метаморфических породах обычно предполагают, что перенос происходит либо при постоянном объеме, либо при инертности по крайней мере одного компонента, обычно алюминия (см., например, [16]) или кисло-

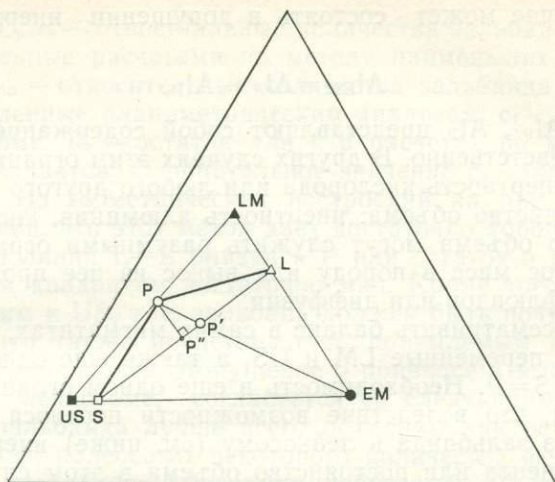


Рис. 4.3. Графическое изображение метода, использованного для расчета избыточной массы (EM) и локально образованной массы (LM) в лейкоosome (L) и зальбанде (US). P — палеосома; S — зальбанд; P' — общая зона L+S (см. текст).

рода (например, [3]), в породах (см. также [2]). В общем ни одно из этих допущений в случае мигматитов нельзя принять безоговорочно, так как они не совместимы с переносом силикатного расплава. Однако невозможно проводить расчеты баланса масс без какого-либо из этих допущений. Рис. 4.3 иллюстрирует попытку приблизиться к решению проблемы в данном исследовании. Взаимоотношения подобны тем, которые были предложены Олсен [40, рис. 5] и которые представляют собой несколько упрощенный вариант фактического баланса масс. Эти взаимоотношения, показанные на рис. 4.3, включают возможность существования изменений массы в зальбанде и лейкоosome. В этом случае незрелый первичный зальбанд (US на рис. 4.3) представляет собой остаток после вычитания LM из P, а наблюдаемый зальбанд (S) есть US плюс некоторое количество излишней массы (EM). Анализ наименьших квадратов для закрытой системы используется для того, чтобы определить, как близка P к P'. При изучении баланса масс между мигматитом и внешним источником (источниками) можно рассматривать пять переменных (не все из них независимые): P, L, S, P' и EM. Из этих пяти четыре, P, L, S и P', известны или измеряемы. Последняя рассчитывается с использованием измеренного отношения L к S. Для определения системы и отыскания EM необходимо только одно уравнение или ограничение. Ограничение

в этом случае может состоять в допущении инертности Al в породе:

$$Al_{EM} = Al_{P'} - Al_P,$$

где Al_{EM} , $Al_{P'}$, Al_P представляют собой содержание Al в EM, P' и P соответственно. В других случаях этим ограничением может быть инертность кислорода или любого другого компонента либо постоянство объема: инертность алюминия, кислорода или постоянство объема могут служить разумными ограничениями, если привнос масс в породу или вынос из нее происходят посредством флюидов или диффузии.

Если рассматривать баланс в самих мигматитах, добавляются еще две переменные LM и US, а также еще одно ограничение $LM + US = P$. Необходимость в еще одном ограничении связана с тем, что вследствие возможности переноса частичного расплава из зальбанда в лейкосому (см. ниже) инертность любого компонента или постоянство объема в этом случае не будут приемлемыми ограничениями. Применяемое ограничение представляет собой допущение, что излишняя масса EM заключена в лейкосоме, т. е. $S = US$ (см. [40, рис. 5]). Состав LM рассчитывается по формуле

$$LM_c = P_c - [n]_{Al} j_{набл} S_c,$$

где LM_c , P_c , S_c — число катионов в LM, палеосоме и зальбанде соответственно; $j_{набл}$ — измеренная пропорция зальбанда в мольных процентах катиона; $[n]_{Al}$ — отношение числа ионов алюминия в палеосоме к числу ионов алюминия в общей зоне лейкосома + зальбанд. На рис. 4.3 расстояние между LM и P пропорционально $[n]_{Al} j_{набл}$ и $EM = L - LM$.

В случае возможной инъекции расплава из внешнего источника допущение инертности Al для мигматита в целом не правомерно. Необходимое вместо этого ограничение заключается: 1) в допущении об излишней массе, приуроченной к лейкосоме (или $S = US$); 2) в уменьшении разницы между L и LM, т. е. уменьшении излишней массы. Поскольку P и S фиксируются допущением (1), анализ наименьших квадратов будет уменьшать разницу между L и LM. R (остаток в расчетах) можно рассматривать как величину, пропорциональную расстоянию между P и P''. Отношение LM к P (равное расстоянию S—P) почти равно S—P'', если R незначительный. S—P'' используется для вычисления LM и EM. Следует отметить, что расстояние S—P в породе неизмеряемо, потому что оно представляет собой отношение LM к P. Численно EM можно определить из формулы

$$c_x = 1/100 \left(\frac{S_{расч}}{S_{набл}} \cdot L_{набл} - L_{расч} \right) c_L + R_c,$$

где $S_{расч}$ и $L_{расч}$ — относительные количества зальбанда и лейкосомы, оцененные расчетами по методу наименьших квадратов, $S_{набл}$ и $L_{набл}$ — относительные количества зальбанда и лейкосома, определенные планиметрическим анализом, c_L — количество c в лейкосоме, R_c — остаток для c в расчетах по методу наименьших квадратов. Отрицательное значение c_x означает вынос материала. Из геометрических построений на рис. 4.3 можно сделать вывод, что этот метод дает достаточно хорошее приближение, если линия $L-S$ близка к P или остаток в расчетах по наименьшим квадратам достаточно мал. Кроме того, S должен быть близким к US , т. е. зальбанд должен быть почти закрытой системой, что также представляется приемлемым допущением в большинстве случаев. Допущение о привносе и выносе, присутствующих лишь лейкосоме, согласуется со следующими фактами: 1) состав зальбанда лучше всего объясним как остаток после извлечения из палеосомы некоторого количества фельзического материала, подобного материалу лейкосома; 2) два мафических зальбанда на контакте с каждой лейкосомой имеют почти одинаковые составы, и их симметричное положение дает основание предполагать привнос материала в лейкосому.

В дополнение к допущениям о палеосомах как неизменных породах расчеты баланса масс, используемые в этом исследовании, основаны на других двух допущениях: 1) наблюдаемые в настоящее время лейкосома все еще находятся в контакте с первичными зальбандами, которые в свою очередь находятся в контакте с первичными палеосомами; 2) последующие деформации, если они имели место, не изменили относительных объемных соотношений лейкосома и зальбанда. Хотя эти допущения невозможно полностью обосновать, они подтверждаются некоторыми фактами, по крайней мере для изученных образцов: а) резкая граница между палеосомой и мигматизированной зоной, а также химическая и структурная гомогенность палеосомы свидетельствуют о незначительном взаимодействии между двумя зонами; б) закономерные взаимоотношения, устанавливаемые по результатам представленных ниже расчетов, и особенно тот факт, что наблюдаемые пропорции лейкосом больше, чем расчетные, трудно увязать со значительными смещениями лейкосом по отношению к первичным зальбандам; в) в некоторых случаях состав лейкосом незначительно, но систематически варьирует в соответствии с небольшими вариациями состава непосредственно прилегающей палеосомы; г) структуру зальбандов с тонкими разветвлениями в виде метлы и фестончатыми границами трудно согласовать со значительно большим утонением зальбандов по сравнению с лейкосомами, как это можно ожидать в случае предполагаемой интенсивной деформации и смещения. Кроме того, состав лейкосом и зальбандов достаточно

постоянен по простиранию, по крайней мере на протяжении одного метра. Поэтому расчеты баланса масс были бы достоверны, даже если бы имело место смещение лейкосомы по отношению к зальбанду при условии, что это смещение было незначительным.

4.4. Расчеты баланса масс: результаты

4.4.1. Мигматиты, образующиеся в закрытой системе. Общие составы лейкосома+зальбанд шести лейкосом (два образца гнейсов Балтимор и четыре образца мигматитов Передового хребта) очень близки к соответствующим составам палеосом (рис. 4.4). Результаты по четырем другим небольшим образцам, каждый из которых содержит одну лейкосому, и двум большим образцам из Передового хребта, один из которых содержит шесть, а другой — три лейкосомы, совершенно другие. Они показывают, что ни одна из 13 пар лейкосома+зальбанд не смогла образоваться из прилегающих палеосом изохимически: либо оцененные соотношения лейкосома/зальбанд значимо отличаются от измеренных, либо R значимо большой, либо и то и другое (рис. 4.5). Данные по этим мигматитам «открытой системы» указывают на то, что в этих породах имел место некоторый перенос масс.

Лейкосомы закрытой системы имеют мощности от 3 до 30 см и окаймлены зальбандами мощностью от 0,5 до 6 мм, богатыми мафическими минералами. Они должны были образоваться в результате метаморфической дифференциации или частичного плавления, но не путем инъекции или метасоматоза. Эти мигматиты обладают признаками субсолидусной метаморфической дифференциации и частичного плавления. Метаморфическая дифференциация может происходить либо механическим, либо химическим путем. Механическая дифференциация представляется маловероятной для этих мигматитов, так как развитие лейкосом приводит к сегрегации не только фельзических и мафических минералов, но и к разделению микроклина и плагиоклаза. Так как оба полевых шпата структурно близки друг к другу, маловероятно, что их механические свойства были достаточно различными для такого разделения. Имеются признаки химической дифференциации посредством механизма диффузии компонентов, возможно в виде ионов или ассоциированных соединений через межзерновую фазу [8].

Мигматитовые зоны в этих породах различаются главным образом содержаниями SiO_2 , FeO и MgO , что соответствует различиям в количествах биотита, микроклина и кварца. Предполагается, что простая субсолидусная ионная реакция, представ-

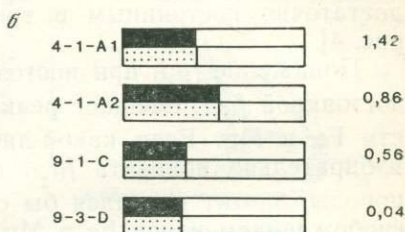
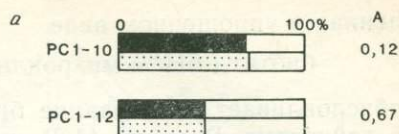


Рис. 4.4. Расчет баланса масс в закрытой системе для мигматитов из гнейсового комплекса Балтимор (*a*) и мигматитов Передового хребта (*б*). Проценты по объему лейкосомы, полученные путем оценки, показаны черным цветом, а измеренные — крапом. А — сумма квадратов остатков в расчетах методом наименьших квадратов.

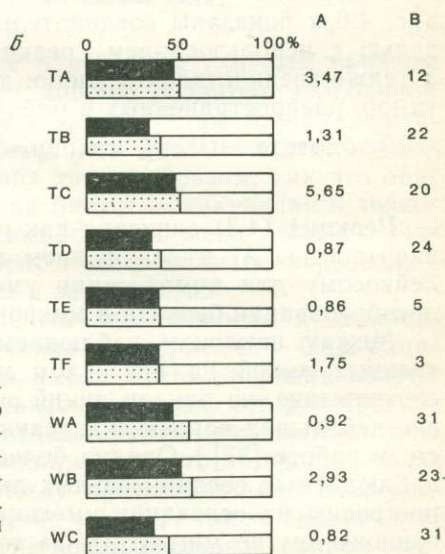
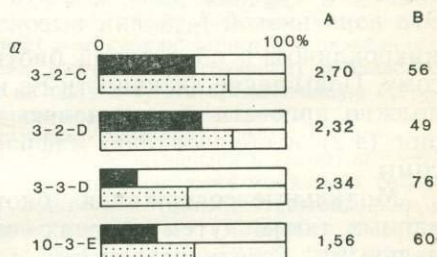
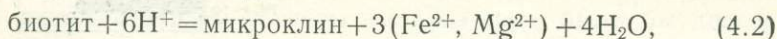


Рис. 4.5. Результаты расчетов баланса масс для мигматитов Передового хребта, сформировавшихся в открытой системе путем инъекции (*a*) и метасоматоза (*б*). В — проценты по объему избыточной массы в лейкосомах. См. текст, а также обозначения к рис. 4.4.

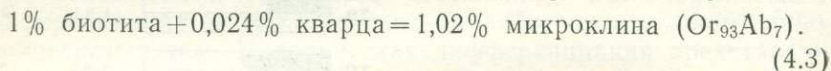
ленная в упрощенном виде



обуславливает образование биотита в зальбанде и микроклина в лейкосоме. Реакция (4.2) написана с учетом сохранения алюминия в твердой фазе, так как содержание алюминия остается достаточно постоянным в трех зонах этих мигматитов [37, рис. 4].

Понижение $f_{\text{H}_2\text{O}}$ при постоянной a_{H^+} или повышение a_{H^+} при постоянной $f_{\text{H}_2\text{O}}$ смещает реакцию вправо и повышает активности Fe и Mg. Если какой-либо независимый фактор смог бы избирательно понизить $f_{\text{H}_2\text{O}}$ или повысить a_{H^+} в одной части породы, биотит распался бы с образованием микроклина и высвобождением ионов Fe и Mg. Вследствие повышения активности Fe и Mg оба иона диффундируют за пределы этой зоны. Эта зона низкой $f_{\text{H}_2\text{O}}$ или высокой a_{H^+} становится обогащенной микроклином и обедненной биотитом и преобразуется в лейкосому. Повышение активности Fe и Mg в прилегающей палеосоме должно привести к замещению микроклина биотитом по реакции (4.2) и образованию мафического зальбанда вдоль лейкосомы.

Модальные содержания биотита и микроклина, сформированных таким путем в зонах мигматита, выражаются параллельными соединительными линиями между лейкосомой и зальбандом, проходящими через различные составы палеосомы на диаграмме модальных составов биотит — микроклин. На рис. 4.6, а показаны соединительные линии, предсказанные моделью с использованием реакции (4.3), приведенной ниже, а также соединительные линии для мигматитов комплекса Балтимор, распространенных в районе Пини-Крик, шт. Мэриленд.



Реакция (4.3) записана как реакция с постоянным объемом, инертностью Al и допущением миграции SiO_2 из зальбанда в лейкосому для компенсации уменьшения объема на 20% при преобразовании биотита в микроклин.

Между наклоном наблюдаемых и предсказанных соединительных линий на рис. 4.6, а имеется лишь приблизительное соответствие, но наклон линий значительно изменяется вследствие небольших вариаций в реакции. (Вариации в реакции (4.3) см. в работе [37].) Однако более важна общая параллельность наблюдаемых соединительных линий на рис. 4.6, а и б, которые построены на основании имеющихся модальных данных, включающих другие мигматиты из того же самого района. Расчеты

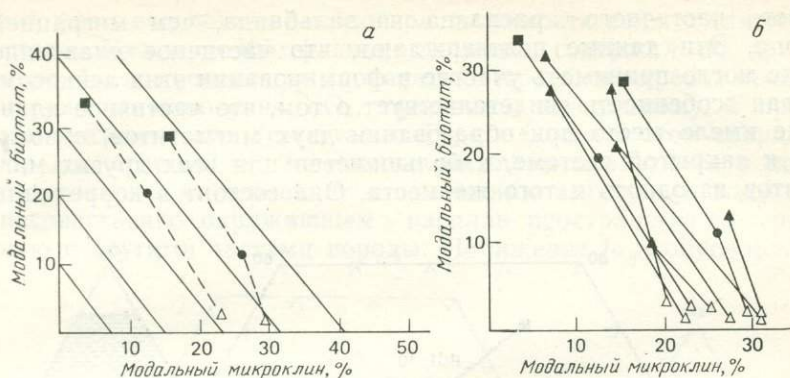


Рис. 4.6. *а* — диаграмма биотит — микроклин (модальные содержания) для биотитовых слоистых мигматитов из гнейсовой толщи Балтимор. В мигматитах, образовавшихся путем метаморфической дифференциации посредством реакций биотит \rightleftharpoons микроклин в лейкосоме и микроклин \rightleftharpoons биотит в зальбандах, палеосома (черные кружки), лейкосома (светлые треугольники) и зальбанд (черные квадраты) должны ложиться на одну и ту же предсказанную соединительную линию (сплошную). Соединительные линии построены с использованием реакции (4.3) (см. текст). Пунктирные линии — наблюдаемые соединительные линии для мигматитов Пини-Крик, образовавшихся в закрытой системе; *б* — наблюдаемые соединительные линии на диаграмме модальных содержаний биотита и микроклина между лейкосомой (светлые треугольники) и мафической вмещающей породой (черные треугольники), которая в слоистых жильных мигматитах Пини-Крик, содержащих биотит в качестве единственной темноцветной фазы, может быть зальбандом или палеосомой. Другие символы — такие же, как на рис. *а*. Следует обратить внимание на общее параллельное расположение соединительных линий.

баланса масс для последних не определены главным образом потому, что в этих породах нет хорошо развитых зальбандов или вмещающих пород, которые с уверенностью можно определить как неизмененную палеосому. Эти данные подтверждают сегрегацию биотита и микроклина таким образом, как это описано выше: путем парных реакций биотит — микроклин в лейкосоме и зальбанде с диффузией компонентов между зонами. Однако одни только реакции биотит — микроклин не определяют наблюдаемых составов лейкосом и зальбандов.

Предсказанные фельзитические составы лейкосом и зальбандов и наблюдаемые составы не совпадают (рис. 4.7). Они, однако, вполне совпали бы, если бы имела место миграция кварца из зальбанда в лейкосому дополнительно к той, которая предполагалась реакцией. Однако представляется, что соответствие составов лейкосом гранитному минимуму — это не просто совпадение. Более того, различия между предсказанными и наблюдаемыми составами, показанные на рис. 4.7, также можно лучше объяснить механической сегрегацией богатого кварцем нат-

риегового частичного расплава из зальбанда, чем миграцией кварца. Эти данные подтверждают, что частичное плавление также могло принимать участие в формировании этих лейкосом. Другая особенность свидетельствует о том, что частичное плавление имело место при образовании двух мигматитов, относимых к закрытой системе, и большинства или всех других мигматитов из одного и того же места. Она состоит в корреляции

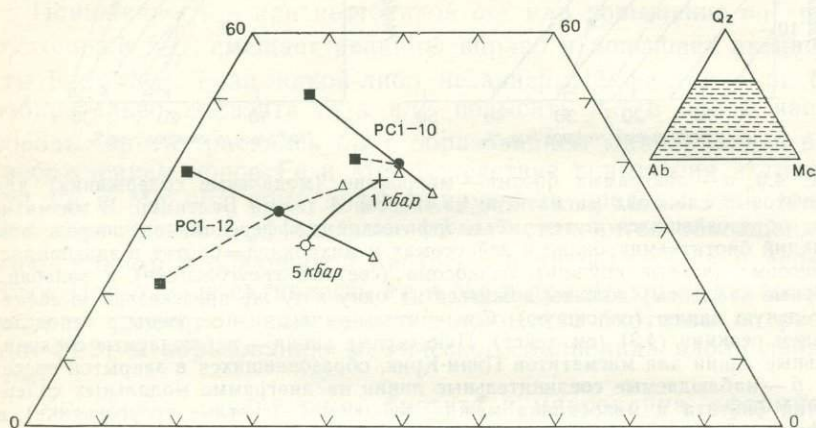


Рис. 4.7. Соединительные линии в гранитной тройной диаграмме модальных составов двух мигматитов из гнейсового комплекса Балтимор, образовавшихся в закрытой системе, пунктирные линии — наблюдаемые, сплошные — расчетные. Все данные на гранитных тройных диаграммах в этой главе представлены в процентах по объему, хотя гранитный минимум дан в процентах по массе. Это допустимо, так как максимальная разница между содержаниями в процентах по объему и массе на этих диаграммах составляет около одного процента и едва ли будет заметна.

между составом палеосомы и степенью мигматизации: палеосомы слоистых мигматитов из Пини-Крик на диаграмме рис. 4.8 расположены ближе к гранитному минимуму, чем мигматиты из жильных гнейсов. Другими словами, чем ближе состав палеосомы к гранитному минимуму, тем более значителен объем лейкосом или тем более полно мигматизирована порода.

Признаки субсолидусной метаморфической дифференциации и частичного плавления в двух мигматитах, относимых к закрытой системе, позволяют предполагать, что эти мигматиты сформировались в результате сочетания этих двух процессов. Модель мигматизации в результате метаморфической дифференциации, вызванной частичным плавлением, показана на рис. 4.9. По мере образования начального расплава он должен поглощать воду, содержащуюся в окружающем пространстве в виде межзерно-

вой фазы вследствие высокой растворимости воды в таком расплаве. Межзерновой флюид, вероятно, содержал по крайней мере два компонента: в мигматитах Передового хребта были обнаружены включения CO_2 , связанные, по-видимому, с процессом мигматизации (см. статью Туре и Олсен в этом сборнике). Предполагается, что начальные расплавы образуются в породе разрозненно, что приводит к понижению активности воды в непосредственно окружающем расплав пространстве по сравнению с другими частями породы. Понижение $f_{\text{H}_2\text{O}}$ обуславливает

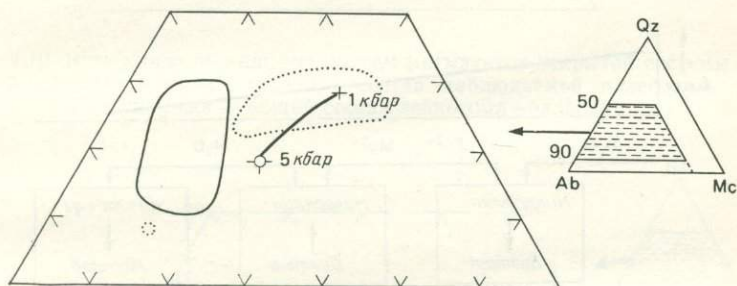


Рис. 4.8. Взаимоотношения между составом палеосомы и степенью мигматизации в гнейсах Балтимор. Обратите внимание на то, что палеосомы более широко мигматизированных пород, слоистых мигматитов, (ограничены точечной линией) ближе к гранитному минимуму (сплошная линия [30]), чем палеосомы менее широко мигматизированных пород, жильных мигматитов, (небольшой точечный контур).

реакцию распада биотита с образованием лейкосомы. Вода, высвобождающаяся в результате этой реакции, реагирует с кварцем, альбитом и микроклином, формируя еще большее количество расплава. Высвобождающиеся в результате той же самой реакции Fe и Mg диффундируют в прилегающую палеосому, где биотит замещает микроклин и образуется зальбанд. Вода, необходимая для реакции образования зальбанда, привносится из более удаленных участков палеосомы. По мере того как продолжается плавление в лейкосоме, между лейкосомой и палеосомой поддерживается некоторый градиент $f_{\text{H}_2\text{O}}$, способствующий продолжению метаморфической дифференциации. Этот механизм должен обуславливать параллельное расположение соединительных линий на рис. 4.6, а и б. В то же время он должен влиять на расположение составов лейкосомы ближе к стороне гранитного минимума, богатой микроклином, что установлено в этих породах [37, рис. 9]: если бы лейкосома содержала расплав состава гранитного минимума, то микроклин, образующийся из биотита, изменил бы свой состав, соответствующий минимуму, на промежуточный между минимумом и вершиной микро-

клина. Мигматиты «закрытой системы» из Передового хребта могли сформироваться так же, как это было постулировано для описанных выше гнейсов Балтимор [38]. Но возможно также, что некоторые или все эти мигматиты были несколько открыты для внешних компонентов. Состав каждой пары лейкосома + палеосома более обогащен калием, чем палеосома (рис. 4.10), что дает основание предполагать незначительный метасоматизм либо в результате привноса компонентов калиевого полевого шпата, либо в результате обмена $K-Na$.

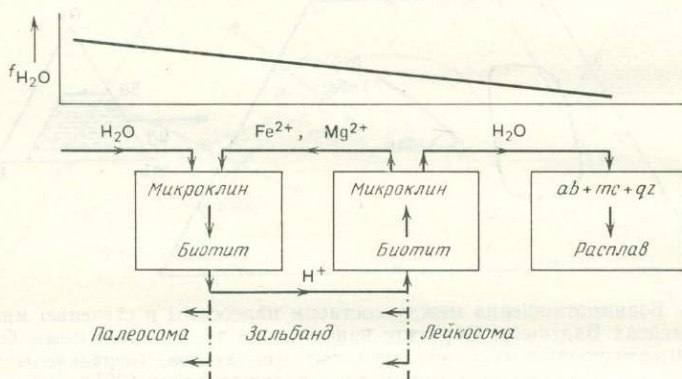


Рис. 4.9. Схематическое изображение механизма мигматизации путем метаморфической дифференциации, вызванной частичным плавлением (см. текст). Здесь не предполагается, что градиент f_{H_2O} имеет линейный характер.

4.4.2. Мигматиты, образующиеся в открытой системе. Четыре небольших образца биотит-кварц-полевошпатовых мигматитов из района Клар-Крик с гранитными лейкосомами мощностью от 8 до 30 мм и мафическими зальбандами мощностью от 3 до 15 мм, использованные для расчетов методом наименьших квадратов, характеризуются относительно большими остатками и значительными различиями между измеренными и оцененными соотношениями зон (рис. 4.5, а). Установлено добавление некоторых компонентов в каждой лейкосоме, потому что в каждом случае измеренная пропорция лейкосомы значительно выше, чем оцененная. Избыточные массы, рассчитанные для четырех лейкосом, имеют состав от гранитного до тоналитового и составляют от 49 до 76% общего объема соответствующих лейкосом (рис. 4.11). Их составы, соответствующие низкотемпературным расплавам (ср. с данными Винклера и др. [46]), и достаточно большие объемы свидетельствуют о том, что избыточные массы представляют собой силикатные расплавы, произошедшие из

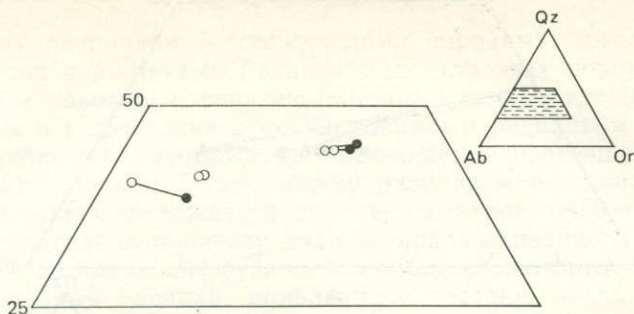


Рис. 4.10. Возможное обогащение калием мигматитов закрытой системы (Передовой хребет). Светлые кружки — состав наблюдаемой палеосомы, черные кружки — общий состав лейкосомы + зальбанд.

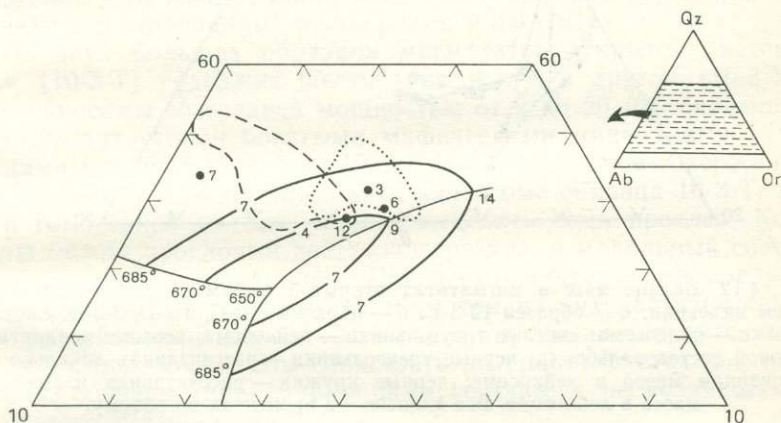


Рис. 4.11. Рассчитанные модальные составы избыточных масс (черные кружки) в лейкосомах открытой системы, сформировавшихся путем инъекции. Сплошные линии — составы низкотемпературных расплавов (% по массе) при $P_{H_2O} = 5$ кбар по Винклеру и др. [46]; числа на изолиниях представляют собой содержание анортита в мольных процентах. Пунктирный контур — вариации нормативных составов трондъмитовых пород, точечный контур — составы красных лейкогранитов района [19].

внешнего источника, и что эти мигматиты сформировались в результате инъекции магмы.

Различие между условной моделью послойной, или простой механической инъекции магмы вдоль плоскостей сланцеватости [35, с. 230] и постулируемой здесь моделью заключается в том, что лейкосома в этих породах не представляет собой инжецированного первичного расплава. Приверженцы условной модели в большинстве случаев игнорируют возможность взаимодейст-

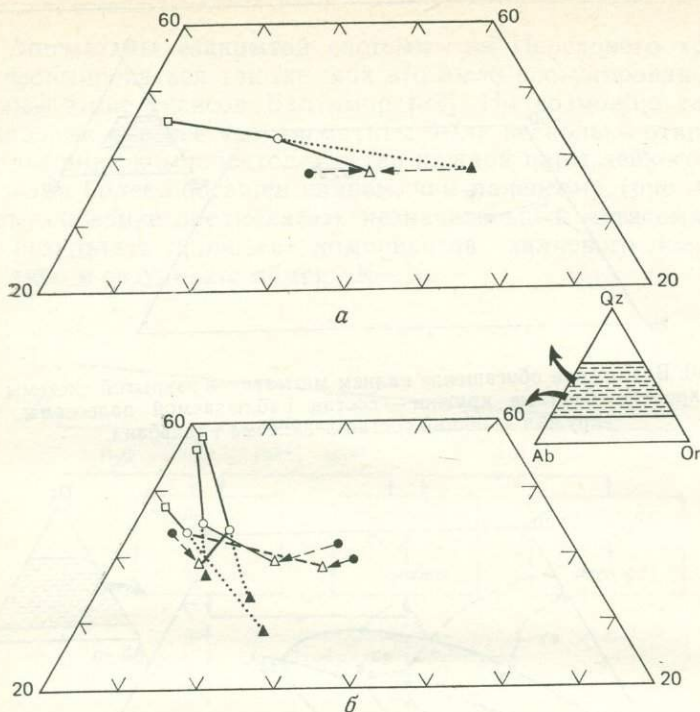


Рис. 4.12. Баланс масс в мигматитах открытой системы, сформировавшихся путем инъекции: *a* — образец 10-3-Е; *б* — образцы 3-2-С, 3-2-Д, 3-3-Д. Светлые кружки — палеосома; светлые треугольники — лейкосома; светлые квадраты — валовой состав зальбанда; черные треугольники — рассчитанная локально образованная масса в лейкосоме; черные кружки — рассчитанная избыточная масса в лейкосоме. Все данные — в процентах по объему.

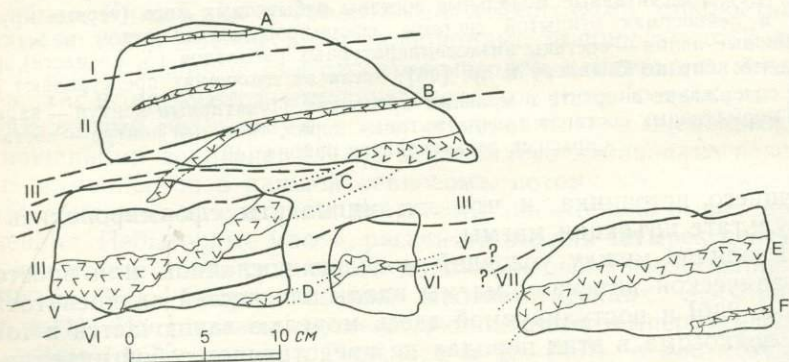


Рис. 4.13. Образец 10-3-Т. Римские цифры — палеосомы; сплошные линии — наблюдаемые (пунктир — предполагаемые) границы между различными палеосомами; галочки — лейкосомы.

вия между расплавом и вмещающими породами, тогда как в соответствии с расчетами баланса масс для этих пород требуется, чтобы некоторые фельзитические компоненты отделились от палеосомы и в сочетании с инъецированным расплавом образывали лейкосомы, которые мы наблюдаем в настоящее время (рис. 4.12). Взаимодействие между расплавом и вмещающими породами может выражаться либо в частичном плавлении палеосомы благодаря привнесу воды из водонасыщенного расплава, либо в развитии диффузионного процесса, который изменил инъецированный расплав, приблизив к составу, находящемуся в равновесии с палеосомой. Зальбанды должны быть остатками, образовавшимися в процессе сегрегации. Рассчитанные составы расплавов подобны составам небольших плутонов и даек, известных в районе (см. [19]), что свидетельствует о том, что эти интрузивы или их источники представляют собой вероятные источники инъецированных расплавов в мигматитах.

Из двух больших образцов мигматитов открытой системы один (10-3-Т) содержит шесть (рис. 4.13), а другой (10-3-В) три лейкосомы со средней мощностью от 2 до 20 мм, окаймленные с обеих сторон богатыми мафическими минералами зальбандами мощностью от 1 до 10 мм. По различиям в содержании микроклина и роговой обманки в палеосоме образца 10-3-Т, хотя и гомогенной на вид, можно выделить семь проследов. Контакты между прослоями достаточно резкие, и модальный состав каждого прослоя постоянен. Лейкосомы обычно параллельны этим прослоям, но по крайней мере три из них частично секут их. Три лейкосомы или их части расположены на контакте между двумя прослоями. Эта слоистость интерпретируется как первичная, обусловленная вариациями состава, а не возникшая в результате мигматизации.

Все измеренные пропорции девяти лейкосом больше, чем оцененные по данным анализа наименьших квадратов (рис. 4.5, б). Для двух лейкосом (10-3-Т-Е и Т-Е) измеренные и оцененные пропорции совпадают в пределах неопределенностей, присущих данному, но сумма квадратов остатков достаточно велика. Поэтому ни одна из серий лейкосома+зальбанд, вероятно, не образовалась из прилегающих палеосом изохимически. Результаты можно интерпретировать двумя путями: 1) эти лейкосомы сформировались в открытой системе путем обмена масс с внешним источником (s); 2) каждая из наблюдаемых в настоящее время серий лейкосома+зальбанд сформировалась из породы, чей состав отличался от состава палеосомы. Обсудим вначале вторую возможность.

Йоганнес и Гупта [24] пришли к выводу, что лейкосома+зальбанд в мигматитах района Арвика, Швеция, образовались путем селективного частичного плавления прослоев пара-

гнейсов с более подходящим (более гранитным) составом, чем немигматизированные мезосомы или вмещающие породы. Если это справедливо для рассматриваемых пород, то лейкосома должна представлять собой низкотемпературный расплав породы, состав которой аналогичен общему составу лейкосома+зальбанд при допущении изохимической мигматизации. Эта возможность маловероятна по нескольким причинам: 1) некоторые лейкосомы, по-видимому, секут слоистость, выраженную вариациями вещественного состава (рис. 4.13), которая, вероятно, яв-

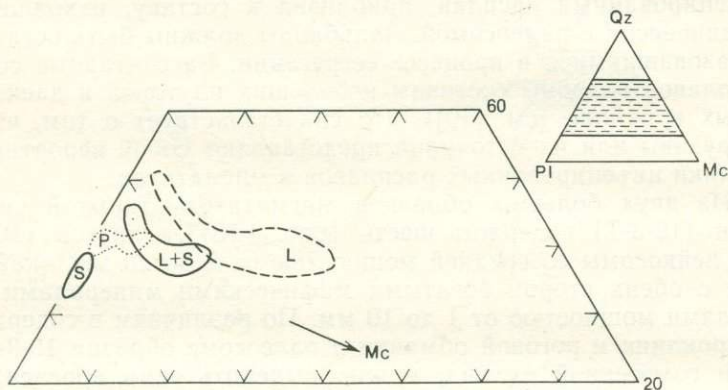


Рис. 4.14. Вариации валовых составов лейкосома (L), зальбанд (S), палеосомы (P) и общего состава лейкосома+зальбанд (L+S) в образцах 10-3-T и 10-3-W.

ляется первичной; 2) диапазоны вариаций общих составов лейкосома+зальбанд и составов палеосом перекрываются, и по крайней мере одна из палеосом имеет более гранитный состав, чем некоторые из общих составов лейкосома+зальбанд (рис. 4.14); 3) составы лейкосом варьируют в большей степени, чем общие составы лейкосома+зальбанд (рис. 4.4), — маловероятное взаимоотношение между частичными расплавами и вмещающими породами. Вариации составов лейкосом могут отражать диапазон температур при формировании лейкосом (см. [46]). Такой интервал плавления, однако, не согласуется с моделью, согласно которой зоны лейкосома+зальбанд представляют собой прослойки с составами, более благоприятными для плавления. Составы полевых шпатов остаются постоянными в каждом мигматите. Если локальная система была бы полностью закрытой, даже для летучих, то все зоны лейкосома+зальбанд и мезосомы (или палеосомы в этой статье) должны были бы начать расплавляться при одинаковой температуре, хотя количества образующихся расплавов были бы при этом различными

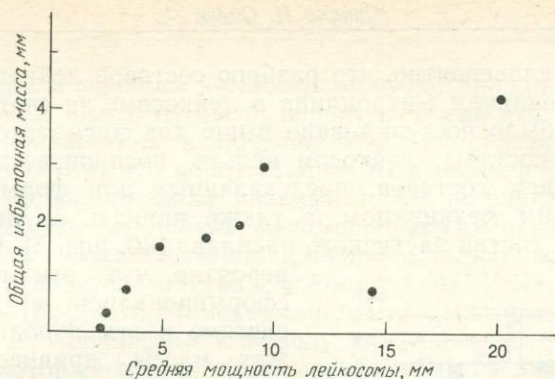


Рис. 4.15. Взаимоотношения между количеством избыточной массы в лейкосоме и мощностью лейкосомы при допущении, что эта масса содержится в прослое лейкосомы.

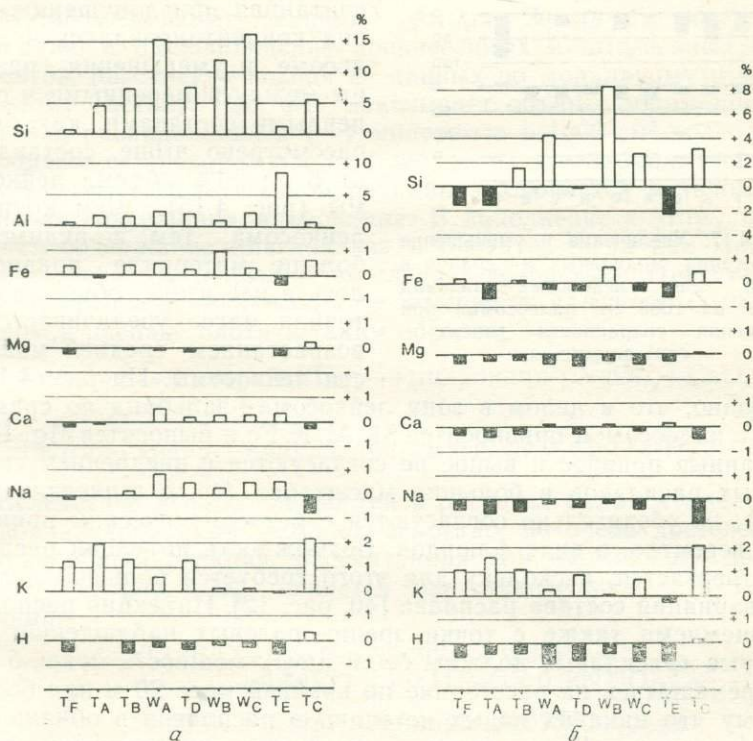


Рис. 4.16. *а* — привнос и вынос компонентов в образцах 10-3-Т и 10-3-В из Передового хребта при допущении, что они содержались в лейкосоме (см. текст) (в мольных процентах катионов на 1 моль палеосомы); *б* — привнос и вынос компонентов, рассчитанный на основе постоянства содержания (инертности) алюминия (в мольных процентах катионов на 1 моль палеосомы).

[20]. Также маловероятно, что разброс составов лейкосомы был вызван образованием микроклина в лейкосоме за счет распада биотита, как было постулировано выше для мигматитов закрытой системы: составы лейкосом нельзя воспроизвести каким-либо сочетанием составов, предсказанных для формирования лейкосом таким механизмом, а также принять за достаточно обоснованный состав частичного расплава [40, рис. 8]. Наиболее

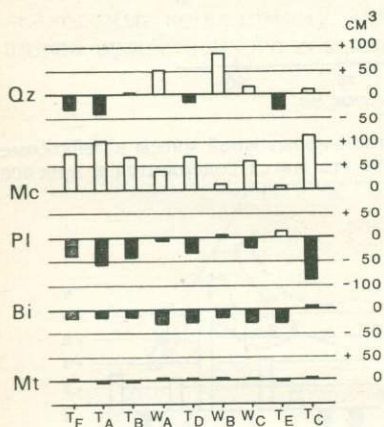
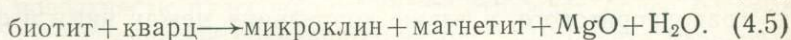
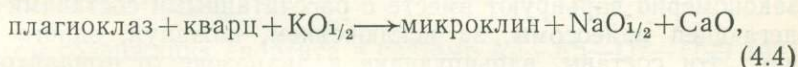


Рис. 4.17. Увеличение и уменьшение содержания модальных минералов в общей зоне лейкосома+зальбанд (в см^3 на 1000 см^3 палеосомы) при допущении сохранности (инертности) алюминия.

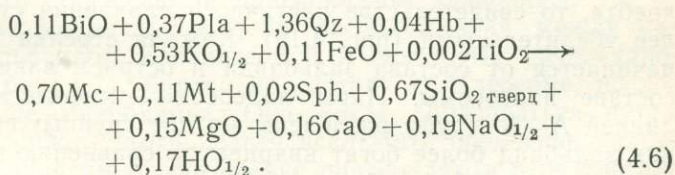
вероятно, что эти лейкосомы сформировались в открытой системе и эти породы содержат массы, привнесенные из внешнего источника (или источников). Общая избыточная масса, образующаяся в результате привноса — выноса, рассчитанная при допущении, что она концентрировалась в лейкосоме, и уменьшения разницы между измеренными и оцененными составами, как было рассмотрено выше, составляет от 3 до 30% объема лейкосомы (рис. 4.15). Чем крупнее лейкосома, тем, по-видимому, больше материала привносилось в нее извне: общая избыточная масса увеличивается с возрастанием средней мощности лейкосомы. На рис. 4.16, а показано, что в целом в зону лейкосома+зальбанд по сравнению с палеосомой привносятся Si, Al, K, Fe и выносятся Mg. Рассчитанные привнос и вынос не согласуются с внедрением силикатных расплавов в больших масштабах (ср. с вышеизложенным), но убедительно согласуются с метасоматическим привносом, вероятно, в виде флюидов. Возможность инъекции расплава отвергается, поскольку для этого требуется большой диапазон вариаций состава расплава [40, рис. 12]. Инъекция расплава неприемлема также с точки зрения полевых наблюдений: некоторые «расплавы» должны были иметь мощность менее 5 мм и перемещаться на расстояние по крайней мере 20 м или более, потому что никаких явных источников расплавов в обнажении не обнаружено. Представляется физически невероятным, чтобы такие инъекции имели место без быстрого охлаждения расплава. По той же самой причине невероятно, чтобы массоперенос происходил без обмена масс между породой и расплавом, проходящим через породу.

Если среда переноса компонентов представляла собой флюид, то привнос и вынос Al были, вероятно, очень небольшими: изучение газовой-жидких включений (см., например, [42]) свидетельствует о том, что концентрации Al в большинстве метаморфических флюидов были низкими и Al, по-видимому, относительно инертен во многих метаморфических обстановках (например, [8]). Соответственно привнос и вынос пересчитаны на основе постоянства состава содержания Al. Интерпретация результатов (рис. 4.16, б) показывает, что некоторые компоненты, особенно K, привнесены в породу во флюидной фазе, в тот ее участок, который в настоящее время является лейкосомой. Эти компоненты остались в породе в результате реакции с минералами. Другие компоненты, особенно Na и Mg и, возможно Ca, высвобождены в ходе той же самой реакции и удалены из породы.

Метасоматическая реакция, которая могла бы объяснить фиксацию и высвобождение привнесенных и вынесенных компонентов, рассчитана исходя из данных по модальному и минеральному составу. Рис. 4.17 показывает объемы образующихся (+) или распадающихся (—) минералов в 1000 см³ палеосомы в процессе ее преобразования в лейкосому и зальбанд. Главный результат метасоматической реакции заключается в явном повышении содержания микроклина. В дополнение к этому понижается содержание плагиоклаза и биотита, тогда как количество магнетита в большинстве случаев возрастает. Представляется, что реакции заключаются в замещении плагиоклаза микроклином и распаде биотита таким образом:



Вследствие неопределенностей в расчетах баланса масс точно сбалансированные реакции, вероятно, не очень достоверны. Однако общая реакция, рассчитанная для наименьшей лейкосомы (Т-Ф, рис. 4.13), является представительной для таких реакций:



Начальная мигматизация скорее всего происходила в результате действия такой реакции обмена. Реакция характери-

зуются почти постоянным объемом (ΔV от -2 до $+2\%$), за исключением лейкосом в образце 10-3-W (ΔV от $+3$ до $+11\%$), для которых предполагается более поздний привнос Si, а также в образце 10-3-ТС ($\Delta V=5\%$), для которых нельзя исключить магматическую инъекцию. Все реакции, за исключением одной, являются также реакциями дегидратации (рис. 4.16, б).

Большая часть лейкосома представляет собой массу, которая уже присутствовала в породе. Такая локально образовавшаяся масса лейкосома, наиболее вероятно, была извлечена из палеосома с формированием мафического зальбанда в качестве остатка. Состав такой массы (LM, рис. 4.3) рассчитан исходя из предположения, что перенос Al имел место в пределах зоны лейкосома+зальбанд, но не в породе или из нее. Первое допущение необходимо, потому что в этих породах вероятны частичное плавление и перенос частичного расплава. Следует принять, что избыточная масса в лейкосоме играет роль необходимого ограничения для расчетов баланса масс (см. рис. 4.3). Положительные числа рассчитанных составов [40, табл. 3] представляют собой фазы, вынесенные из палеосома в лейкосому. Однако положительные величины для биотита и отрицательные для магнетита включают количества израсходованного биотита и образовавшегося магнетита в реакциях мигматизации, подобных (4.5) (ср. с рис. 4.17): нет необходимости предполагать физический перенос для всего количества этих минералов. Рассчитанные фельзитические составы локально образованных масс (рис. 4.18), которые включают микроклин, сформировавшийся за счет биотита по реакции (4.5), достаточно закономерно варьируют вместе с рассчитанными составами прилегающей палеосома, за исключением, пожалуй, одного случая. Эти составы, варьирующие в диапазоне от тоналитового до гранодиоритового, а также корреляция между ними и фельзитическими составами палеосом дают основание определенно предполагать, что эти локально образованные массы представляют собой частичные расплавы, сформировавшиеся в палеосомах.

Если собрать воедино все имеющиеся модальные составы пар палеосома—мафический зальбанд для пород Передового хребта, то свидетельства частичного плавления станут еще более убедительными (рис. 4.19). Каждая стрелка на рис. 4.19, а начинается от состава зальбанда и острием заканчивается на составе палеосома. Пары палеосома—мафический зальбанд линией А—А' грубо разделены на две группы: выше этой линии зальбанд более богат кварцем по сравнению с палеосомой, а ниже ее зальбанд более богат плагиоклазом (ср. с [1, рис. 4 и 8]). Некоторые стрелки, попадающие не на ту сторону от линии, будут обсуждены ниже. Таких взаимоотношений мож-

но ожидать, если зальбанды образуются из палеосом путем извлечения частичных расплавов подобно тому, как это происходит на котектической поверхности плагиоклаз — кварц в системе $Ab-An-Or-Qz-H_2O$ при умеренном P_{H_2O} (например, [46]). Перекрытие стрелок на рис. 4.19, а можно объяснить различиями в содержании анортита в палеосомах. Те пары, которые попадают ниже линии $A-A'$, но зальбанды которых обогащены кварцем, имеют низкое содержание анортита. С повы-

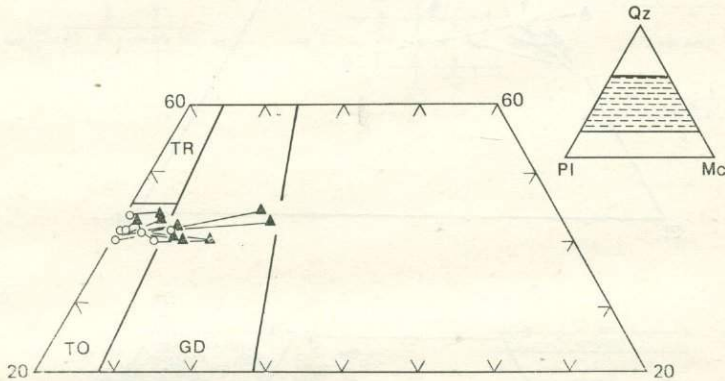


Рис. 4.18. Рассчитанные модальные составы локально образованных масс (черные треугольники) и палеосом (светлые кружки) (см. также текст). Непосредственно контактирующие палеосомы и лейкосомы соединены соединительными линиями. TR — трондjemит, TO — тоналит, GD — гранодиорит.

шением содержания анортита в системе $An-Ab-Qz-H_2O$ [49] след поверхности плагиоклаз — кварц отражает более богатые кварцем составы. Из показанных на рис. 4.19, б двух разновидностей пород с одинаковым отношением кварц — плагиоклаз одна (с низким содержанием анортита) расположена в кварцевой части треугольной диаграммы и поэтому должна давать обогащенные кварцем зальбанды, другая (с более высоким содержанием анортита) расположена в плагиоклазовой части и должна давать обогащенные плагиоклазом зальбанды.

Обедненная микроклином зона, расположенная между мафическим зальбандом и палеосомой в некоторых разновидностях пород (рис. 4.1), близка по составу к палеосоме, но содержит меньше микроклина. Она могла образоваться путем извлечения расплава, хотя нельзя исключить обеднение калиевым полевым шпатом и обогащение плагиоклазом в результате обмена $K-Na$. Пары палеосома — обедненная микроклином зона (рис. 4.19, в) характеризуются взаимоотношениями, близкими к таковым для пар палеосома — мафический зальбанд

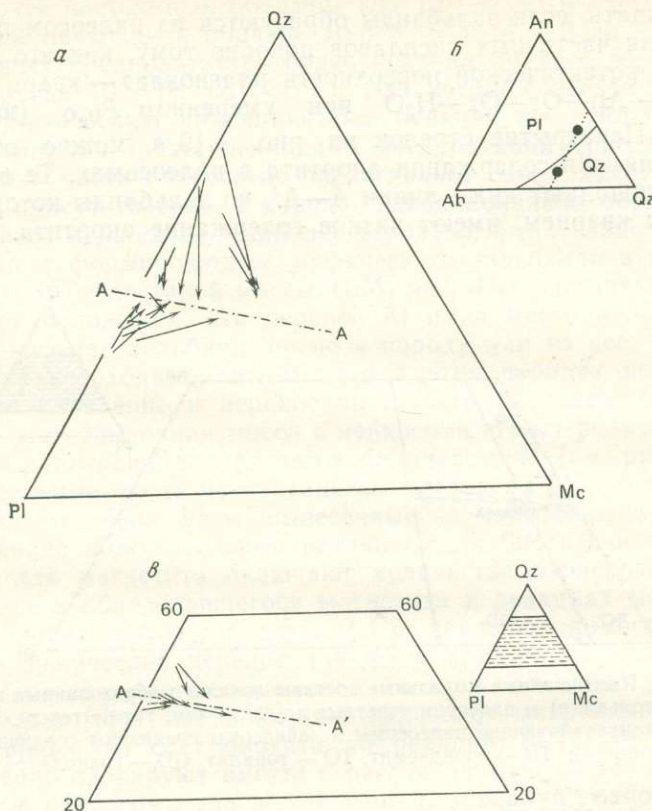


Рис. 4.19. *a* — модальные составы палеосомы (острие стрелок) и мафических зальбандов (концы стрелок) для мигматитов Передового хребта. Некоторые данные ниже линии А—А' не показаны на диаграмме, чтобы не перегружать ее; *б* — система Qz—An—Ab—H₂O (по Йодеру [49]). Сплошная линия — кварц-плаггиоказовая котектика, черные кружки — валовые составы. Все составы на пунктирной линии имеют одинаковые отношения кварц/плаггиоказ; *в* — модальные составы палеосомы (острие стрелок) и обедненной микроклином зоны (концы стрелок).

(рис. 4.19, *a*), за исключением того, что извлеченный расплав должен быть подобен расплаву на котектической кривой кварц — два полевых шпата. Однако изучение образцов показало, что палеосома и обедненная микроклином зона имеют слишком сходный состав для выявления определенного тренда. Рассчитанные составы локально образованных масс в лейкосоме пород Передового хребта, как и предполагалось, попадают в общем в область линии А—А', но имеют разброс, допустимый для котектических расплавов с различным содержанием анор-

тита (рис. 4.19, а). Хотя составы наблюдаемых лейкосом в этих мигматитах перекрывают составы лейкосом с локально образованными массами, их максимумы смещены по направлению к составу, более богатому микроклином и более бедному кварцем по отношению к рассчитанным локально образованным массам [39, рис. 27]. Это смещение свидетельствует, что в целом мигматиты Передового хребта, вероятно, не были мигматитами закрытой системы.

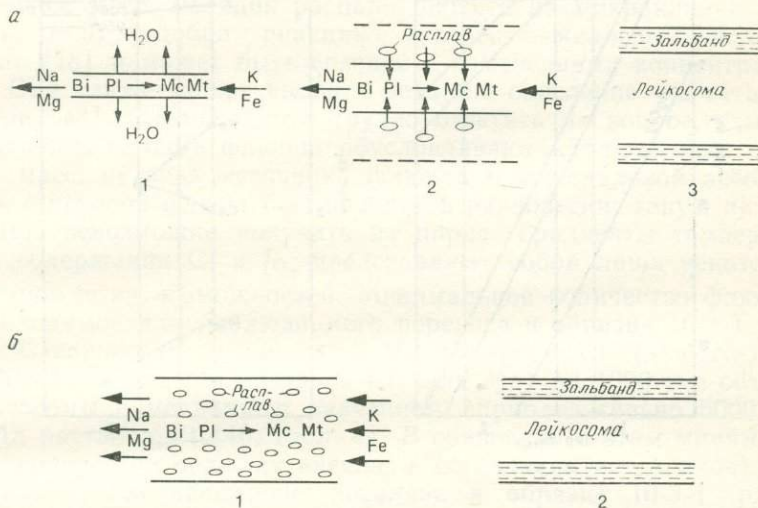


Рис. 4.20. Возможный механизм мигматизации путем метасоматоза и частичного плавления.

Признаки метасоматизма и частичного плавления в этих породах дают основание полагать, что привнос флюидов вызывал метасоматическую реакцию (рис. 4.20, а, стадия 1) и частичное плавление во вмещающих породах (рис. 4.20, а, стадия 2). Частичный расплав, отделившийся от вмещающих пород, взаимодействовал с привнесенным материалом с образованием лейкосома (рис. 4.20, а, стадия 3). По мере привноса большего количества материала (флюида) формировалось большее количество частичного расплава, отделившегося в лейкосома, и лейкосома росла. Перемещение частичного расплава из зальбанда в лейкосома могло быть механическим (фильтр-прессинг) или диффузионным. Упомянутые выше стадии 1 и 2 необязательно были последовательными, они могли быть одновременными (рис. 4.20, б). В результате такого процесса образовывался прослой с составом, более подходящим для плавления, подобный селективно расплавленному прослою парагнейса, описанному

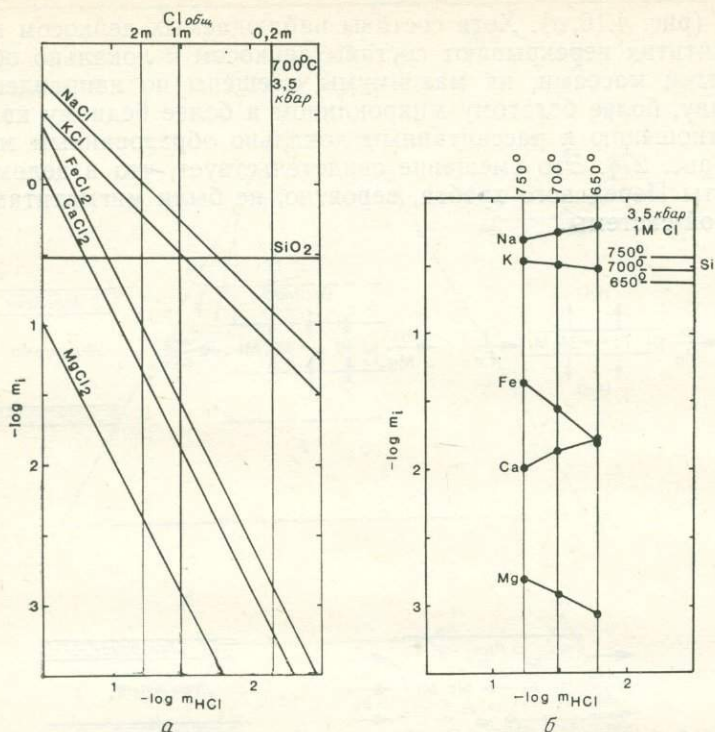


Рис. 4.21. *а* — оцененные вариации состава раствора, равновесного с $Qz + Kspar + Pl + Bi + Mt(Ms)$, при PT -условиях мигматизации; *б* — градиенты концентрации в 1M растворе хлора, связанные с градиентом температуры.

Йоганнесом и Гуптой [24]. Разброс в составах лейкосомы (рис. 4.14) можно объяснить различной степенью изменения частичных расплавов метасоматическими процессами. Иначе лейкосомы можно трактовать как равновесные частичные расплавы, образовавшиеся в некотором температурном интервале (см. выше).

Для оценки состава флюида, равновесного с этими мигматитами, использован подход Ойгстера и Гюнтера [15], а также Ойгстера [14] к имеющимся экспериментальным данным (см. [40, приложение 1]). Предполагается, что флюид представляет собой раствор $OH-Cl$ и все соединения в растворе ассоциированы (например, [17]). Влиянием давления на равновесие пренебрегли, за исключением его влияния на растворимость кварца и на отношение K/Na . Расчеты сделаны для содержаний общего Cl 0,2, 1,0 и 2,0 Мл при температуре 650, 700 и 750 °C и

давлении 3,5 кбар (рис. 4.21). Общий порядок содержаний соединений на рис. 4.21 отвечает расчетным значениям при более низких температурах и некоторым природным проявлениям [14].

Если реакции и перенос масс в этих породах вызваны инфльтрацией флюида, они должны происходить с определенными изменениями состава и потоков флюида. Наблюдаемый обмен $K \rightleftharpoons Na (+Ca)$ может быть обусловлен, по крайней мере качественно, температурным градиентом, но не другой причиной переноса масс. Реакция распада биотита на микроклин и магнетит (4.5) подобна реакции мусковит — калиевый полевоый шпат [18] и может быть связана с изменениями концентрации Cl. Она также может вызвать реакцию окисление — восстановление [48]. Очевидно, что трудно ответить на вопрос, изменения каких свойств флюида обуславливают наблюдаемый перенос масс, не зная источника флюида и минеральной ассоциации, с которой флюид был вначале в равновесии: такую информацию невозможно получить из пород. Градиенты температуры, содержания Cl и f_{O_2} представляют собой лишь некоторые из множества возможностей. Минимальное количество флюида, необходимое для наблюдаемого переноса в образце 10-3-Т, при 700 °С варьирует от 300 см³ 2 Мл раствора Cl (для Na) до 4 000 000 см³ 0,2 Мл раствора Cl (для Mg) на 1000 см³ объема палеосомы с медианным значением приблизительно 5000 см³ 1 Мл раствора Cl [40, табл. 4]. В сравнении с этим минимальное количество воды из внешнего источника (источников), необходимое для насыщения расплава в образце 10-3-Т, равно приблизительно 105 см³ на 1000 см³ породы (см. [6]). Расчеты, сделанные по этой модели, свидетельствуют о том, что метаморфические растворы с диапазонами составов, рассчитанными выше, могли бы вызвать метасоматические реакции и перенос масс, наблюдаемые в этих породах, однако для окончательных выводов необходимо множество других экспериментальных и полевых данных.

Два примера, рассмотренные в этом разделе, являются промежуточными между мигматитами закрытой системы и мигматитами, сформировавшимися путем инъекции, по количеству привнесенного материала. Это дает основание предполагать, что мигматиты Передового хребта содержат привнесенный материал, количество которого варьирует от нуля до значительной части лейкосомы, и что природа привнесенного материала разнообразна — от водонасыщенного флюида до силикатного расплава. Таким образом, мигматиты закрытой системы могли представлять собой лишь приближенно закрытые системы и могли формироваться путем метасоматизма и частичного плавления. Количество привнесенного в них материала слишком мало для обнаружения используемым методом.

Лейкосомы закрытой системы в гнейсах Балтимор и мигматитах Передового хребта обычно представлены тонкими прослоями мощностью до нескольких сантиметров, часто планарными, с хорошо развитыми мощными (относительно лейкосом) мафическими зальбандами [38, фото 1В]. Лейкосомы мигматитов открытой системы, для которых предполагается формирование путем инъекции, имеют несколько большую мощность и подвержены птигматитовой складчатости [38, фото 1А]. Для них типично то, что они встречаются в виде одиночных прослоев в достаточно больших по объему гомогенных палеосомах. В поле они могут быть классифицированы как пегматиты или дайки. Различие состоит в том, что лейкосомы закрытой системы в большинстве случаев являются конформными и имеют достаточно хорошо развитые мафические зальбанды. Другие мигматиты открытой системы, образовавшиеся, по-видимому, путем метасоматической инфильтрации флюида, являются более или менее переходными между рассмотренными выше двумя типами по размерам и облику. Эти обобщения сделаны на очень небольшом количестве образцов, и на них не следует основываться при оценке баланса масс в поле. Однако они могут помочь при выборе образцов для более детальных исследований.

4.5. Мигматиты формации Литлтон

Дуган [10, 11, 12] использовал химические (содержания главных и малых элементов) и структурные признаки для оценки баланса масс в метапелитовых мигматитах девонской формации Литлтон в штатах Нью-Гэмпшир и Мэн. Его образцы отобраны из слоистых метаосадочных пород, в которых развиты лейкосомы мощностью от одного до нескольких десятков сантиметров, но образцы, взятые для исследования, содержат лейкосомы мощностью от 1 до 5 см. Чаще всего лейкосомы встречаются в виде линз, а также в виде неправильных образований и непротяженных прослоев. Меланосомы, или мафические зоны, мощностью от 2 до 6 см, рассланцованные, но гомогенные на вид, в большинстве случаев окаймляют лейкосомы с двух сторон. Четкие мафические зальбанды редки. Однако меланосомы характеризуются закономерными вариациями состава как химического, так и модального, которые грубо симметричны по обе стороны лейкосомы.

Между образцами, исследованными Дуганом и Олсен, о которых говорилось выше, имеются некоторые существенные петрохимические различия, хотя в общих чертах они подобны. Каждая меланосома в образце Дугана представлена относительно мощной зоной, превышающей мощность лейкосомы в не-

сколько раз. В пределах такой зоны отмечается постепенное изменение модалного минерального состава. С другой стороны, мафические зальбанды в образцах Олсен обычно значительно тоньше, чем лейкосомы, и здесь нет различимых вариаций в модалном составе. В обоих случаях лейкосомы близки по мощности.

4.5.1. Расчеты баланса масс: главные элементы. Образцы были распилены нормально к сланцеватости на пластины толщиной 1—2 см. Лейкосомы были вырезаны в виде зубцов пилы. От меланосомы были отпилены пластинки, удлиненные параллельно лейкосоме (например, [10, рис. 4]), и использованы для приготовления прозрачных шлифов, а также проб для валового и минерального (частичного) анализов методами рентгеновской флуоресценции и атомной абсорбции. В целом вариации химического и минерального составов в меланосоме имеют почти линейный характер. На расстоянии от 2 до 4 см от контакта лейкосомы — меланосомы состав становится неизменным [10, рис. 4]. Гомогенная часть меланосомы рассматривается Дуганом как палеосома или неизменная первичная порода.

В меланосоме и палеосоме отмечается также слоистость, интерпретируемая как первичная осадочная слоистость: вариации модалного состава в таких слоях имеют несистематический характер и не связаны с удаленностью от лейкосомы. Немигматизированная гомогенная часть метаосадочного прослоя, содержащего лейкосому (приблизительно на расстоянии 1 м от лейкосомы), имеет состав, идентичный другим подобным метаосадочным прослоям без лейкосом из того же самого места. Ее состав также подобен «палеосоме» исследованного образца, содержащего лейкосому. Это свидетельствует о том, что лейкосомы и меланосомы сформировались из первичной гомогенной породы. Причина выборочного характера процесса, который закончился мигматизацией одного прослоя, но оставил нетронутым другой, не выявлена. Имеются различия в составе палеосомы мигматизированных образцов и немигматизированной породы, но они не кажутся достаточно значительными, чтобы считать различия в составе причиной селективной мигматизации (ср. с [24]).

Палеосомы в этих породах представлены в основном кварц-плагиоклаз-мусковит-биотит-силлиманит \pm гранатовыми кристаллическими сланцами. Меланосомы содержат в основном ту же самую минеральную ассоциацию, но с различными модалными соотношениями. Лейкосомы характеризуются кварц-(мусковит или калишпат)-плагиоклаз \pm силлиманит \pm гранатовой ассоциацией. Грубо линейное уменьшение лейкосомовых фаз в меланосоме свидетельствует о том, что сегрегация этих фаз в лей-

косому из первичной гомогенной палеосомы привела к образованию меланосомы. Таким образом, меланосома представляет собой зону обеднения. По сравнению с палеосомой лейкосома особенно обеднена SiO_2 , Fe_2O_3 ($=\text{Fe}_{\text{общ}}$), MgO и TiO_2 и обогащена Na_2O , Al_2O_3 , K_2O и CaO характеризуются трендами с вариациями содержания этих компонентов. Так как типичная лейкосома содержит мало Fe_2O_3 или совсем его не содержит, обогащение меланосомы Fe_2O_3 должно быть прямо пропорционально количеству удаленного материала лейкосомы. MgO и TiO_2 также могут быть использованы в расчетах. Однако, так как их концентрации в палеосоме низки, результаты расчетов, сбалансированные по одному из этих компонентов, характеризуются значительными неопределенностями.

В случае простейших лейкосом содержания окислов в процентах по массе, нанесенные на вариационную диаграмму с содержаниями Fe_2O_3 по оси абсцисс, дают явно линейные вариации [10, рис. 7]. Такие вариации свидетельствуют о простом извлечении некоторых компонентов, что привело к обогащению меланосом Fe_2O_3 и оставшимися компонентами. Можно нанести на диаграмму также модальные вариации относительно Fe_2O_3 (в процентах по массе) после пересчета процентов по объему в процентах по массе. Однако эти вариации основаны на допущении постоянства объема или массы. Если материал лейкосомы извлечен из объема, который теперь занимает меланосома, то должно происходить довольно большое уменьшение объема. Поэтому проценты по массе каждого минерала следует пересчитать для компенсации уменьшения объема, чтобы получить истинные вариации. Так как

$$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{P}} = X_{\text{L}} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{L}} + (1 - X_{\text{L}}) \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{M}},$$

где $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{M}}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{P}}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{L}}$ — содержания Fe_2O_3 в меланосоме, палеосоме и лейкосоме соответственно и $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{L}} \approx 0$,

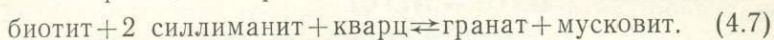
$$X_{\text{L}} = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{M}} - \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{P}}}{\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{M}} - \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{L}}} \approx \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{M}} - \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{P}}}{\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{M}}},$$

где X_{L} — пропорция лейкосомы в процентах по массе в первичной палеосоме, или уменьшение веса вследствие извлечения материала лейкосомы. Содержания минералов в процентах по массе в некоторых меланосомах дают линейные вариации в зависимости от изменения содержания Fe_2O_3 (например, [10, рис. 8, в]), причем уменьшается содержание фаз, присутствующих в лейкосоме. Дуган [10] назвал такие взаимоотношения «конкордантным» удалением. Это свидетельствует о том, что каждая фаза удаляется как единое целое, что возможно в каждом из следующих случаев: 1) механический перенос зерен минерала, что представляется маловероятным; 2) конгруэнтное

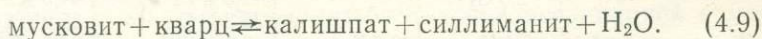
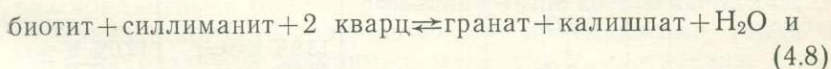
растворение минерала в межзерновой фазе, которой может быть флюид или силикатный расплав, перенос в лейкосоме путем диффузии или физического движения флюида или расплава. Дуган пришел к выводу, что конгруэнтное плавление и механический перенос расплава представляли собой наиболее вероятный механизм.

Наклон линий на вариационной диаграмме, такой, например, на которой изображены окислы по отношению к Fe_2O_3 , представляет собой степень изменения количества каждого окисла в меланосоме. Таким образом, относительные наклоны линий соответствуют относительным пропорциям извлечения этих компонентов или фаз. Если мигматит был закрытой системой и весь извлеченный материал теперь содержится в лейкосоме, относительные наклоны должны быть идентичны относительным пропорциям компонентов или фаз в лейкосоме. Такие предсказанные составы лейкосом были рассчитаны Дуганом для нескольких образцов. Они хорошо согласуются с наблюдаемыми составами, и это свидетельствует о том, что данные мигматиты представляли собой закрытую систему [11, с. 339].

Хотя для некоторых меланосом вариации содержания окислов линейны, вариации минерального состава незаконномерны (см., например, [10, рис. 11]). Дуган пришел к выводу, что эти незаконномерные вариации обусловлены минеральными реакциями в меланосоме. Реакции в меланосоме проявляются также в случае, когда содержание отсутствующего в лейкосоме минерала, такого, как биотит, уменьшается, даже если пересчитанные вариации имеют закономерный характер (образец L3A [11]). Вывод о минеральных реакциях сделан исходя из антагонистических или неантагонистических соотношений между количеством фаз, а также из присутствия какой-либо фазы только в меланосоме или лейкосоме. Дуган назвал образец с лейкосомой, содержащей фазу, которая отсутствует в меланосоме, «дискордантным» [10]. К этим породам применимы в основном два типа реакций. Первый из них:



Второй тип представляет собой комбинацию двух реакций:



Так как биотит в лейкосоме отсутствует, уменьшение содержания биотита в меланосоме, вероятно, обусловлено реакциями (4.7) или (4.8), в зависимости от того какая минеральная ассоциация (мусковит+гранат) или (калишпат+гранат) присутст-

вует в лейкосоме. Увеличение количества граната в меланосоме с приближением к лейкосоме при небольшом содержании граната или с отсутствием его в палеосоме интерпретируется также как свидетельство того, что гранат является продуктом реакции. Если эти вариации пересчитаны на постоянное содержание биотита в меланосоме, то вариации содержания других минералов для некоторых образцов становятся линейными и закономерными (например, образец L2H-1 [10, рис. 11]). Если все же некоторые закономерности остаются, то вариации пересчитываются по реакции (4.9). Результаты такого пересчета дают более закономерные вариации (например, образец L2A2 [11]).

Относительные пропорции удаленных фаз, определенные после корректировки пропорций минералов по реакциям (4.7) или (4.8) и (4.9), представляют собой предсказанные составы лейкосомы. Хорошее соответствие данных в большинстве случаев свидетельствует о правомерности предположения о сегрегации материала лейкосомы в закрытой системе, а также постулируемых реакций в меланосоме. В табл. 4.1 показаны перенос масс и реакции для образцов L3A и L2A2, постулируемые Дуганом [11].

Таблица 4.1. Рассчитанные реакции в двух образцах Дугана [11]

	Меланосома	Лейкосома	Предсказанная лейкосома	Наблюдаемая лейкосома
L3A				
	8,3 Bi	8,1 Gt		
«Дискордантный» вынос	5,6 Sill →	6,9 Ms		
	1,0 Qz		7,8% Gt	8,1% Gt
			22,5% Ms	22,4% Ms
			24,4% Pl	24,2% Pl
	16,5 Ms →	16,5 Ms	45,2% Qz	44,9% Qz
	25,4 Pl →	25,4 Pl	0,1% Sill	0% Sill
«Конкордантный» вынос	47,1 Qz →	47,1 Qz		
	0,1 Sill →	0,1 Sill		
L2A2				
	2,0 Bi			
«Дискордантный» вынос	0,7 Sill →	1,2 K-spar		
	0,6 Qz			
	↓		13,9% K-spar	12,0% K-spar
	2,0 Gt		42,5% Pl	44,6% Pl
			35,3% Qz	35,2% Qz
			8,3% Sill	8,2% Sill
«Дискордантный» вынос	0,4 Ms	0,3 K-spar		
	0,1 Qz →	0,2 Sill		
	3,8 Qz →	3,8 Qz		
«Конкордантный» вынос	4,6 Pl →	4,6 Pl		
	0,7 Sill →	0,7 Sill		

Интересно отметить, что, если реакции (4.8) и (4.9) проходят приблизительно с одинаковой скоростью, общей реакцией может быть реакция (4.7). Для того чтобы общая реакция проходила слева направо, реакция (4.9) должна проходить справа налево либо она должна быть ретроградной реакцией.

Наклон линий на вариационной диаграмме для окислов некоторых образцов не линейный, а изогнуто-линейный даже после корректировки объема с учетом обеднения некоторыми компонентами, вошедшими в состав лейкосомы [10, рис. 15]. Считается, что такие изменения наклона линий свидетельствуют об изменениях состава извлеченного из меланосомы материала. Относительные пропорции извлеченных фаз из любой точки меланосомы равны отношениям наклонов касательных к вариационной кривой в данной точке. Составы извлеченного материала, рассчитанные для нескольких меланосом, показывают изменения, направленные в сторону от гранитного минимума [10, рис. 20]. Чем дальше состав меланосомы отклоняется от состава лейкосомы, тем ближе состав извлеченного материала к составу начального расплава. Этот тренд интерпретируется как прогрессивное плавление к меланосоме и более эффективное удаление расплава из зоны, прилегающей к лейкосоме.

4.5.2. Расчеты баланса масс: элементы-примеси. Анализы элементов-примесей тех же самых образцов мигматитов также свидетельствуют о сегрегации лейкосомы в закрытой системе. Вариации содержания элементов-примесей по отношению к содержанию Fe_2O_3 в меланосоме в основном идентичны таковым для главных элементов: они закономерны и систематически связаны со степенью обеднения материалом лейкосомы или повышением содержаний Fe_2O_3 [11]. В случае «конкордантных» образцов, в которых все фазы лейкосомы присутствуют в меланосоме, концентрации элементов примесей одинаковы в каждом минерале как в меланосоме, так и в лейкосоме. Такие одинаковые концентрации могут быть результатом равновесия, достигнутого путем диффузии после формирования лейкосом. Однако результаты, полученные по «дискордантным» образцам, в которых одна из фаз лейкосомы отсутствует в меланосоме, исключают возможность достижения повторного равновесия. В «дискордантных» образцах концентрации элементов-примесей в минералах, которые содержатся как в меланосоме, так и в лейкосоме, различны; например, мусковит и плагиоклаз, сосуществующие с кварц-силлиманит-биотитовой ассоциацией в меланосоме, имеют значительно более низкие концентрации элементов-примесей, чем эти минералы, сосуществующие с кварц-гранатовой ассоциацией в лейкосоме (образец L3A [10, табл. 2; 11, с. 34]). Таким образом, на распределение элементов-примесей влияют не процессы сегрегации, а минеральные

реакции. После сегрегации лейкосомы и формирования ее минералов она становится закрытой системой, и какого-либо выравнивания составов путем диффузии между лейкосомой и меланосомой не происходило.

Поскольку вариации содержания элементов-примесей в меланосоме прямо пропорциональны степени ее обеднения компонентами лейкосомы, элементы-примеси должны были удаляться в каждой лейкосомовой фазе по мере того, как она удалялась из меланосомы. Механический перенос минеральных зерен маловероятен. Дуган [11] постулировал перенос элементов-примесей «фазой-переносчиком». Он пришел к выводу, что такой фазой является частичный расплав.

Структурные взаимоотношения в рассматриваемых мигматитах Литлтон также подтверждают реакции, предполагаемые минералогическим и химическим анализами [12]. Контакты между зернами предполагаемых реагирующих фаз, так же как число зерен на единицу объема и размер зерен реагирующих фаз, уменьшаются (см. также статью Эшуорта и Мак-Леллан в этом сборнике). Предпочтительные места реакций на границах слюда — кварц и полевои шпат — кварц, предполагаемые на основе структурного анализа, согласуются с предпочтительными местами начального плавления в экспериментах (например, [7]), что свидетельствует о том, что частичное плавление было причиной сегрегации лейкосомы.

4.6. Обсуждение результатов

Изучение баланса масс в мигматитах указывает на то, что мигматиты могут образовываться в закрытой системе (изохимически, если не считать летучих компонентов) или в открытой (не изохимически). Привнос материала извне в мигматит может происходить метасоматически посредством флюида или путем магматической инъекции. Результаты свидетельствуют о комплексной природе процесса мигматизации, который может широко варьировать по механизму и степени отклонения от изохимической системы. По-видимому, главной движущей силой является частичное плавление и градиенты, которые могут возникать вследствие плавления [1, 24, 10, 39], хотя процесс не обязательно представляет собой простое частичное плавление и фильтр-прессинг расплава [37, 38, 40].

Оптимальный размер образца для изучения баланса масс должен быть, по-видимому, 10—30 см в диаметре, хотя структуры мигматитов закрытой системы могут быть меньше по размерам: их лейкосомы варьируют по мощности только от 5 мм до приблизительно 30 мм. Мигматиты с более крупными структурами сформировались либо в условиях открытой системы, либо

системы, содержащей первичные гетерогенности, которые нельзя изучить методом, изложенным выше. Следует с осторожностью включать составы «палеосом» по обе стороны лейкосом, достаточно от них удаленных, в модальные составы, которые должны быть постоянными. Во многих случаях палеосомы или мезосомы по обе стороны лейкосомы значительно различаются по составу [29, 28, 10, 40].

Хотя баланс масс в мигматитах идеально должен изучаться в трехмерном пространстве, сложности, возникающие в таком исследовании, огромны. В связи с этим интересно подчеркнуть, что все детальные количественные или полуколичественные исследования баланса масс, выполненные в этой работе, были двумерными и дали хорошие приемлемые результаты. Это позволяет предположить, что результаты двумерных исследований можно считать достоверным приближением к трехмерному балансу масс в мигматитах. Это также свидетельствует, что локальный перенос масс происходил преимущественно перпендикулярно границе между лейкосомой и меланосомой и что любой извне привнесенный материал вдоль простирания лейкосомы становится достаточно равномерно распределенным по всей лейкосоме.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ashworth J. R. (1976) Petrogenesis of migmatites in the Huntly-Portsoy area, north-east Scotland. *Miner. Mag.* **40**, 661—682.
2. Babcock R. S. (1973) Computational models of metasomatic processes. *Lithos* **6**, 279—290.
3. Barth T. F. W. (1948) Oxygen in rocks: a basis for petrographic calculations. *J. Geol.* **56**, 50—60.
4. Brown P. E. (1967) Major element composition of the Loch Coire migmatite complex, Sutherland, Scotland. *Contrib. Miner. Petrol.* **14**, 1—26.
5. Bryan W. B., Finger L. W., Chayes F. (1969) Estimating proportions in petrographic mixing equations by least-squares approximation. *Science* **163**, 926—927.
6. Burnham C. W. (1979) Magmas and hydrothermal fluids. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits: second edition*, ed. Barnes H. L., Holt, Rinehart and Winston, New York, 71—136.
7. Büsch W., Schneider G., Mehnert K. R. (1974) Initial melting at grain boundaries. Part II: Melting in rocks of granodioritic, quartz-dioritic and tonalitic composition. *Neues Jb. Miner. Mh.* 345—370.
8. Carmichael D. M. (1969) On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Contrib. Miner. Petrol.* **20**, 244—267.
9. Cheng Y. C. (1943) The migmatite area around Bettyhill, Sutherland. *Quart. J. Geol. Soc. Lond.* **99**, 107—154.
10. Dougan T. W. (1979) Compositional and modal relationships and melting reactions in some migmatitic metapelites from New Hampshire and Maine. *Am. J. Sci.* **279**, 897—935.
11. Dougan T. W. (1981) Melting reactions and trace element relationships in selected specimens of migmatitic pelites from New Hampshire and Maine. *Contrib. Miner. Petrol.* **78**, 337—344.

12. *Dougan T. W.* (1983) Textural relations in melanosomes of selected specimens of migmatitic pelitic schists: Implications for leucosome-generating processes. *Contrib. Miner. Petrol.* **83**, 82—98.
13. *Engel A. E. J., Engel C. G.* (1958) Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, N. Y. *Geol. Soc. Am. Bull.* **69**, 1369—1413.
14. *Eugster H. P.* (1982) Rock-fluid equilibrium systems. In: *Bochum Conference on High Temperature, High Pressure Equilibria*, ed. *Schreyer, W.*, Stuttgart, pp. 501—518.
15. *Eugster H. P., Gunter W. D.* (1981) The compositions of supercritical metamorphic solutions. *Bull. Mineral.* **104**, 817—826.
16. *Ferry J. M.* (1982) A comparative geochemical study of pelitic schists and metamorphosed carbonate rocks from south-central Maine. U.S.A. *Contrib. Miner. Petrol.* **80**, 59—72.
17. *Frantz J. D., Popp R. K.* (1979) Mineral-solution equilibria-I. An experimental study of complexing and thermodynamic properties of aqueous $MgCl_2$ in the system $MgO-SiO_2-H_2O-HCl$. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43**, 1223—1239.
18. *Gunter W. D., Eugster H. P.* (1980) Mica-feldspar equilibria in supercritical alkali chloride solutions. *Contrib. Miner. Petrol.* **75**, 235—250.
19. *Hedge C. E.* (1969). Petrogenetic and Geochronological Study of Migmatites and Pegmatites in the Central Front Range. Ph. D. Thesis, Colorado School of Mines, Golden, Colorado (unpubl.).
20. *Henkes L., Johannes W.* (1981) The petrology of a migmatite. (Arvika, Värmland, Western Sweden). *Neues Jb. Miner. Abh.* **141**, 113—133.
21. *Holmquist P. J.* (1921) Typen und Nomenklatur der Adergesteine. *Geol. Fören. Stockholm Förh.* **43**, 612—631.
22. *Hopson C. A.* (1964). The ceystalline rocks of Howard and Montgomery Counties. In: *The Geology of Howard and Montgomery Counties, Maryland* *Geol. Surv.*, 27—334.
23. *Hughes C. J.* (1970) The significance of biotite selvages in migmatites. *Geol. Mag.* **107**, 21—24.
24. *Johannes W., Gupta L. N.* (1982) Origin and evolution of a migmatite. *Contrib. Miner. Petrol.* **79**, 114—123.
25. *Kays M. A.* (1976) Comparative geochemistry of migmatized, interlayered quartzofeldspathic and pelitic gneisses. A contribution from rocks of southern Finland and northeastern Saskatchewan. *Precambrian Res.* **3**, 433—462.
26. *Kenah C., Hollister L. S.* (1983) Anatexis in the Central Gneiss Complex, British Columbia. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, ed. *Atherton M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich*, 142—162.
27. *King B. C.* (1965) The nature and origin of migmatites: metasomatism or anatexis. In: *Controls of Metamorphism*, ed. *Pitche W. S., Flinn G. W., Oliver and Boyd, Edinburgh*, 219—234.
28. *Kretz R.* (1966) Metamorphic differentiation at Einasleigh, N. Queensland. *J. Geol. Soc. Australia* **13**, 561—582.
29. *Ljunggren P.* (1957) Banded gneiss from Gothenburg and their transformations: *Geol. Fören. Stockholm Förh.* **79**, 113—132.
30. *Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F.* (1964) The granite system at pressures of 4 to 10 kb. *J. Geophys. Res.* **69**, 759—773.
31. *MacRae N. D., Nesbitt H. W.* (1980) Partial melting of common metasedimentary rocks: A mass balance approach. *Contrib. Miner. Petrol.* **75**, 21—26.
32. *Mehnert K. R.* (1951) Zur Frage des Stoffhaushalts anatektischer Gesteine. *Neues Jb. Miner. Abh.* **82**, 155—198.
33. *Mehnert K. R.* (1968) Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. Elsevier, Amsterdam.
34. *Mehnert K. R., Büsch W.* (1982) The initial stage of migmatite formation. *Neues Jb. Miner. Abh.* **145**, 211—238.
35. *Misch P.* (1949) Metasomatic granitization of batholithic dimensions. Pt. 1.

- Synkinematic granitization in Nanga Parbat area, northwest Himalayas. *Am. J. Sci.* **247**, 209—245.
36. *Misch P.* (1968) Plagioclase compositions and non-anatectic origin of migmatitic gneisses in N. Cascade Mountains of Washington State. *Contrib. Miner. Petrol.* **17**, 1—70.
 37. *Olsen S. N.* (1977) Origin of the Baltimore Gneiss migmatites at Piney Creek, Maryland. *Geol. Soc. Am. Bull.* **88**, 1089—1101.
 38. *Olsen S. N.* (1982) Open- and closed-system migmatites in the Front Range, Colorado. *Am. J. Sci.* **282**, 1596—1622.
 39. *Olsen S. N.* (1983) A quantitative approach to local mass balance in migmatites. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, ed. *Atherton M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich*, 201—233.
 40. *Olsen S. N.* (1984) Mass-balance and mass-transfer in migmatites from the Colorado Front Range. *Contrib. Miner. Petrol.* **85**, 30—44.
 41. *Peterman Z. E., Hedge C. E., Braddock W. A.* (1968) Age of Precambrian events in the northeastern Front Range, Colorado. *J. Geophys. Res.* **73**, 2277—2296.
 42. *Roedder E.* (1972) The composition of fluid inclusions. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 440-JJ, 164.
 43. *Sederholm J. J.* (1967) *Selected Works. Cratites and Migmatites.* Oliver and Boyd, Edinburgh.
 44. *Tuttle O. F., Bowen N. L.* (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Am. Mem.* **74**.
 45. *White A. J. R.* (1966) Genesis of migmatites from the Palmer region of South Australia. *Chem. Geol.* **1**, 165—200.
 46. *Winkler H. G. F., Boese M., Marcopoulos T.* (1975) Low temperature granite melts. *Neues Jb. Miner. Mh.* 245—268.
 47. *Winkler H. G. F., Breitbart R.* (1978) New aspects of granitic magmas. *Neues Jb. Miner. Mh.* 463—480.
 48. *Wones D. R., Eugster H. P.* (1965) Stability of biotite: experiment, theory, and application. *Am. Miner.* **50**, 1228—1272.
 49. *Yoder H. S.* (1968) Albite — anorthite — quartz water at 5 kb. *Yb. Carnegie Instn. Wash.* **66**, 477—478.

СТРУКТУРЫ

Дж. Р. Эшуорт, Э. Л. Мак-Леллан

5.1. Введение

Структуры важны как индикаторы процессов мигматизации, хотя они могут быть глубоко преобразованы постмигматитовыми явлениями. Процессы мигматизации, рассматриваемые в этой главе, включают анатексис, метаморфическую дифференциацию и сегрегацию водного флюида. Маловероятно, что такой флюид дает сегрегации в виде крупных тел, но лейкосомы могут постепенно расти из водных флюидов в трещинах [32]. Анатектиты обычно сегрегируются под влиянием стресса (см. разд. 5.6.2), давая лейкосомы сложной формы. Сегрегация расплава может быть неполной или даже отсутствовать; здесь рассмотрены некоторые породы, не содержащие выраженных лейкосом, так называемые офтальмиты (породы с порфиробластическими «глазками» полевых шпатов), относимые Мак-Леллан [20] к комплексу анатектитов. Поочередно будут рассмотрены различные особенности структуры с обсуждением их роли в происхождении и последующей эволюции лейкосом.

5.2. Размер зерен

5.2.1. Первичный размер зерен. По сравнению с сосуществующей нелейкосомой лейкосома обычно более крупнозерниста — это делает ее более светлой [15]. По размеру зерен лейкосомы сильно варьируют, иногда вместе с мезосомой. Так, в породах Дальредской метаморфической серии на неглубоком структурном уровне Эшуорт [4] определил размеры зерен преимущественно в 0,1—1 мм как в мезосомах, так и в лейкосомах (например, рис. 5.1, *a*), тогда как Мак-Леллан [19] на более глубоком уровне обнаружила размер зерен 2—3 мм в мезосомах и 5—25 мм в лейкосомах. Эти вариации мигматитовых комплексов от более мелкозернистых до более крупнозернистых следует рассматривать в свете ценного замечания Ярдли [31] о том, что размер зерен лейкосомы может указывать на происхождение. Выделяют *пегматитовые* и *аплитовые* лейкосомы

J. R. Ashworth, Department of Geological Sciences, University of Aston, Gosta Green, Birmingham B4 7ET, UK. *E. L. McLellan*, Department of Geology and Geophysics, Yale University, P. O. Box 6666, New Haven, CT 06511, USA. Последний адрес: Department of Geology, University of Maryland, MD 20742, USA.

по аналогии с пегматитовыми и аплитовыми дайками, которые сопровождают гранитные интрузии. Более грубозернистые (пегматитовые) лейкосомы могут формироваться из водных флюидов, тогда как для образования аплитовых лейкосом необходимо водонасыщенные расплавы [31]. Пегматитовые лейкосомы, или жилы, по-видимому, можно распознавать по крупным размерам зерен, более чем на один порядок отличающимся от размеров зерен метаосадочной мезосомы (рис. 5.1, б). Это различие должно быть особенно четким в случае, если гидротермальные пегматиты и произошедшие из расплава аплиты образовались одновременно в одном и том же районе. Признаки таких взаимоотношений установлены в Мойнском регионе (см. статью Барра в этом сборнике). Чаше мигматизация приводит к образованию лишь одного типа лейкосом в данном районе. В Дальредской серии района Коннемара, Ирландия, пегматитовые кварц-плагиоклазовые жилы [31] обычны для ставролит-силлиманитовой зоны, тогда как аплитовая мигматизация приурочена к более высокометаморфизованным породам с ассоциацией кордиерит + калишпат + силлиманит [7]: в этом случае между метаморфической флюидной сегрегацией (пегматитами) и анатексисом (аплитовыми лейкосомами) отчетливо устанавливается генетическое различие.

В Дальредской серии Шотландии анатексис привел к образованию некоторых лейкосом аплитового состава [4, 19]. Однако по размеру зерен (или контрасту размеров зерен по сравнению с мезосомой) они не отличаются четко от серии пород, имеющих некотектические составы и относимых к образованиям, сформировавшимся путем метаморфической дифференциации [19]. Здесь этот процесс представлен диффузией в условиях градиентов стрессового давления, контролировавших геометрию лейкосом [21], которая часто подобна довольно закономерной полосчатости, сформированной в мелкозернистых породах в условиях более низких ступеней метаморфизма (рис. 5.1, в) такими же процессами, связанными с кливажом скольжения [13, с. 218—220].

По размерам зерен (так же как и по минеральному составу) меланосомы постепенно переходят в прилегающие лейкосомы, тогда как лейкосомы часто имеют резкие контакты. Количественные исследования анатектитов Эшуортом [4] (рис. 5.2) показывают, что диапазон медианы размера зерен в лейкосомах перекрывает таковой в мезосомах, но отдельные лейкосомы более крупнозернисты, чем *существующие* нелейкосомы, а меланосомы более крупнозернисты, чем мезосомы. Статистическая обработка этих данных дает основание предполагать приблизительно логнормальные распределения (обычно справедливые для размеров зерен), что представляется правдоподобным, так

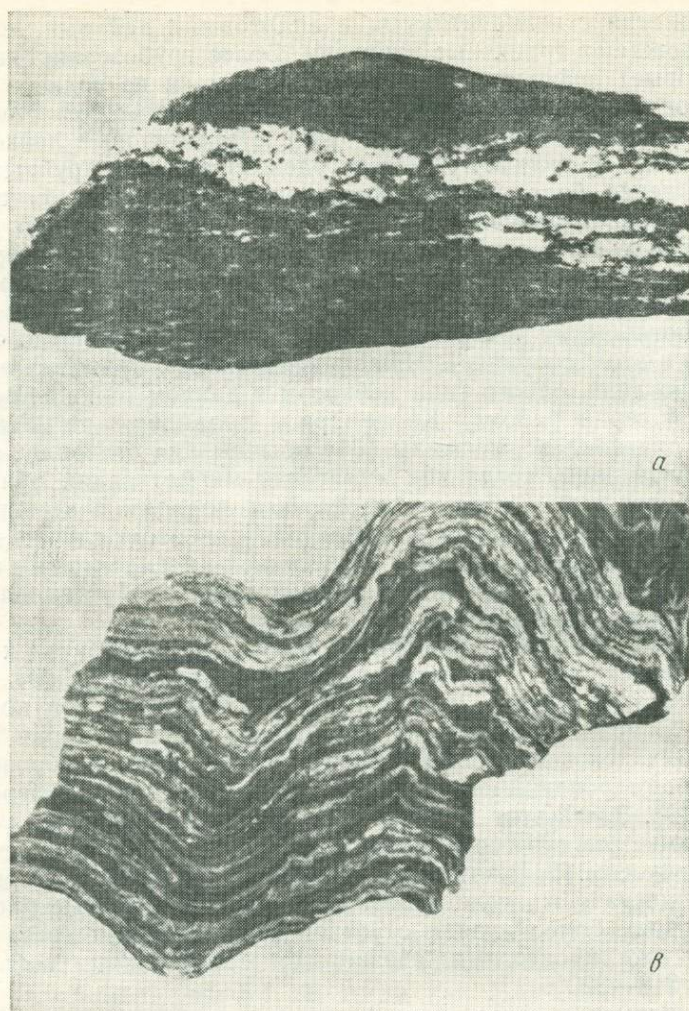
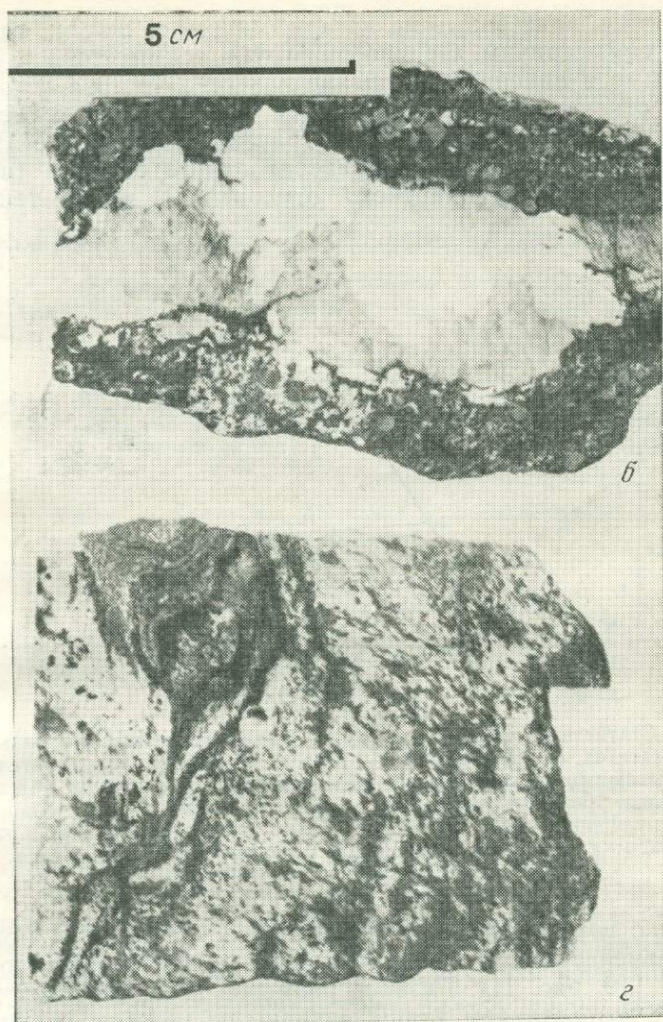


Рис. 5.1. Мигматиты и сопоставимые с ними породы на распиленных поверхностях. Масштаб одинаковый для всех образцов. *a* — типичный послойный мигматит с лейкосомами, параллельными сланцеватости мезосомы, представленной гранат-слюдяным сланцем. «Гнейс Каухайт», Линкс-Бей, к востоку от Портсоя (образец 88С Эшуорта [5, 6]); *b* — пегматитовая кварц-плагноклазовая жила в гранат-слюдяных кристаллических сланцах, Коннемара. Плагноклаз облачно-белый, кварц серый. Этот тип жил изучен Ярдли [31]; *в* — слоистость, обус-



ловленная метаморфической дифференциацией под воздействием стресса в полупелитах зеленосланцевой фации. В этом примере слоистость была подвергнута последующей складчатости; имеются также невыдержанные кварцевые жилки, параллельные слоистости, группа Нью-Харбор, Треддар-Бей, Англии; z — мигматит со сложной структурой, Редхейт-Пойнт, к западу от Портсоя. Мезосома слоистая. Неосомы более крупнозернисты, но имеют сильно измененную структуру (см. рис. 5.3, z) и рассланцованы вследствие деформации после мигматизации.

как данные, нанесенные на логарифмическую шкалу, приблизительно симметричны. Однако они грубо асимметричны, если на диаграмму в линейном масштабе нанесена частота встречаемости по отношению к размеру зерен (как это установлено также для других районов распространения мигматитов [9, 19]). Разброс размеров зерен в пределах одного образца (измеряемый величиной стандартного отклонения) имеет тенденцию

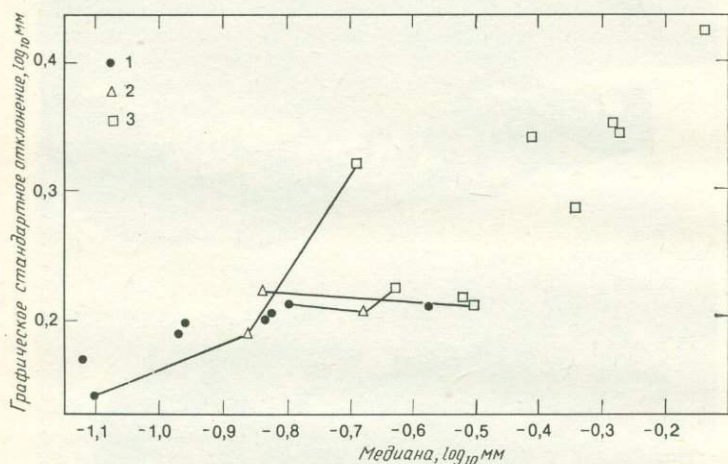


Рис. 5.2. Статистический анализ размеров зерен плагиоклаза в трондьемитоидных мигматитах. «Гнейс Каухайт», к востоку от Портоя. Соединительные линии связывают тесно взаимосвязанные сосуществующие породы. Каждая точка представляет 100 зерен, измеренных по максимальному размеру в направлении, перпендикулярном следу плоскости (010) в прозрачном шлифе. Статистическая обработка проведена стандартным графическим методом [12, с. 45]. 1 — мезосома; 2 — меланосома; 3 — лейкосома.

к росту с возрастанием длины медианы (рис. 5.2). Подобный тренд отмечается для более крупнозернистых анатектитов Мак-Леллан [19, рис. 11]. Разброс размеров зерен полевых шпатов растет с возрастанием длины медианы от мезосом (медиана соответствует приблизительно 4,6 мм) через измененные мезосомы (с бластезом плагиоклаза) и офтальмиты к лейкосомам (медиана соответствует приблизительно 12 мм). Предполагается, что в измененных мезосомах и офтальмитах начальное плавление привело к укрупнению размера зерен путем роста крупных зерен за счет мелких (рост Оствальда), что обусловило большой разброс размеров зерен [19]. Йоганнес и Гупта [15] пришли к выводу, что плавление в прослоях докембрийских парагнейсов Швеции, имеющих низкотемпературный (близкий к гранитному) состав, привело к образованию лейкосом путем

укрупнения размеров зерен лишь с минимальным отделением расплава от остатка. Рост зерен в присутствии диспергированного расплава имел также место в позднем (каледонском) ореоле в Мойнском регионе [29]; он обусловил укрупнение зерен меланосом (рис. 5.2) (хотя в итоге расплав был из них извлечен). Наиболее крупнозернистые мезосомы этого района (рис. 5.2), вероятно, также были, затронуты этим процессом.

Дуган [9] приводит данные об *уменьшении* размера зерен от мезосом к меланосомам. При тщательном изучении трех об-

Таблица 5.1. Обобщение основных результатов Дугана [9] по уменьшению размеров зерен по мере прогрессивного извлечения расплава из меланосом

Номер образца	Минералы, реагирующие с образованием расплава, приблизительно в порядке понижения их значения (установленном из модального баланса масс)	Минералы (и особенно контактирующие ассоциации), в которых наблюдается значительное уменьшение размеров зерен	Изученные минералы, в которых не установлено значительного уменьшения размеров зерен
L2D1	Кварц, плагиоклаз, мусковит, силлиманит	Мусковит (в контакте с кварцем) Плагиоклаз (в контакте с кварцем) Кварц (только в контакте с плагиоклазом или мусковитом)	Биотит
L2A2	Плагиоклаз, кварц, биотит, силлиманит, мусковит	Биотит (только в контакте с кварцем) Плагиоклаз	Мусковит Кварц
L7G2	Плагиоклаз, кварц, биотит, мусковит	Мусковит (только в контакте с кварцем) Биотит (только в контакте с кварцем)	Гранат

разцов анатектитов из штатов Мэн и Нью-Гэмпшир он установил, что размер зерен некоторых минералов систематически уменьшается с увеличением пропорции расплава, извлеченного из меланосом: последнее вытекает из рассмотрения баланса масс (см. статью Олсен, данный сборник). Эти изменения имеют тенденцию быть максимальными для образцов меланосом, взятых вблизи лейкосомы. Статистическая значимость трендов размера зерен была испытана с помощью анализа среднего отклонения. Результаты суммированы в табл. 5.1. Различное поведение разных минералов можно объяснить главным образом реакцией плавления, предполагаемой для некоторых пород. В образце L2D1 мусковит, а не биотит является главным реагирующим минералом, а в образце L2A2 картина обратная, и эффекты размера зерен отражают это различие. Дуган [9] регистрировал также минералы, контактирующие с каждым измеренным зерном в прозрачном шлифе, и рассмотрел возмож-

ность незарегистрированных контактов в трехмерном пространстве. Он показал, что эффект размера зерен статистически максимальный для зерен, находящихся в контакте с другими реагирующими минералами. Контакты слюда — кварц и полевошпат — кварц дают особенно заметные эффекты. Таким образом, уменьшение размера зерен объясняется непосредственно плавлением на границе между зернами. Результаты изучения образца L7G2 предполагают реакцию на контактах слюда — кварц более предпочтительной по сравнению с реакцией на контактах мусковит — биотит [9, с. 96]. Для этих пород увеличение размера зерен граната также связывается с прогрессивным извлечением расплава, который представляет собой продукт реакции дегидратации — плавления. Далее Дуган [9] предполагает, что некоторые зерна ряда минералов были полностью израсходованы (мусковит и кварц в образце L2D1, плагиоклаз в образце L2A2). Применявшийся метод заключается в подсчете количества зерен на единицу площади с учетом коэффициента общей усадки в процессе извлечения лейкосомы.

Эти результаты Дугана [9] резко противоречат общему укрупнению зерен в присутствии расплава, предполагаемому для нелейкосом Шотландии. Дуган [9, с. 97] указывает на хорошую сходимость между предполагаемыми реакциями на границе зерен и фактически наблюдаемыми эффектами начального плавления в непродолжительных экспериментах. По-видимому, расплав здесь эффективно извлекался из граничного межзернового пространства, что является диаметрально противоположным случаем неспособности расплава к сегрегации в офталмитах, описанных Мак-Леллан [19]. Сегрегация, возможно, контролировалась проявлением деформации и степенью плавления (разд. 5.6.2).

5.2.2. Перекристаллизация после мигматизации. Крупнозернистые породы, такие, как лейкосомы, могут перекристаллизовываться в более мелкозернистые (рис. 5.3), особенно после тектонических напряжений [5, 6]. Даже в случаях очень сильных напряжений может оставаться заметным контраст первичного размера зерен по сравнению с нелейкосомами (рис. 5.1, г). Кварц перекристаллизовывается легче, чем полевые шпаты, которые могут, однако, подвергаться дроблению, что приводит к образованию тонкого «хвоста» на диаграмме распределения размеров зерен (слабоасимметричное распределение на логарифмической шкале диаграммы [6]). Перекристаллизация имеет тенденцию к формированию мелких кристаллов в виде агрегатов — эффект, изученный главным образом по измерениям частоты контактов между зернами (разд. 5.6). Испытав небольшое напряжение, первичные зерна кварца могут оставаться неперекристаллизованными, но приобрести волнистое погасание

или относительно резкую (хотя количественно небольшую) разницу в положении погасания между *субзернами*. Границы субзерен представляют собой зоны закономерного расположения дислокаций, образованных путем закалки во время или после деформации [13, с. 93—96]: они не затушевывают ранее существовавших границ зерен. С другой стороны, перекристаллизация дает новые, свободные от напряжений зерна, образовавшиеся из прежних деформированных зерен обычно с сильными изменениями в ориентировке и уменьшением размера зерен. Первичная структура в этом случае постепенно уничтожается (рис. 5.3, б—г). В породах верховьев реки Финдхорн (рис. 5.3, б и в) из Шотландских нагорий, названных Пиасеки [24] старомойнскими, деформация, вероятно, имела место в каледонское время вслед за докаледонской мигматизацией. Сильно измененный образец мигматита (рис. 5.1, г; микрофотография той же самой породы показана на рис. 5.3, г) взят из Редхайт-Пойнта, к западу от Портсоя, — проявления, расположенного около, но не на непосредственном продолжении обнажения мигматитов с простой структурой, описанного Эшуортом [4]. Формация, содержащая эти породы, часто называется «гнейсы Каухайт» [25], и мигматиты «Каухайт», расположенные к востоку от Портсоя, могут резко отличаться от зрелых мигматитов Рейхайт. Эшуорт [4] ошибочно не распознал в породах «Редхайт» мигматитов (из-за структурной аномальности), но они, несомненно, являются мигматитами, сильно перекристаллизованными в результате тектонических деформаций, которые не затронули мигматиты «Каухайт». В пределах формации Редхайт или поблизости может проходить крупное тектоническое нарушение (надвиг), предполагаемое Стертом и др. [27].

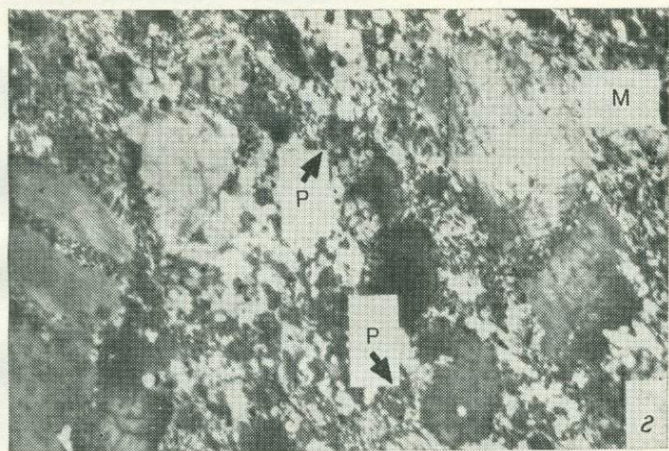
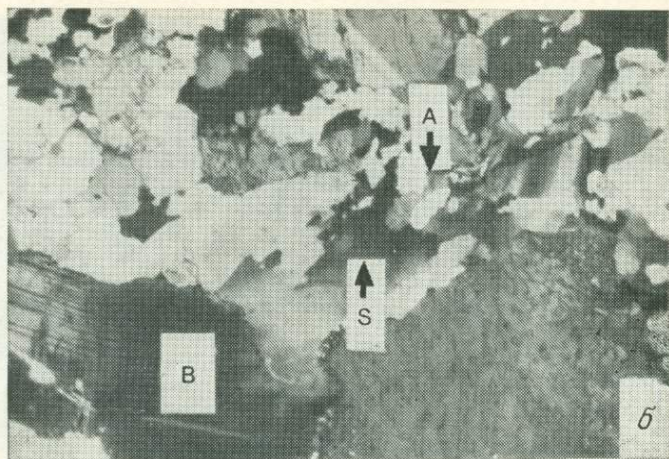
5.3. Структуры, связанные с процессом кристаллизации из расплава

В проблеме происхождения расплава два эффекта рассматриваются как особенно характерные.

5.3.1. Идиоморфная зональность в плагиоклазе. В лейкосоммах с плагиоклазом, обладающим нормальной зональностью, иногда наблюдаются идиоморфные границы зон. На рис. 5.4 внутренняя часть зерна имеет почти постоянный состав; от идиоморфной границы по направлению к периферии наблюдается нормальная зональность. Менерт [22, с. 261] обнаружил это явление в диатектитах. Дуган [8] изображает идиоморфные зоны-границы и упоминает о ритмичной зональности. Эти наблюдения было бы трудно совместить с ростом зерна в твердом состоянии в контакте с соседними зернами; они указывают на беспрепятственный рост в изотропной среде, предположи-



Рис. 5.3. Сопоставление структур недеформированных (*a*) и деформированных (*б—в*) лейкосом. Николи немного не перпендикулярны. Масштаб одинаковый для всех фотографий. *a* — поздняя, анатектическая гранитоидная лейкосома, район Строншнан (образец А8 Тайлера и Эшуорта [28]); *б* — деформированная лейкосома с изогнутым плагиоклазом (В), с границами субзерен кварца (S) и с агрегатом перекристаллизованного кварца (А), район верховьев реки Финдхорн [5, 6]; *в* — более интенсивно деформированная лейкосома из



того же самого района с изогнутым и разбитым на фрагменты кристаллом плагиоклаза (В) и широко проявленной перекристаллизацией кварца; з — интенсивно деформированная лейкосома с полной перекристаллизацией кварца, а также плагиоклаза (Р). Мелкозернистый плагиоклаз встречается также вдоль трещины в крупных зернах калиевого полевого шпата. Мелкозернистый слюдяной материал (М) определяет тектоническую сланцеватость. Редхейт-Пойнт, к западу от Портсоя.

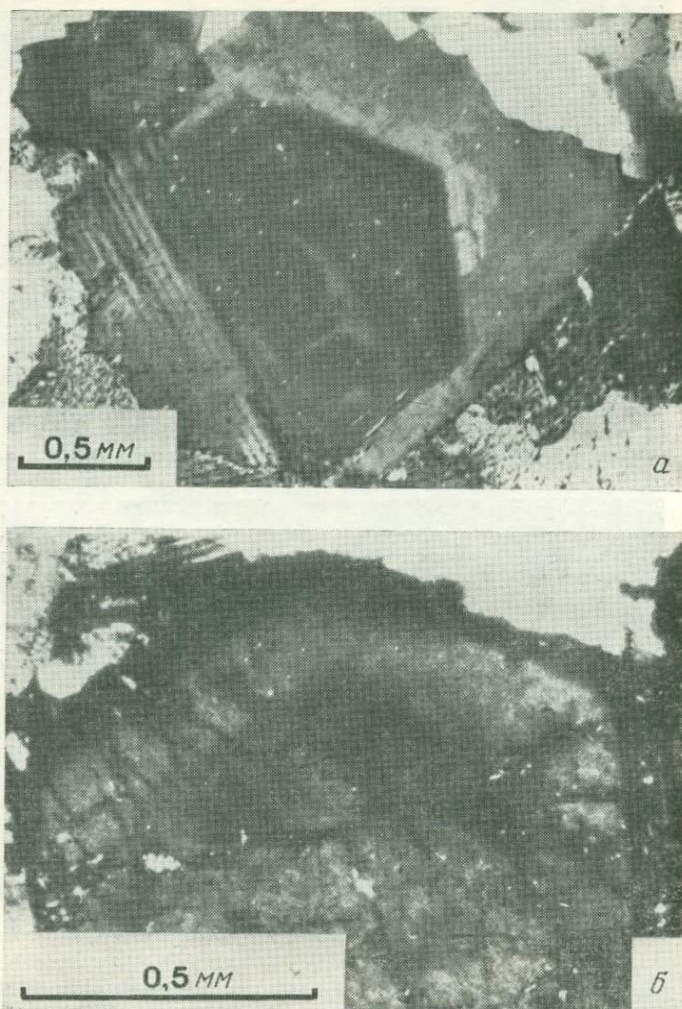
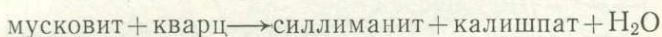


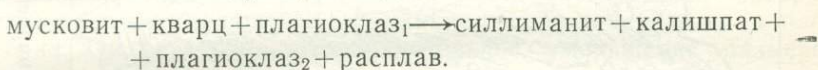
Рис. 5.4. Идиоморфные границы зон в плагиоклазе. Николи скрещены. Образцы 105753 (слева) и 105799/2 (справа) Эшурта [4].

тельно расплаве (до окончательного соприкосновения с окружающими зернами). Эшурт [4] и Мак-Леллан [19] используют этот аргумент для подтверждения анатектического происхождения некоторых лейкосом, не содержащих калиевых полевых шпатов (трондьмитонидов, т. е. преимущественно кварц-плагиоклазовых лейкосом).

5.3.2. Структуры «первичного замещения». Структуру некоторых лейкосом усложняет замещение некоторых зерен агрегатами минералов, которые встречаются также в качестве первичных минералов вне этих агрегатов. Особенно часто замещается калиевый полевой шпат кварц-мусковитовыми прорастаниями совместно с мирмекитами (плаггиоклаз-кварцевыми прорастаниями; см. рис. 5.5). Характерно, что зерна мусковита и плаггиоклаза в агрегатах составляют единое целое с зернами тех же самых минералов за пределами агрегатов, поэтому границы псевдоморфоз затушеваны. Кроме того, составы этих минералов в агрегатах и других частях лейкосомы очень близки [2, 3]. Такие структуры интерпретируются исходя из реакции между охлаждающимся расплавом и кристаллизующимися из него минералами. Эта реакция является ретроградным эквивалентом главной прогрессивной реакции дегидратации — плавления, которая обуславливает формирование большей части расплава лейкосомы. Хорошо известная реакция дегидратации

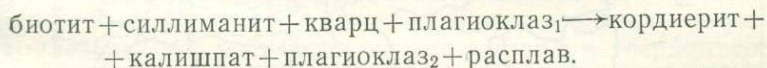


в случае, если она происходит в присутствии расплава, сочетается с гранитным плавлением, давая непрерывную реакцию приблизительно следующего вида:



В процессе кристаллизации непремещенного расплава, образующегося в результате этой реакции, обратная реакция почти неизбежна, и она объясняет наблюдаемые структуры. Симплектитовые прорастания (главным образом мирмекиты) образуются вследствие того, что отношение $\text{Al} : \text{Si}$ замещаемого кристалла сохраняется в локальных продуктах кристаллизации [4], но реакция охватывает также расплав, все еще присутствующий вокруг этого кристалла, а также другие соседние кристаллы.

Аналогичное замещение кордиерита ассоциацией биотит + силлиманит ± кварц в более высокометаморфизованных лейкосомах обусловлено ретроградным эквивалентом главной прогрессивной реакции:



Эти «первичные» структуры замещения сильно отличаются от структур замещения калиевого полевого шпата простыми зернистыми агрегатами мусковита, кварца и плаггиоклаза, обнаруженными в некоторых лейкосомах, которые, как установлено, были метаморфизованы вторично. В качестве примера таких структур Тайлер и Эшуорт [29, рис. 4, a] привели лейкосо-

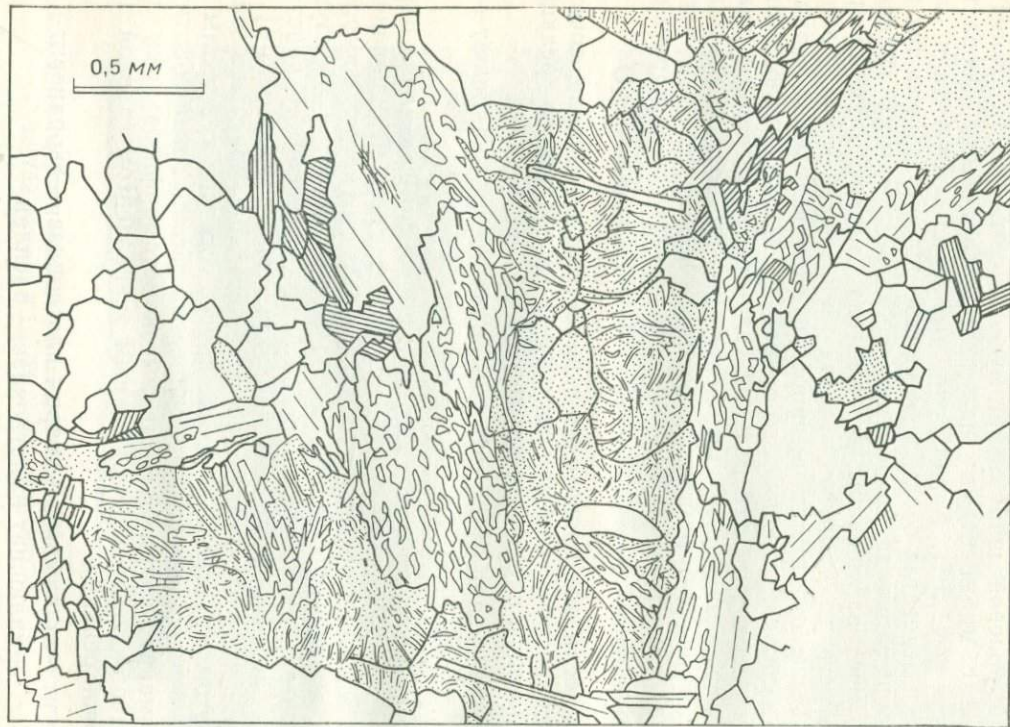


Рис. 5.5. Полное замещение калиевого полевого шпата мirmekитом и мусковит-кварцевыми прорастаниями [2, рис. 16].

мы в Мойнском комплексе, которые, вероятно, являются докаледонскими (раннемойнские мигматиты в понимании Барра, см. этот сборник). Несовместимость калиевого полевого шпата с силлиманитом в процессе каледонского регионального метаморфизма привела к формированию более равновесной структуры, чем структура, образованная в результате ретроградной реакции с расплавом. Существенное различие, вероятно, заключается во времени протекания реакции, а не в присутствии или отсутствии расплава. Структура, показанная на рис. 5.5 (обнаруженная в малоглубинных мигматитах), могла не сохраниться, если бы охлаждение было очень длительным, хотя крупнозернистые и деградированные ее разновидности все еще распознаваемы в некоторых глубинных и полиметаморфических мигматитах [5].

5.4. Форма зерен

Дуган [9] и Мак-Леллан [19] изучили габитус (отношение длины к ширине) некоторых минералов. Дуган [9] определяет длину как максимальный размер зерна в прозрачном шлифе, а ширину как короткую сторону прямоугольника, который включает зерно, причем его длинная сторона является длиной зерна. Он установил, что значительное уменьшение размеров зерен слюды, обусловленное извлечением лейкосомы, всегда сопровождается значительным увеличением отношения длины к ширине. Не ясно, почему плавление на границе зерен должно привести к образованию зерен остаточной слюды более продолговатой формы; если интенсивное извлечение расплава (разд. 5.2.1) обусловлено деформациями (разд. 5.6.2), то эффект удлинения может также иметь деформационную природу и определяться диффузионным переносом масс, как это объясняет Эллиот [10] для более низкотемпературных процессов.

Мак-Леллан [19] различает анатектические и неанатектические фрондьемиитоиды по габитусу плагиоклаза. В частично расплавленных породах отношение длины к ширине меньше по сравнению с неанатектическими лейкосомами (где эти отношения подобны таковым в мезосомах). Более значительное удлинение плагиоклаза, рост которого происходил в твердом состоянии, объясняется влиянием существовавшей ранее текстуры [19], а также анизотропным диффузионным переносом масс [21].

5.5. Ориентировка зерен (петроструктура)

В благоприятных случаях с помощью петроструктурных исследований можно определить относительное время мигматизации в структурной эволюции района. Это имеет большое значе-

ние для количественной петрографии, так как макроскопическая морфология лейкосом может вводить в заблуждение: строматиты, образовавшиеся после деформации, могут быть *миметическими*, настолько похожими на структуры, возникшие вследствие деформации, что их формы могут быть неотличимы от таковых в прослоях, которые были действительно деформированы (рис. 5.6). Всегда следует обращать внимание на внутренние, микроскопические, черты лейкосом, чтобы избежать бесконеч-



Рис. 5.6. Идеализированное, схематическое сравнение послонных анатектических лейкосом различного возраста с деформациями в мезосоме. В обоих случаях лейкосомы имеют сложные формы (утонения и раздувы, концентрация материала в ядрах складок), но в случае *а* они предположительно миметические по отношению к существовавшей ранее складчатой структуре и сегрегация расплава была посттектонической или синтетектонической по отношению к складчатости, а в случае *б* лейкосомы деформированы в твердом состоянии и сегрегация расплава дотектонической по отношению к складчатости.

но повторяющихся бесполезных споров. Случай совершенно ясен, когда в лейкосоме не выражена ориентированная текстура. С другой стороны, лейкосомы, обладающие ориентированной текстурой (*гнейсовидные* лейкосомы Менерта [22, с. 78—80], имеют либо унаследованную, существовавшую ранее текстуру, либо были деформированы во время или после мигматизации. В случае анатектических мигматитов у зерен, образовавшихся из *сегрегированного* расплава, не должна наблюдаться выраженная преимущественная ориентировка, и Эшуорт [6] показал, что недеформированные лейкосомы из гнейсов Кау-хайт характеризуются очень незначительной ориентировкой биотита. Некоторые из этих зерен биотита, вероятно, росли из расплава, но другие могли быть механически захвачены из меланосом, и не удивительно, что может наблюдаться слабо выраженная текстура, произошедшая из ранее существовавшей нелейкосомовой сланцеватости (обуславливающей также строматитовую текстуру) [6, рис. 1, образцы из Портсоя]. Эти результаты со-

гласуются с другими признаками более поздней мигматизации гнейсов Каухайт по сравнению с локальными деформациями. В таких случаях следует попытаться найти лейкосомы с рассеянным биотитом. Если в исследовании учитываются обособления или шпирь биотита (т. е. небольшие включения меланосомы), то унаследованная текстура будет ошибочно казаться более ярко выраженной. В образце из Мид-Стратспи Эшуорта [6], где структурный контроль сегрегации свидетельствует о том, что мигматизация была синтетектонической, имеется «биотитовая» текстура (пояс полюсов (001), обусловленный деформацией вращения) и «кварцевая» текстура. Если принять точку зрения об анатектическом происхождении, то деформация должна быть позже кристаллизации расплава. «Кварцевая текстура» более ярко выражена, и истинная биотитовая сланцеватость (максимум точек полюсов (001)) развита в интенсивно деформированной докаледонской лейкосоме ([6], образец из верховьев реки Финдхорн). Сланцеватость наблюдается также в лейкосомах мигматитов «Редхайт» (рис. 5.1, з, 5.3, з).

Для случая посттектонического анатексиса со слабо выраженной сегрегацией Мак-Леллан [19] описывает прогрессивное разрушение существовавшей сланцеватости. Это явление четко отделяет ее от фталмита от внешне похожих пород, называемых *очковыми гнейсами*, крупные кристаллы полевых шпатов которых представляют собой реликты в сланцеватой основной массе, образовавшейся в результате деформации *после* роста полевых шпатов [22, с. 36]. В образовавшихся на месте анатектитах, описанных Йоганнесом и Гуптой [15], установлено, что существовавшая ранее гнейсовидная сланцеватость в развивающихся лейкосомах затушевана или уничтожена. В синтетектонических мигматитах, изученных Тайлером и Эшуортом [28], мезосомы с укрупненной зернистостью имеют гнейсовидную текстуру, а в сегрегированных лейкосомах она отсутствует (рис. 5.3, а).

При *метаморфической дифференциации* рост зерен в уже рассланцованной породе может приводить к образованию в лейкосомах миметической текстуры [19]. Мак-Леллан [21] различает две серии метаморфических мигматитов: синтетектонические с морфологической ориентировкой плагиоклаза и дотектонические, которые, кроме того, характеризуются кристаллографической ориентировкой кварца (предпочтительная ориентировка осей *c*), а также явлениями восстановления и перекристаллизации, следующими за деформацией кварца. Синтетектонические мигматиты формировались в результате процесса деформации путем межзернового переноса масс («диффузионный поток», или «диффузионная ползучесть на границе зерен», по Эллиоту [10]), а не межзерновых дислокаций, которые привели бы к формированию кристаллографической текстуры.

5.6. Взаимоотношения на границах зерен

Эшуорт [4] и Дуган [8] отметили контраст между простыми метаморфическими структурами и относительно сложными структурами некоторых лейкосомов. Применительно к лейкосомам они предложили такие термины как «структурная незрелость» и «структурная неравновесность». Эшуорт [4] пытался применить этот эффект как возможный индикатор анатектического происхождения. После работ Креца [18] и Флинна [11] по метаморфическим структурам стали использоваться частоты контактов между минералами. Здесь будут рассмотрены принципы этого метода, так как он дал интересные результаты (например, [19]), хотя они все еще не общеизвестны. Метод основан на подсчете числа различных типов контактов; в породе, состоящей из двух минералов А и В, будут следующие типы контактов: АА, ВВ, АВ. При *беспорядочном* пространственном распределении [18] А не будет предпочтительно контактировать ни с А, ни с В. Имеются два простых случая отклонения от беспорядочного распределения: если подобные контакты (АА и ВВ) встречаются чаще, чем при беспорядочном распределении, за счет уменьшения числа неподобных контактов (АВ), то мы имеем распределение в виде *агрегатов*. В противном случае распределение будет *равномерным* [18], называемым иногда *дисперсным* распределением (например, [19]). Зрелые или равновесные метаморфические структуры имеют тенденцию к равномерному распределению, тогда как гранитные структуры близки к беспорядочному распределению [11, 19]. Таким образом, возникает возможность отличать структуры, возникшие при росте кристаллов из расплава (анатектические или магматические), от других типов структур. Следует также изучать явления постмигматитовой закалки. Там, где это возможно, следует отбирать образцы *гомогенных* пород, иначе результаты могут быть аномальными. Например, агрегатные пространственные взаимоотношения в мезосомах Дугана [9] могут быть обусловлены тем, что породы имеют полосчатую текстуру (например, [9, рис. 1]), и агрегатное распределение такого минерала, как биотит, может всего лишь отражать тот факт, что биотит концентрировался в мафических полосах.

5.6.1. Методы. Наблюдения. Из нескольких подходов, описанных Крецем [18], два оказались полезными при изучении мигматитов. Эшуорт [4, 5], Дуган [9] и Мак-Леллан [19] используют метод *параллельных линий* (рис. 5.7, а). Этим методом регистрируется последовательность расположения минералов в прозрачном шлифе вдоль линий, проложенных на передвигающемся предметном столике микроскопа. Теоретически

длинные параллельные линии следует соединять короткими линейными сегментами (рис. 5.7, а). Практически же короткие сегменты можно исключить, и необязательно проводить длинные пересечения попеременно в противоположных направлениях. Расстояние между соседними длинными линиями должно превышать максимальный размер зерен, чтобы избежать подсчета одного контакта более одного раза вдоль различных линий.

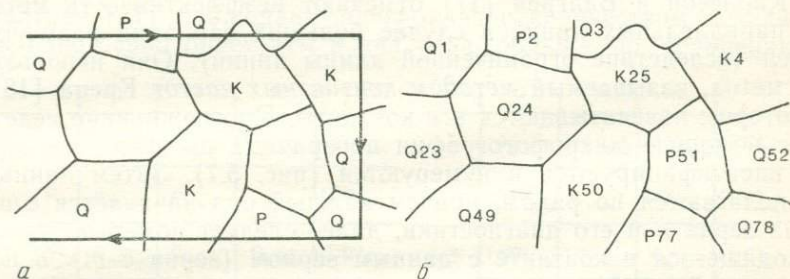


Рис. 5.7. Методы наблюдений, используемые при изучении контактов зерен. В составе пород предполагаются следующие минералы: калиевый полевой шпат (К), плагиоклаз (Р) и кварц (Q). а — метод параллельных линий. Регистрируемая последовательность зерен (скобки означают повторения): QPQK(Q)KQPРKQ... . Подсчитанные контакты: Q→P, P→Q, Q→K (повторение K→Q опущено), Q→K, K→Q, Q→Q, Q→P, P→K, K→Q...; б — метод частот контактов. Порядок расположения данных:

24	Q	25	49	50
51	P	52	77	78

Подсчитанные контакты: QK, QQ, QK, KK, KP..., PQPPPQ...

В сложных структурах некоторые контакты повторяются вдоль одной и той же длинной линии. Эшуорт [4] распознавал эти повторения и исключал их из суммарных подсчетов, производимых следующим образом. Из регистрируемой последовательности минералов легко распознаются типы контактов (рис. 5.7); они обычно записываются таким образом, чтобы вывести суммы для Q→P, P→K и т. д. (это удобнее по сравнению с индивидуальными обозначениями минералов, как на рис. 5.7). Для того чтобы сумма была не менее 5 (что может исказить статистический анализ, обсуждаемый ниже), акцессорные минералы подсчитываются вместе с одним из главных минералов. Для неподобных контактов этот метод, естественно, дает две суммы (A→B и B→A). Путем исключения повторений можно обнаружить любую тенденцию включения одного минерала в другой; если B имеет тенденцию быть включенным в A, то за контактами A→B следуют B→A, исключение которых из подсчета приводит к тому, что сумма B→A меньше, чем сумма A→B. Однако в проведенных до сих пор исследованиях

тенденция включения одних минералов в другие выражена слабо. Мак-Леллан [19] не принимает во внимание мелкие зерна кварца, включенные в плагиоклазе. Границы мелких зерен не должны входить в подсчет [19]. Следует подсчитывать истинные границы зерен, возникающие в процессе перекристаллизации. Они могут быть неотличимы от первичных границ между зернами. Нужно постоянно подсчитывать большое число контактов (~ 1000 на один образец).

Карлссон и Валгрэн [17] отмечают неэффективность метода параллельных линий в случае больших вариаций размеров зерен (вследствие ограниченной длины линий). Они используют метод, называемый *методом контактных частот* Креца [18], в котором подсчитываются все контакты. Прослеживание ведется с помощью микрофотографии прозрачных шлифов. Все зерна идентифицируются и нумеруются (рис. 5.7). Затем данные располагаются по рядам, причем каждый ряд начинается с номера зерна n и его диагностики, далее следует номер m зерна, находящегося в контакте с данным зерном (зерна с $m < n$ исключаются, чтобы не подсчитывать контакты дважды). Карлссон и Валгрэн [17] предлагают грубый метод освобождения от эффектов, приписываемых перекристаллизации, путем исключения из подсчетов контактов в пределах агрегатов мелких подобных зерен. Этот метод довольно субъективен, и если он применяется, то должны быть представлены также результаты подсчетов всех контактов.

Расчеты ожидаемых частот контактов. Ожидаемая частота контакта данного типа представляет собой частоту, которая должна иметь место в соответствии с какой-либо гипотезой, обычно гипотезой беспорядочности. Для метода параллельных линий расчет ожидаемых частот делается по Крецу [18]. Наблюдаемые суммы для контакта каждого типа записываются в клетках *таблицы случайностей* (рис. 5.8). Здесь $C_{Q \rightarrow P}$ — общее число контактов кварц \rightarrow плагиоклаз и т. д. Суммы рядов записаны справа, например $(\Sigma C)_{Q \rightarrow}$, для всех переходов от кварца, а суммы колонок записаны внизу. $\Sigma \Sigma C$ представляет собой общую сумму всех подсчитанных контактов (рис. 5.8). Обозначив сумму i -го ряда как $(\Sigma C)_{i \rightarrow}$ и сумму j -й колонки как $(\Sigma C)_{\rightarrow j}$, ожидаемая частота (согласно гипотезе беспорядочности) для контакта типа $i \rightarrow j$ выразится формулой

$$E_{ij} = \frac{(\Sigma C)_{i \rightarrow} \cdot (\Sigma C)_{\rightarrow j}}{\Sigma \Sigma C},$$

т. е. ожидаемая величина в каждой клетке равна произведению сумм соответствующих рядов и колонок, деленному на общую сумму. В каждой клетке ожидаемая величина часто записывается под наблюдаемой величиной (см., например, [18, 4]).

Для метода контактных частот подход Карлссона и Валгрена [17] ошибочен. Оценивая E_{ij} , они используют число зерен минералов i и j , а не суммы их контактов. Это делается после расчетов методом Креца [18], который, однако, отмечает, что он неудовлетворителен, потому что различные минералы могут иметь различные средние количества контактов на одно зерно (наиболее очевидной причиной этого является тот факт, что минералы могут иметь различный размер зерен). Карлссон и Валгрэн [17] наблюдают плагиоклаз с количеством контактов на одно зерно более чем в два раза больше по сравнению с

	Q	P	K	
Q	$C_{Q \rightarrow Q}$	$C_{Q \rightarrow P}$	$C_{Q \rightarrow K}$	$(\Sigma C)_{Q \rightarrow}$
P	$C_{P \rightarrow Q}$	$C_{P \rightarrow P}$	$C_{P \rightarrow K}$	$(\Sigma C)_{P \rightarrow}$
K	$C_{K \rightarrow Q}$	$C_{K \rightarrow P}$	$C_{K \rightarrow K}$	$(\Sigma C)_{K \rightarrow}$
	$(\Sigma C)_{\rightarrow Q}$	$(\Sigma C)_{\rightarrow P}$	$(\Sigma C)_{\rightarrow K}$	$\Sigma \Sigma C$

а

	Q	P	K	
Q	$C_{Q \ Q}$	$1/2 C_{P \ Q}$	$1/2 C_{K \ Q}$	$(\Sigma C)_Q$
P	$1/2 C_{P \ Q}$	$C_{P \ P}$	$1/2 C_{K \ P}$	$(\Sigma C)_P$
K	$1/2 C_{K \ Q}$	$1/2 C_{K \ P}$	$C_{K \ K}$	$(\Sigma C)_K$
	$(\Sigma C)_Q$	$(\Sigma C)_P$	$(\Sigma C)_K$	$\Sigma \Sigma C$

б

Рис. 5.8. Таблицы случайностей, составленные по данным двух методов, представленных на рис. 5.7. а — метод параллельных линий; б — метод контактных частот.

кварцем и пытаются внести поправку, но только для одного минерала пары, например для i , но не j . Подходящая процедура (рис. 5.8) попросту аналогична применяемой при использовании метода параллельных линий. Так как этим методом контакты $i \rightarrow j$ не отличаются от $j \rightarrow i$, то половина наблюдаемых сумм для $i \rightarrow j$ размещается в клетке ij , а другая половина — в ji . В этом случае суммы в рядах равны соответствующим суммам в колонках и

$$E_{ij} = E_{ji} = \frac{(\Sigma C_i) \cdot (\Sigma C)_j}{\Sigma \Sigma C}.$$

Отношения (наблюдаемая частота контактов)/(ожидаемая частота контактов) часто используются для выявления характерных особенностей данных. Для чисто агрегатных распределений минералов *подобные* отношения (например, контакты кварц — кварц и плагиоклаз — плагиоклаз) > 1 ; для чисто закономерных распределений они < 1 . Отношения, полученные при небольших ожидаемых частотах, подвержены статистической флуктуации. В гранитоидных (содержащих калиевый полевой шпат) лейкосомах ожидаемые частоты контактов плагиоклаз — плагиоклаз меньше, чем в трондьемитоидных лейкосо-

мах, и отношения (наблюдаемые частоты контактов)/(ожидаемые частоты контактов) для пары плагиоклаз — плагиоклаз могут быть подвержены беспорядочной флуктуации. Эшуорт [5], сравнивая гранитоидные и трондьемитоидные мигматиты, подсчитывал плагиоклаз вместе с калиевым полевым шпатом.

Статистические критерии. Они предназначены для определения значимых различий исходя из некоторой нулевой гипотезы при некотором установленном уровне значимости. Обычно самый низкий уровень значимости равен 5% (т. е. 5% риска получить неправильные результаты, отвергая нулевую гипотезу и допуская, что использовалась приемлемая процедура). Для исследования одного образца на отклонение от беспорядочности по данным таблицы случайностей рассчитывается χ^2 :

$$\chi^2 = \sum \left[\frac{(C_{ij} - E_{ij})^2}{E_{ij}} \right],$$

где суммирование сделано для всех ячеек. Полученная величина сравнивается со стандартными таблицами процента распределения χ^2 для соответствующего числа степеней свободы $\nu = (n-1)^2$, где n — количество ячеек в ряду или колонке. Этот метод недостоверен, если $C_{ij} < 5$, и обычно результаты могут зависеть от размера образца. На основании того, что более высокие значения χ^2 означают более сильные отклонения от беспорядочности (при постоянных размере образца и константе ν), χ^2 (или χ^2/ν [19]) используется практически для сравнения между сериями образцов с явно различными диапазонами χ^2 [4]. χ^2 не дает оценку направления отклонения от беспорядочности (в сторону закономерного или агрегативного), и в этом отношении различные минералы могут вести себя различно, что предполагает испытание лишь одного типа контактов одновременно. Используя отношение R - (наблюдаемая частота контактов)/(ожидаемая частота контактов) для различных типов контактов, мы можем испытывать: 1) одну серию образцов на определение отличий от беспорядочности или 2) две серии на определение различий между ними. Отмечая, что непараметрический метод предпочтительнее критерия t Стьюдента с его неоправданным допущением о нормальном распределении, Карлсон и Валгрэн для случая (2) эффективно используют статистику Уилкоксона: расчеты просты и их можно легко применить к случаю (1). Этот метод основан на ранжировании величин R , которые необязательно должны быть точными, так как необходимо всего лишь иметь представление о степени перекрытия с некоторой гипотетической величиной.

1) Исследование отличия от беспорядочности для одного типа контактов в одной серии образцов представляет собой обозначенный ранжированный тест Уилкоксона [14]. Нулевая ги-

позеза состоит в том, что выборка образцов имеет медиану $R=1$. Для получения значений R необходимо, чтобы данные обрабатывались должным образом. Затем они ранжируются от минимальных значений, равных 1, до максимальных, равных n (табл. 5.2). Ранги умножаются на S , где $S=1$, если $R>1$, и $S=0$, если $R<1$, т. е. ранги приводятся к 0, если $R<1$ (табл. 5.2). Эти измененные ранги суммируются для получения

Таблица 5.2. Испытание обозначенных рангов Уилкоксона применительно к данным Мак-Леллан [19] для офтальмитов

Тип контактов	Кварц — кварц				Плагиоклаз — плагиоклаз			
	R	Ранг	S	Ранг· S	R	Ранг	S	Ранг· S
	1,11	5,5	1,	5,5	1,41	7	1	7
	1,20	7	1	7	1,00	—	—	—
	1,27	9	1	9	1,00	—	—	—
	1,23	8	1	8	1,27	6	1	6
	1,11	5,5	1	5,5	0,89	3	0	0
	1,07	4	1	4	0,98	5	0	0
	0,78	1	0	0	0,95	4	0	0
	1,01	3	1	3	0,87	2	0	0
	0,87	2	0	0	0,84	1	0	0
T^+	42				13			
При уровне значимости 5% $n=9$ $t=39,3$ Значимое отличие от $R=1$, если $T^+>39,3$ или $T^+<5,7$					При уровне значимости 5% $n=7$ $t=25,9$ Значимое отличие от $R=1$, если $T^+>25,9$ или $T^+<2,1$			

статистического значения T^+ . Уместно выполнить двустороннее испытание (т. е. допустить отсутствие априорного знания направления отклонения от $R=1$). Нулевая гипотеза принимается, если T^+ попадает в диапазон

$$\left[\frac{n(n+1)}{2} - t \right] < T^+ < t,$$

где критическая величина t зависит от n и от выбранного уровня значимости α (здесь t не то же самое, что критерий Стьюдента). Интерполируя по таблицам Холландера и Вольфа [14] $\alpha/2$ (для двустороннего испытания) как функцию n и t , для $n=9$ и $\alpha/2=0,025$ мы находим $t=39,3$. Таким образом, при 5%-ном уровне значимости данные по контактам кварц—кварц (табл. 5.2) значимо отличаются от беспорядочности. Для данных по контактам плагиоклаз — плагиоклаз два значения R

несущественно отличаются от 1, и они исключены из анализа [26], поэтому n стало равным 7. Из табл. 5.2 следует, что для этих данных нулевая гипотеза не может быть отвергнута.

2) Для сравнения двух серий образцов использовано суммирование рангов Уилкоксона [17]. Холландер и Вольф [14] показали, что оно эквивалентно испытанию U Манна и Уитни,

Таблица 5.3. Испытание суммированных рангов Уилкоксона для двух серий мигматитов, примененное к данным Эшуорта [4]

Тип контактов	Плагиоклаз — плагиоклаз		Плагиоклаз — кварц	
	R	Ранг	R	Ранг
Лейкосомы	0,92	9	1,14	5
	0,84	5	1,17	6,5
	0,89	8	1,17	6,5
	0,87	7	1,20	8
	0,85	6	1,13	3,5
$m=5$				
Мезосомы	0,50	1	1,11	2
	0,51	2	1,13	3,5
	0,60	3,5	0,94	1
	0,60	3,5	1,23	9
W		10		15,5
$n=4$	$n(m+n+1)=40$			

При 5%-ном уровне значимости $w=28,4$. Различие между лейкосомами и мезосомами значимо, если $W>28,4$ или $W<11,6$.

которое более известно геологам. Оно должно быть правомерным в пределах одного исследования, даже если метод расчета R сомнителен. Серия образцов, содержащая m значений R , сравнивается с серией, содержащей n значений R , где $m \geq n$ (табл. 5.3). Ранги значений n суммируются для получения статистического значения W . Нулевая гипотеза равных медиан принимается при уровне значимости α , если

$$[n(m+n+1) - w] < W < w,$$

где $\alpha/2$ табулирована как функция w , m и n [14]. Из табл. 5.3 следует, что только данные по контактам плагиоклаз — плагиоклаз дают положительные результаты испытания.

5.6.2. *Интерпретация результатов.* Эшуорт [4] рассматривает простой случай мигматитов, содержащих всего лишь три главных минерала (кварц, плагиоклаз, биотит). Установлено значительное различие между мезосомами (четко выраженное закономерное пространственное распределение) и лейкосомами (значительно более слабая тенденция к закономерному распределению). Этот результат использован для подтверждения анатектического происхождения трондьемитоидных лейкосом. Для трондьемитоидных лейкосом, которые относятся к анатектическим (с дискордантными полевыми взаимоотношениями и коктетическими составами), Мак-Леллан [19] также приводит значения R , близкие к 1 для подобных и неподобных контактов: общее увеличение беспорядочности пространственных взаимоотношений прослеживается от гнейсовидных мезосом с закономерным распределением через офтальмиты к сегрегированным лейкосомам. Тенденция $R < 1$ для контактов плагиоклаз — плагиоклаз в офтальмитах и гнейсовидных лейкосомах объясняется структурной унаследованностью, характерной для этих неполностью сегрегированных пород. С другой стороны, тенденция $R > 1$ для того же типа контактов в сегрегированных лейкосомах может быть обусловлена эффектом течения.

Мак-Леллан [19] обнаружила, что по сравнению с анатектическими трондьемитоидными лейкосомами лейкосомам, образовавшимся путем метаморфической дифференциации, свойственны более ярко выраженная тенденция к агрегации зерен и $R > 1$ для всех подобных контактов между главными минералами. Это объясняется возникновением зародышей новых зерен на существующих границах того же самого минерала. В другом примере показано [21], как по мере перемещения материала в лейкосому растут новые зерна из мелких зерен, образовавшихся на более ранней стадии мигматизации. Распределение контактов зерен, связанное с таким процессом, должно отличаться от распределения, обусловленного ростом зерен из расплава.

Однако приведенные выше результаты относятся к мигматитам, возникшим после региональных деформаций. Более ранние лейкосомы имеют тенденцию к агрегатному распределению вследствие перекристаллизации, особенно кварца. Для мигматитов из Дисайд (возраст которых противоречив) Мак-Леллан [19] приводит неразвитые структуры в качестве свидетельства позднего происхождения этих мигматитов. По данным Мак-Леллан [19], даже среди позднекаледонских (номинально посттектонических) грампинских лейкосом имеются наиболее глубокие лейкосомы с агрегатными взаимоотношениями кварц — кварц (рис. 5.9), обусловленными перекристаллизацией. Эволюция по направлению к закономерному распределению (подобно таковому в мезосомах), которая вряд ли могла сохра-

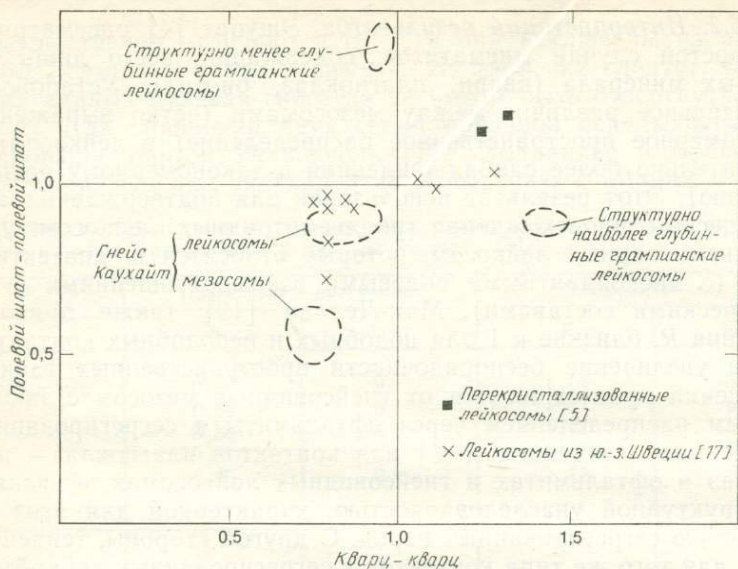


Рис. 5.9. Отношения (наблюдаемые частоты контактов) / (ожидаемые частоты контактов) для главных типов контактов кварц — кварц и полевой шпат — полевой шпат в некоторых мигматитах. Отношения >1 отражают агрегатное распределение этих минералов, а <1 — закономерное распределение. Данные Карлссона и Валгрена [17] пересчитаны (см. текст); данные по грампинским мигматитам взяты из работы Мак-Леллан [19].

ниться при статической закалке, не обнаружена. Тренд (рис. 5.9) от слабо закономерного первичного распределения к агрегатному распределению в деформированных лейкосоме [5] также согласуется с данными Карлссона и Валгрена [17] после их пересчета (см. разд. 5.6.1.). Ключное расположение двух полевых шпатов связано не только с низкой частотой контактов плагиоклаз — плагиоклаз (см. разд. 5.6.1), но также с тем, что R стремится быть <1 для пары плагиоклаз — калиевый полевой шпат, если $R < 1$ для пар плагиоклаз — плагиоклаз и калиевый полевой шпат — калиевый полевой шпат, т. е. в некотором роде два полевых шпата ведут себя как один минерал. Для мезосом Карлссон и Валгрэн [17] приводят недостаточные для пересчета данные, но их выводы о сходстве мезосом и лейкосом представляются достоверными, так как они должным образом обрабатывали все данные. Не ясно, отражает ли это сходство начальную мигматизацию в мезосоме [19] или гранодиоритовую природу пород, которые могли реагировать на метаморфизм (и деформацию) в большей степени как лейкосоме, а не пелит.

Меланосомы Дугана [9] развиваются сложно. В них наблюдается некоторая тенденция к агрегатным взаимоотношениям с прогрессивным извлечением расплава. Предполагаемые реакции плавления на границах зерен (табл. 5.1) можно коррелировать с уменьшением R для некоторых типов контактов: мусковит — кварц и плагиоклаз — кварц в образце L2D1; биотит — кварц, биотит — силлиманит и плагиоклаз — кварц в образце L2A2; биотит — кварц, мусковит — кварц и плагиоклаз — кварц в образце L7G2. Для эффективного извлечения расплава, предполагаемого по всем результатам Дугана [9], вероятно, требуются некоторые деформации. В статических (ненапряженных) условиях образуются несегрегированные офтальмиты [19], даже если увеличение беспорядочности в контактовых взаимоотношениях (и петроструктуре) дает основание предполагать степень плавления ниже «реологически критического содержания расплава» (RCMP) Арзи [1], которое составляет $\sim 30\%$. Эффективный дренаж расплава даже в таких больших пропорциях в статических условиях маловероятен, так как фельзитические расплавы имеют незначительную тенденцию смачивать границы зерен [16]. Ниже RCMP ограниченные деформации могут привести не к дренажу, а к диспергированию расплава в породе [30, 23, 29]. Для сегрегации благоприятны значительные напряжения при низкой степени плавления или при $>30\%$ -ном плавлении в условиях более низких напряжений (см. также статью Барра в этом сборнике). Мак-Леллан [20] различает дренированные и недренированные системы по степени повторного равновесия между расплавом и реститом.

5.7. Выводы

Структуры в сочетании с другими петрологическими и полевыми данными могут помочь выяснить происхождение мигматитов с незначительной последующей метаморфической историей, а в применении к другим мигматитам — их пост-мигматитовую историю. Взаимоотношения между контактами зерен дают обнадеживающие критерии для распознавания анатектических и неанатектических лейкосом, но они часто затушеваны процессами перекристаллизации. Их легче изучать в породах с простой минералогией (например, трондьемитоидах) и, таким образом, дополнять использование реакционных структур для предположения об анатексисе в более сложных ассоциациях. Текстуры, важные в определении времени мигматизации, могут также отражать процесс: анатексис имеет тенденцию к разрушению, тогда как метаморфическая дифференциация под стрессом может способствовать удлинению зерен и предпочтительной ориентации. Размер зерен может помочь различить

лейкосомы, образовавшиеся из водных флюидов и расплавов, а эволюция размера зерен в анатектиках чувствительна в отношении степени сегрегации расплава.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Arzi A. A.* (1978) Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, **44**, 173—184.
2. *Ashworth J. R.* (1972) Myrmekites of exsolution and replacement origins. *Geol. Mag.* **109**, 45—62.
3. *Ashworth J. R.* (1975) The sillimanite zones of the Huntly-Portsoy area in the north-east Dalradian, Scotland. *Geol. Mag.* **112**, 113—136.
4. *Ashworth J. R.* (1976) Petrogenesis of migmatites in the Huntly-Portsoy area, north-east Scotland. *Mineral. Mag.* **40**, 661—682.
5. *Ashworth J. R.* (1979a) Textural and mineralogical evolution of migmatites. In: *The Caledonides of the British Isles — Reviewed*, eds. *Harris A. L., Holland C. H., Leake B. E.*, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **8**, 357—361.
6. *Ashworth J. R.* (1979b) Comparative petrography of deformed and undeformed migmatites from the Grampian Highlands of Scotland. *Geol. Mag.* **116**, 445—456.
7. *Barber J. P.* (1985) Conditions of high grade metamorphism in the Dalradian of Connemara, Ireland. *J. Geol. Soc. Lond.* (в печати).
8. *Dougan T. W.* (1979) Compositional and modal relationships and melting reactions in some migmatitic metapelites from New Hampshire and Maine. *Am. J. Sci.* **279**, 897—935.
9. *Dougan T. W.* (1983) Textural relations in melanosomes of selected specimens of migmatitic pelitic schists: implications for leucosome-generating processes. *Contrib. Miner. Petrol.* **83**, 82—98.
10. *Elliott D.* (1973) Diffusion flow laws in metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* **84**, 2645—2664.
11. *Flinn D.* (1969) Grain contacts in crystalline rocks. *Lithos* **3**, 361—370.
12. *Folk R. L.* (1968) *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's Austin, Texas.
13. *Hobbs B. E., Means W. D., Williams P. F.* (1976) *An Outline of Structural Geology*. Wiley, New York.
14. *Hollander M., Wolfe D. A.* (1973) *Nonparametric Statistical Methods*. Wiley, New York.
15. *Johannes W., Gupta L. N.* (1982) Origin and evolution of migmatite. *Contrib. Miner. Petrol.* **79**, 114—123.
16. *Jurewicz S. R., Watson E. B.* (1984) Distribution of partial melt in a felsic system: the importance of surface energy. *Contrib. Miner. Petrol.* **85**, 25—29.
17. *Karlsson G., Wahlgren C. H.* (1982) A statistical investigation of grain contacts in a migmatite. *Neues Jb. Miner. Mh.* **348**—360.
18. *Kretz R.* (1969) On the spatial distribution of crystals in rocks. *Lithos* **2**, 39—66.
19. *McLellan E. L.* (1983a) Contrasting textures in metamorphic and anatectic migmatites: an example from the Scottish Caledonides. *J. Metamorphic Geol.* **1**, 242—262.
20. *McLellan E. L.* (1983b) Plagioclase compositions in anatectic migmatites. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* **15**, 641.
21. *McLellan E. L.* (1984) Interrelations of deformation and metamorphism in the formation of metamorphic migmatites.
22. *Mehnert K. R.* (1968) *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Elsevier, Amsterdam.
23. *Paquet J., Francois P., Nédélec A.* (1981) Effect of partial melting on rock deformation: experimental and natural evidences on rocks of granitic composition. *Tectonophysics* **78**, 545—565.

24. *Piasecki M. A. J.* (1980) New light on the Moine rocks of the Central Highlands of Scotland. *J. Geol. Soc. Lond.* **137**, 41—59.
25. *Read H. H.* (1923) The geology of the country around Banff, Huntly and Turriff. *Mem. Geol. Surv. Scotl. for Sheets 86 and 96.*
26. *Siegel S.* (1956) *Nonparametric Statistics for the Behavioral Sciences.* McGraw-Hill, New York.
27. *Strut B. A., Ramsay D. M., Pringle I. R., Teggins D. E.* (1977) Precambrian gneisses in the Dalradian sequence of northeast Scotland. *J. Geol. Soc. Lond.* **134**, 41—44.
28. *Tyler I. M., Ashworth J. R.* (1982) Sillimanite-potash feldspar assemblages in graphitic pelites, Strontian area, Scotland. *Contrib. Miner. Petrol.* **81**, 18—29.
29. *van der Molen I., Paterson M. S.* (1979) Experimental deformation of partially-melted granite. *Contrib. Miner. Petrol.* **70**, 299—318.
30. *Yardley B. W. D.* (1975) On some quartz — plagioclase veins in the Connemara schists, Ireland. *Geol. Mag.* **112**, 183—190.
31. *Yardley B. W. D.* (1978) Genesis of the Skagit Gneiss migmatites, Washington, and the distinction between possible mechanism of migmatization. *Geol. Soc. Am. Bull.* **89**, 941—951.

ПРОЯВЛЕНИЯ МИГМАТИТОВ В НОВОЙ АНГЛИИ

Роберт Дж. Трейси

6.1. Введение

В пределах поясов метаморфизма высокой степени северной части Аппалачей в Новой Англии расположена одна из классических мигматитовых провинций земного шара. Мигматиты распространены здесь в зонах метаморфизма наиболее высокой степени в пределах грубо линейных субмеридиональных поясов, простирающихся от пролива Лонг-Айленд почти до границы Соединенных Штатов с Канадой на расстояние около 500 км (рис. 6.1). Эти линейные пояса высокометаморфизованных пород интерпретируются в связи с последовательно протекавшими на протяжении всего палеозоя событиями конвергентной тектоники [34, 15]. Возраст метаморфизма и мигматизации в целом уменьшается с запада на восток. Крайний западный пояс верхней части амфиболитовой — нижней части гранулитовой фаций метаморфизма приходится на породы протерозоя-У, выходящие на поверхность в массивах Грин-Маунтинс, Беркшир, Хусатоникского и Гудзонского нагорий, причем принято считать, что метаморфизм наиболее высокой степени имеет гренвиллский возраст (приблизительно 1100 млн. лет), хотя, возможно, позже породы претерпели метаморфизм низкой степени [34].

Следующий пояс мигматитовых пород, расположенный восточнее, выходит на поверхность лишь в отдельных местах, в куполах или эрозионных «окнах» среди перекрывающих пород более низких ступеней метаморфизма, в особенности в южной части Новой Англии. Мигматизированные породы здесь имеют кембрийско-ордовикский возраст и достигли самой высокой степени метаморфизма, по-видимому, в среднем ордовике (таконе), хотя эта интерпретация затрудняется наложением девонского метаморфизма амфиболитовой фации [34]. Петрологически эти породы изучены слабо, а их взаимоотношения с более типичными таконскими метаморфическими образованиями неясны.

Так называемый Восточный акадский метаморфический максимум [34], показанный на рис. 6.1, представляет собой самый восточный, хорошо развитый и наиболее полно изученный пояс мигматитовых пород. Эта зона протягивается от шт. Кон-

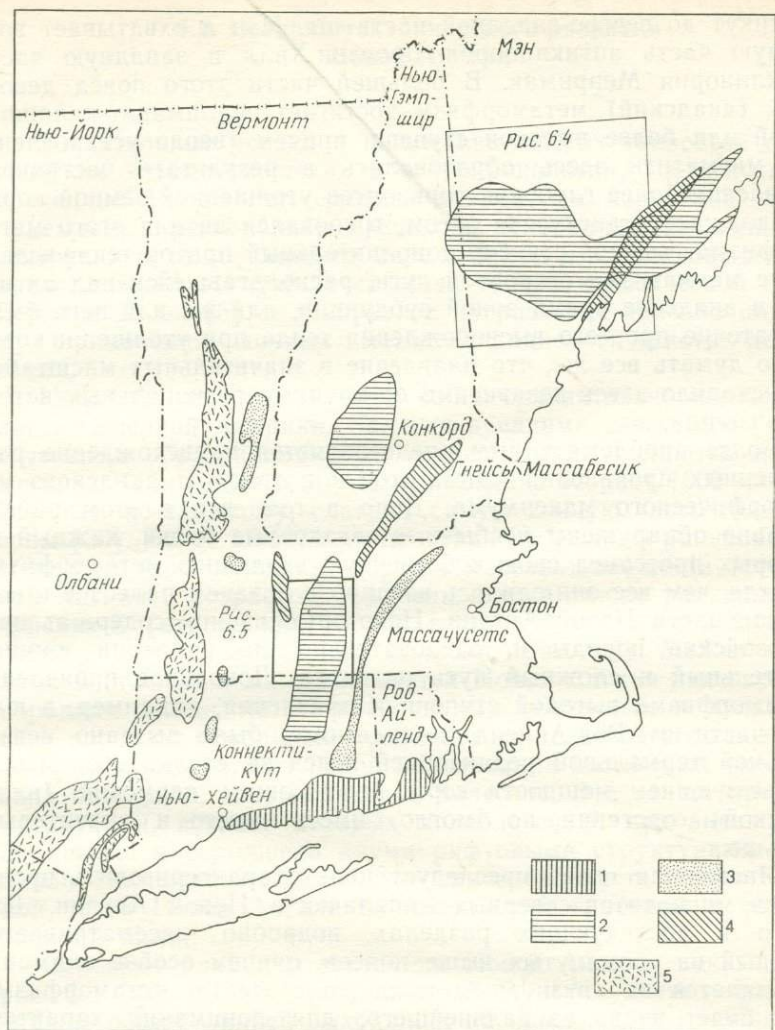


Рис. 6.1. Расположение разновозрастных комплексов высокой степени метаморфизма и мигматизации в южной и центральной частях Новой Англии. Для всех комплексов характерна силлиманит-калишпатовая степень метаморфизма. Оконтурены площади крупномасштабных схем в штатах Мэн и Массачусетс (рис. 6.4 и 6.5). Возраст метаморфизма: 1 — пермский (аллеганский); 2 — девонский (акадский); 3 — ордовикский (на западе таконский); 4 — протерозойский-Z (авалонский); 5 — протерозойский-Y (грэнвиллский).

нектикут до северо-западной части шт. Мэн и охватывает восточную часть антиклинория Бронсон-Хилл и западную часть синклинория Мерримак. В большей части этого пояса девонский (акадский) метаморфизм достигает силлиманит-калишпатовой или более высокой ступени, причем твердо установлено, что мигматиты здесь образовались в результате частичного плавления более глубоких горизонтов утолщенной земной коры. Продолжается дискуссия о том, требовался ли для этого метаморфизма высокой ступени дополнительный приток тепла вследствие магматизма островной дуги, располагавшейся над активной в акадское время зоной субдукции, или же для него было достаточно простого высвобождения тепла при утолщении коры. Надо думать все же, что плавление в значительных масштабах происходило здесь независимо от крупных региональных источников тепла.

Более проблематичным представляется происхождение разрозненных проявлений мигматитов к востоку от акадского метаморфического максимума. Дело в том, что в этом районе недавно обнаружены необычные загадочные блоки, каждый из которых претерпел свою собственную эволюцию метаморфизма прежде, чем все они слились воедино в позднем палеозое в восточной части Новой Англии. Некоторые из них содержат протерозойские породы и, следовательно, до аккреции прошли длительный и сложный путь развития. Локальное проявление метаморфизма высокой ступени и плавления, например, в южной части шт. Род-Айленд, по-видимому, было вызвано региональной термальной релаксацией вслед за столкновением плит и увеличением мощности коры, отвечающим пермской (аллеганской) орогении, но могло иметь место и значительно раньше.

Настоящая глава преследует цель охарактеризовать проявления мигматитов северных Аппалачей в Новой Англии. Для этого в последующих разделах подробно рассматривается каждый из упомянутых выше поясов, причем особое внимание обращается на связь мигматитов со степенью метаморфизма. Как будет видно из дальнейшего, для понимания характера распространения и особенностей мигматитов Новой Англии (или любого другого региона) крайне важно установление истории развития тектоники и метаморфизма. Поскольку читатели могут быть слабо осведомлены о тектоническом строении Новой Англии, первый раздел главы посвящен краткому рассмотрению тектонического положения этого региона.

6.2. История тектонического развития Новой Англии

Значительные успехи в понимании многих тонкостей геологических взаимоотношений и в геохронологии, достигнутые за последние 15—20 лет, сделали возможным появление вполне приемлемых региональных моделей, основанных на концепции тектоники плит. В какой-то мере толчком к возникновению этих представлений послужила ставшая теперь классической статья Берда и Дьюи [5], а ускоренное их развитие обязано широкому применению точных методов радиологического датирования.

Новая Англия представляет собой сравнительно молодую область Северной Америки. Самыми древними известными геологическими образованиями на ее территории являются породы массива Чейн-Лейкс в шт. Мэн, имеющие возраст 1600 млн. лет, которые, по-видимому, слагают самую южную часть геликской зоны [26]. Более широко распространены выходы раннепротерозойских-У (грениллских) пород в массивах западной части Новой Англии с возрастом 1100 млн. лет, а также раннепротерозойских-З (авалонских) пород восточной и южной частей региона с возрастом 600—650 млн. лет (рис. 6.2). Между массивами восточной и западной частей Новой Англии залегает разнородная толща метаморфизованных осадочных и вулканических пород от кембрийско-ордовикского до девонского возраста, которые представляют собой образования различных океанических бассейнов, закрывшихся в палеозое. Эта толща прорвана интрузиями, возраст которых колеблется от ордовикского до пермского, и осложнена двумя рифтовыми структурами — впадиной Наррагансетт каменноугольного возраста в юго-восточной части Новой Англии и мезозойским грабеном в ее центральной части.

Основные элементы тектоники Новой Англии показаны на рис. 6.3 [31, 35, 26]. Антиклинорий Грин-Маунтинс — Беркшир служит осевой линией выходящих на поверхность грениллских массивов западной части Новой Англии, несогласно перекрытых кембрийско-ордовикскими отложениями. Следующей крупной структурой, расположенной восточнее, является синклинорий Коннектикут-Валли — Гаспе, который сложен метаморфизованными и деформированными осадочными и вулканическими породами от кембрия до девона [15]. Западное крыло синклинория Коннектикут-Валли прорвано целым рядом гнейсовых куполов несомненно девонского возраста, в ядрах которых обнажаются породы неустановленного, предположительного до кембрийского или кембрийско-ордовикского возраста.

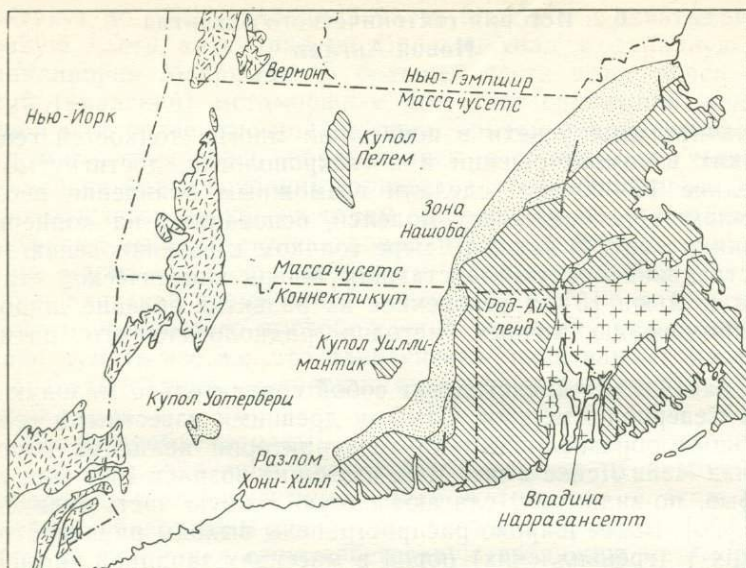


Рис. 6.2. Схематическая карта южной части Новой Англи, показывающая расположение некоторых географических и геологических объектов, упомянутых в тексте. Породы гренвиллского возраста показаны короткими разноориентированными штрихами, авалонского — диагональной сплошной штриховкой, ордовикского — крапом, пенсильванского — пермского — крестиками.

Далее к востоку расположен антиклинорий Бронсон-Хилл, классический район развития гнейсовых куполов с оболочками, где отложения конца среднего ордовика — девона образуют тектонический покров [44], позже деформированный гнейсовыми куполами, в которых на поверхности выведены метаморфизованные кислые вулканиты ордовика [55] и реже аномальные авалонские образования фундамента. К востоку от антиклинория Бронсон-Хилл находится синклинорий Мерримак — клин метаосадочных пород ордовикского — девонского возраста, мощность которого резко возрастает в восточном направлении. Лайонс и др. [26] рассматривают синклинорий Мерримак в северной части Новой Англи несколько иначе, выделяя в нем самостоятельные депрессии, разграниченные несколькими относительно мелкими антиклинориями. Наконец, восточнее синклинория Мерримак находятся зоны Нашоба и Дедем, или Авалонская, тектоническое развитие которых происходило независимо от палеозойских событий, сформировавших тектонические зоны, расположенные западнее.

Возраст метаморфизма в Новой Англи колеблется от докембрийского до позднепалеозойского и укладывается в прост-

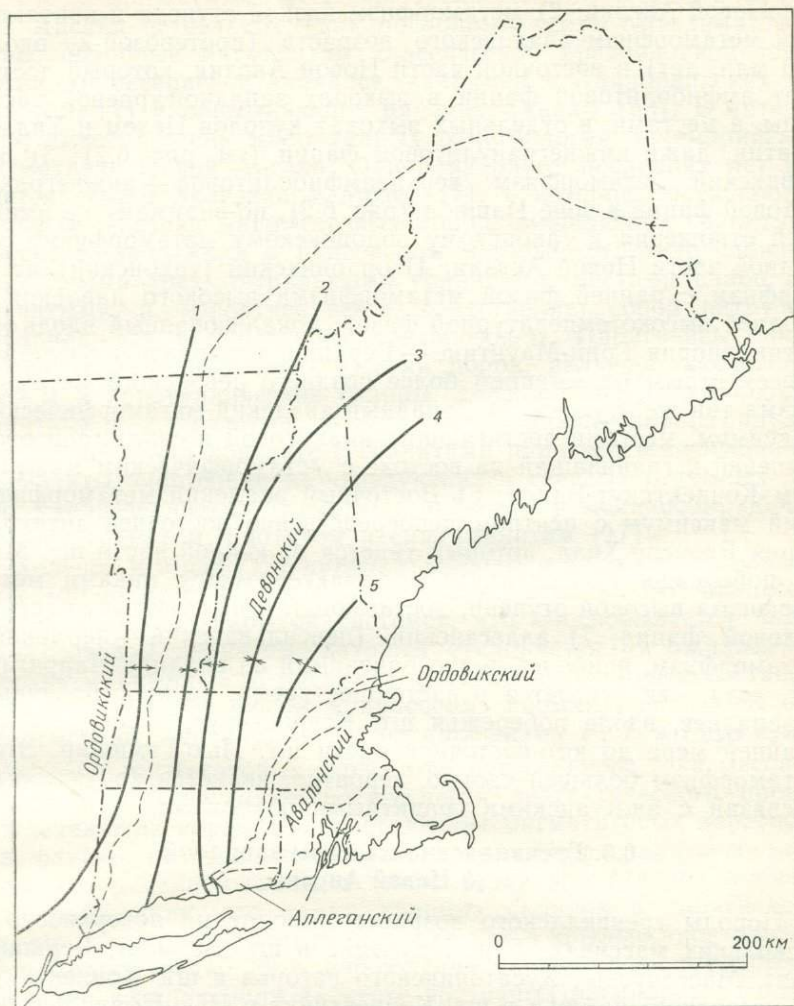


Рис. 6.3. Основные тектонические зоны Новой Англии и распределение метаморфизма по возрасту. 1 — антиклинорий Манхаттан — Беркшир — Грин-Маунтинс; 2 — синклиний Коннектикут-Валли — Гаспе; 3 — антиклинорий Бронсон-Хилл; 4 — синклиний Мерримак; 5 — антиклинорий Массабесик. Возраст метаморфизма указан по последним данным.

ранственно-временную схему, которую Робинсон [34] назвал «семью сферами метаморфизма». В ней выделяется: 1) верхне-амфиболитовая — нижнегранулитовая фация метаморфизма гренвиллского возраста (протерозой-У, около 1100 млн. лет) пород фундамента Северной Америки, развитых в западной ча-

сти Новой Англии; 2) метаморфизм низкой ступени и контактовый метаморфизм авалонского возраста (протерозой-Z, около 650 млн. лет) в восточной части Новой Англии, который достигает амфиболитовой фации в выходах западной краевой части зоны, а местами, в отдельных выходах куполов Пелем и Уиллимантик, даже нижнегранулитовой фации (см. рис. 6.2); 3) ордовикский метаморфизм верхнеамфиболитовой — нижнегранулитовой фаций в зоне Нашоба (рис. 6.2), по-видимому не имеющих отношения к таконскому ордовикскому метаморфизму западной части Новой Англии; 4) ордовикский (таконский) метаморфизм с ранней фазой метаморфизма высокого давления и поздней высокотемпературной фазой, локализованный вдоль оси антиклинория Грин-Маунтинс — Беркшир и характеризующийся повсеместным наложением более позднего девонского метаморфизма той же ступени; 5) Западный акадский метаморфический максимум, местами достигающий кианитовой и силлиманитовой ступеней и граничащий на востоке с метаморфическим минимумом Коннектикут-Валли; 6) Восточный акадский метаморфический максимум с центром непосредственно восточнее антиклинория Бронсон-Хилл, который тянется от южной части шт. Мэн до побережья Коннектикута и характеризуется пиками метаморфизма высокой ступени, достигающими нижней части гранулитовой фации; 7) аллеганский (пенсильванский — пермский) метаморфизм, наиболее полно описанный во впадине Наррагансет, хотя, как считается в настоящее время, распространенный и западнее, вдоль побережья шт. Коннектикут, и севернее, по крайней мере до юго-восточной части шт. Нью-Гэмпшир. Этот метаморфизм большей частью, вероятно, является контактовым и связан с аллеганскими гранитными плутонами.

6.3. Гренвиллские массивы западной части Новой Англии

Породы гренвиллского возраста выходят на поверхность в нескольких массивах: Грин-Маунтинс в шт. Вермонт, Беркшир в шт. Массачусетс, Хусатоникского нагорья в шт. Коннектикут и Гудзонского нагорья в шт. Коннектикут и Нью-Йорк. Эти породы были метаморфизованы в верхнеамфиболитовой и нижнегранулитовой фациях в гренвиллскую фазу орогенеза приблизительно 1100 млн. лет назад, на что указывает рубидий-стронциевый возраст плутонических пород Гудзонского нагорья, которые внедрились примерно одновременно с интенсивной деформацией и метаморфизмом [17]. Калий-аргоновый возраст этих гренвиллских пород и аналогичных пород центральных и южных Аппалачей [32] отражает несколько более позднее событие, связанное с изменением температур, которое смещает возраст пород до 850—950 млн. лет.

Среди мигматитов массивов гренвиллского возраста в Новой Англии встречаются как послойный так и офтальмитовый типы, подобные мигматитам классической Гренвиллской зоны, развитым севернее и западнее, например в Адирондакских горах [50, 11] и примыкающих районах Канады [53]. В литературе имеется очень мало данных о петрологии докембрийских мигматитов Новой Англии. Одной из работ последних лет является статья Хеленека и Мозе [17], в которой обсуждаются вопросы генезиса мигматитовых пород, вмещающих гранитный массив Канада-Хилл в Гудзонском нагорье. Это тело сложено массивными трехминеральными гранитами, местами слабо полосчатыми, и, вероятнее всего, представляет собой интрузив, внедрившийся в парагнейсы протерозоя-У. Парагнейсы представлены разнообразными типами пород, включая обохранные гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты, известково-силикатные и железистые метаосадочные породы нижнегранулитовой фации. На контакте с гранитами парагнейсы переходят в мигматиты, состоящие из чередующихся светлых и темных полос: среднезернистых гранитных лейкосом и меланосом, обогащенных гранатом, биотитом и силлиманитом [17].

Хеленек и Мозе [17] приводят доводы в пользу образования этих мигматитов в результате «метасоматического процесса, протекавшего в закрытой системе», что обосновывается валовым составом лейкосом, который отклоняется от ожидаемого состава минимального расплава, а также одинаковым составом плагиоклаза из лейкосом и палеосом. Упомянутые авторы все же отмечают, что параметры метаморфизма P , T и P_{H_2O} и локализация мигматитовых гнейсов вокруг главного тела массива Канада-Хилл допускают возможность анатектического происхождения этих пород. Распространение мигматитовых парагнейсов, однако, не ограничено контактовой зоной гранитного массива. Автор данной главы, а также Д. Марри (личное сообщение) наблюдали, что замки крупных складок в парагнейсах обычно сложены мигматитами, тогда как в крыльях они отмечаются крайне редко. Это наблюдение служит доказательством миграции возникающих на месте частичных расплавов к участкам с меньшими скальвающими деформациями, которыми являются замки складок.

6.4. Ордовикские мигматиты западного пояса метаморфизма высокой ступени

Восточнее выходов докембрийских массивов расположена зона метаморфизма, сложенная породами кембрийско-ордовикского — девонского возраста, которые были метаморфизованы

и деформированы как в таконскую, так и в акадскую фазу [34]. Таконский метаморфизм этой зоны обычно характеризуется более низкой ступенью, чем акадский, но в наиболее глубоко эродированных досилурийских породах наблюдаются относительно неглубокие горизонты разреза таконского метаморфизма в зеленосланцевой и нижеамфиболитовой фациях. Однако в структурных куполах предположительно акадского возраста на поверхность выведены более глубокие горизонты таконской метаморфической толщи. Породы ядер куполов в этом поясе имеют проблематичный возраст, но в самом южном и наиболее крупном куполе Уотербери в шт. Коннектикут (рис. 6.2) имеются признаки, что обнажающиеся породы не древнее кембрийско-ордовикских [6].

Породы ядра купола Уотербери гораздо более интенсивно деформированы и сильнее метаморфизованы, чем окружающие породы близкого возраста [28, 6]. Это позволяет предполагать, что они контактируют с вышележащими породами по надвигу [6]. Степень метаморфизма в ядре отвечает дистен-калишпатовой ассоциации, и метаморфизм, по-видимому, протекал при высоком давлении, так как в породах с глиноземистым валовым составом повсеместно присутствует дистен, а силлиманит и кордиерит ни в одной из пород купола не отмечены. По данным термобарометрии [7], условия метаморфизма для дистен-калишпатовых кристаллических сланцев соответствуют температуре 700—750 °С и давлению 7—7,5 кбар. В таких условиях при приемлемо высоком P_{H_2O} пелитовые породы должны претерпевать анатектическое плавление, и, действительно, многие пелитовые и близкие к ним кристаллические сланцы и гнейсы в куполе Уотербери оказываются мигматитовыми. Детальных петрологических исследований мигматитов купола Уотербери и других более северных куполов этого пояса до сих пор не проводилось, поэтому сейчас трудно сказать, какого они происхождения — анатектического или метасоматического.

Возраст метаморфизма высокой ступени ядра купола Уотербери неясен, но Дич [6] считает, что, скорее всего, он таконский, и обосновывает это участием в метаморфизме самой высокой ступени только ордовикских или более древних пород и пятнистым характером регрессивного метаморфизма высокометаморфизованных кристаллических сланцев в более позднюю, предположительно акадскую фазу. Если верно предположение, что в акадских структурных куполах выходят на поверхность глубокие горизонты чешуйчатой раннепалеозойской толщи, то эти породы заслуживают гораздо более внимательного изучения.

6.5. Мигматиты Восточного акадского метаморфического максимума

Эта территория представляет собой наиболее полно изученный пояс метаморфизма высокой степени Новой Англии. Силлиманит-калишпатовая и более высокая ступень метаморфизма здесь широко развиты от восточной части центрального Коннектикута до северо-западной части шт. Мэн [42, 34, 14]. Максимальная ступень метаморфизма отмечается в южном Массачусетсе и северо-восточном Коннектикуте, где пелитовые и метабазитовые породы по степени метаморфизма приближаются к нижнегранулитовой фации или даже достигают ее [48, 45, 46]. Повсеместное развитие мигматитов наблюдается в шт. Мэн [12], южном и центральном Нью-Гэмпшире [16, 8], центральном Массачусетсе, северо-восточном Коннектикуте [46, 47] и юго-восточном Коннектикуте [25, 51]. В связи с различной детальностью изучения мигматитов этой территории каждый из перечисленных выше районов описывается отдельно.

6.5.1. Северо-западная часть шт. Мэн. Хронология и относительная интенсивность проявлений метаморфизма в шт. Мэн недавно были рассмотрены в работах Гвидотти и др. [14] и Холдеуэй и др. [19]. В этой части синклинория Мерримак выделяются четыре фазы акадского метаморфизма: три фазы регионального и одна — контактового. Выделенный авторами этих работ самый молодой метаморфизм МЗ является единственной фазой, которая достигла силлиманит-калишпатовой ступени. Как отмечают Гвидотти и др. [14, с. 242], «огромная площадь» развития наиболее высокометаморфизованных пород тесно связана, по-видимому, с синметаморфическими крупными гранитными плутонами, но все-таки пелитовые кристаллические сланцы нигде не содержат силлиманита и калиевого полевого шпата без мусковита (рис. 6.4). Упомянутые исследователи считают, что это ограничение состава ассоциаций, возможно, вызвано температурным буферированием, обязанным интенсивному частичному плавлению и присутствию «многочисленных мелких гранитных массивов и пегматитов». Им представляется в равной степени вероятным, что повсеместное наличие мусковита обусловлено всепроникающим ретроградным изменением ассоциации силлиманит+калишпат под действием горячих водных флюидов, выделявшихся в ходе кристаллизации многочисленных мелких плутонов (рис. 6.4).

Исследователи, занимающиеся изучением высокометаморфизованных пород южной части шт. Мэн, до сих пор сосредоточивали основные усилия на вопросах субсолидных метаморфических реакций верхнеамфиболитовой фации и не уделяли должного внимания процессам мигматитообразования. Гвидот-

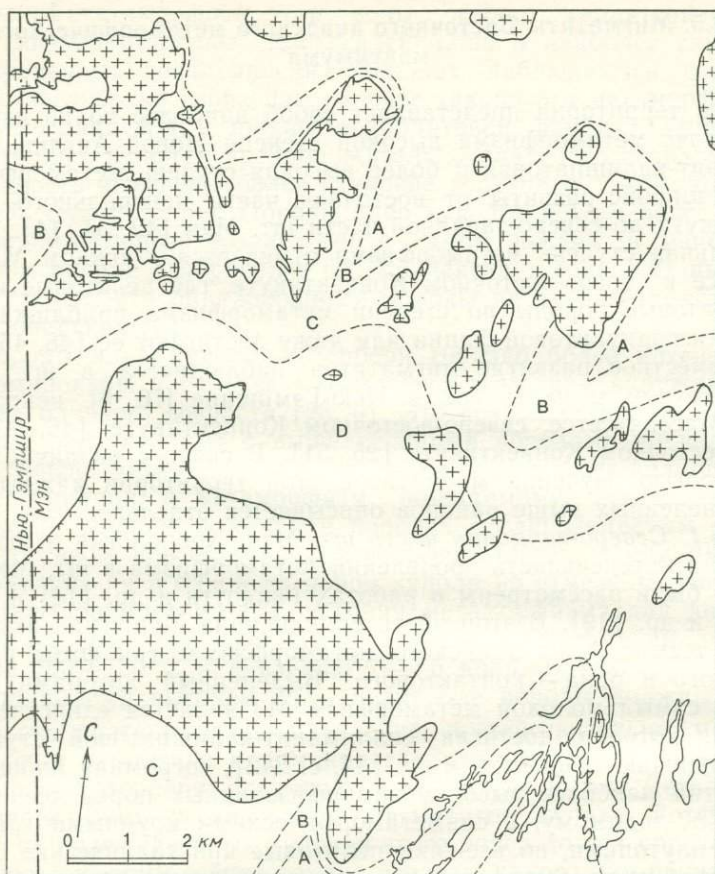


Рис. 6.4. Карта изоград метаморфизма западной части шт. Мэн. Показано расположение девонских гранитов относительно изоград ([14], с изменениями). А — эпидот-амфиболитовая ступень, В — ниже-амфиболитовая ступень с андалузитом или кианитом и ставролитом в метапелитах, С — среднеамфиболитовая ступень с силлиманитом в метапелитах, D — верхнеамфиболитовая ступень с ассоциацией силлиманит+калишпат в метапелитах и повсеместным развитием мигматитов.

ти и др. [14], Эванс и Гвидотти [12] полагают, что частичное плавление могло играть существенную роль в формировании того, что они описывают как зону метаморфизма высокой ступени с широким развитием мигматитов, но возможных реакций плавления в своих работах они не рассматривают. Все же они отмечают, что метаморфизм МЗ был, по-видимому, посттектоническим и статическим и приводят описания обнажений, кото-

рые позволяют предполагать, что многие мигматитовые породы являются blastsilonитами. Если на территории шт. Мэн плавление действительно было постдеформационным, то оно должно сильно отличаться по своему характеру от картины, наблюдаемой в других академических мигматитах, расположенных южнее (см. ниже).

6.5.2. Нью-Гэмпшир. Одной из самых ранних публикаций, касающихся силлиманит-калишпатовой ступени метаморфизма Новой Англии, была статья Хилда [16], в которой описывалось геологическое строение листа «Лоуэлл-Маунтин» в юго-западной части шт. Нью-Гэмпшир. В ней указывалось, что породы наиболее высокой ступени метаморфизма содержат лейкократовые прожилки и прослои с ортоклазом и что их образование связано либо с частичным плавлением, либо с сегрегацией при растворении. Как и в мигматитах южной части шт. Мэн, здесь наблюдается тесная перемежаемость отчетливо плутонических гранитных и кварцево-монцонитовых пород с мигматизированными кристаллическими сланцами и гнейсами, причем в процессе мигматитообразования признается участие магматических источников тепла.

В последние годы появились данные Дугана [8, 9, 10] о мигматитах центральной части шт. Нью-Гэмпшир, обнажающихся в окрестностях Конкорда. В этих работах дано подробное описание мигматитов и сделан вывод о наиболее вероятном их происхождении в результате анатексиса. Дуган описал крупнозернистые лейкосомы, встречающиеся в виде грубых полос, согласных со сланцеватостью, состоящие из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и различных второстепенных глиноземистых минералов и характеризующиеся незрелой структурой (ср. с [4]). В отличие от лейкосом меланосомы — более мелкозернистые и структурно значительно более зрелые породы. Различие структур лейкосом и меланосом, по мнению Дугана, указывает на отжиг в твердом состоянии меланосом и на кристаллизацию из расплава лейкосом.

В своих работах Дуган также обращается к геохимии главных породообразующих элементов и элементов-примесей лейкосом и меланосом и делает вывод, что их обособление произошло в условиях системы, закрытой для нелетучих компонентов (см. статью Олсен в настоящей книге). Он далее отмечает, что для выведения приводящих к сегрегации реакций между минералами можно использовать петрохимические и минералогические профили. Сделан вывод [10], что структуры меланосом указывают на реакции плавления, обусловившие разделение лейкосом и меланосом (см. статью Эшуорта и Мак-Леллан в настоящей книге). Дуган отметил также, что все, кроме одной, возможные реакции плавления для этих пород [8, табл. 1] про-

ходят с участием мусковита или биотита и что для плавления с участием кварца и полевого шпата, по-видимому, требуется более высокая местная f_{H_2O} . Представления о значении разложения слюды как возможного поставщика воды, необходимой для плавления, были высказаны также Лундгреном [25] и др.

6.5.3. *Центральная часть шт. Массачусетс*. Мигматитовые породы антиклинория Бронсон-Хилл и синклинория Мерримак рассматриваются во многих работах [33, 45, 46, 47, 43, 48]. Площадь, на которой встречаются мигматиты, в общем ограничена участками относительно высокой степени метаморфизма двух соседних крупных тектонических зон центральной части Новой Англии. В антиклинории Бронсон-Хилл, где широко развиты гнейсовые купола, наблюдаются признаки поднятия в позднеакадское (девонское) время, которое следовало непосредственно за метаморфизмом высокой степени, а в соседнем синклинории Мерримак в это же время, по-видимому, происходило опускание [35]. Трейси и Робинсон [46] установили четкие различия для PT -трендов метаморфизма этих двух поясов и рассмотрели тектонические и метаморфические аспекты этого явления.

Пределные условия метаморфизма для этого района, рассчитанные по различным термобарометрам [48, 38], составляют 6—6,5 кбар и 700—750 °С, причем для очень большой площади температура превышает 650 °С [47, рис. 2]. Таким образом, на большей части территории достигались условия метаморфизма, соответствующие плавлению пелитовых пород, и нет ничего необычного в том, что многие мигматитовые породы могли образоваться здесь именно таким путем [45].

Однако интерпретация мигматитов осложняется наличием кварц-полевощпатовых обособлений, отвечающих лишь ставролитовой ступени, которые явно были образованы в твердом состоянии. Они редко имеют характер жил, а чаще залегают согласно со слоистостью, обусловленной изменениями состава и сланцеватостью, и сложены кварцем и плагиоклазом в различных соотношениях, но обычно приближаются к мономинеральным образованиям. Переслаивание лейкократовых полос с биотитовыми, алюмосиликатными и гранатсодержащими кристаллическими сланцами придает выходам этих пород «мигматитовый» облик, хотя плавление при их образовании не имело места, на что указывают отсутствие в них калиевого полевого шпата и низкие расчетные температуры образования (550—625 °С). Такого рода выделения, образовавшиеся в твердом состоянии, характерны для многих других метаморфических областей [54, 29, 30].

Наличие ранних сегрегаций этого типа в начинающих плавиться породах создает дополнительные трудности для интер-

претации, так как, представляя собой механические неоднородности, эти сегрегации могли служить местами концентрации локальных выплавок [27], которые в свою очередь могли вызывать мобилизацию или перекристаллизацию минералов первичных обособлений. В результате, как считает Трейси [45], могут образоваться измененные лейкосомы с валовым составом, отклоняющимся от ожидаемого состава минимального расплава. Действительно, данные о составе мигматитов центральной части шт. Массачусетс (статья Трейси и Томпсона в стадии подготовки) указывают на то, что, хотя составы лейкосом на диаграмме кварц — плагиоклаз — ортоклаз и группируются около этого минимума, большинство отклоняющихся составов обогащены кварцем, плагиоклазом или обоими этими минералами, что и следует ожидать при ассимиляции кварц-плагиоклазовых сегрегаций.

Трейси и Робинсон [47] в центральном Массачусетсе различают два самостоятельных типа мигматитов: послойные, ассоциирующиеся со ступенями метаморфизма вблизи силлиманит-калишпатовой изограды, и нечетко выраженные жильные, встречающиеся чаще в пелитах, приближающихся к гранулитовой фации метаморфизма (рис. 6.5). С этими последними ассоциируются слои высокоглиноземистых пород, не имеющих отчетливой связи с мигматитами, но характеризующихся составом, который проще всего объяснить как остаток от частичного плавления пелитов. Эти породы аномально обогащены гранатом, кордиеритом, силлиманитом и биотитом и обеднены кремнеземом и щелочами [47, 38, 22].

Различия между этими двумя типами мигматитов Трейси и Робинсон приписывают разным реакциям плавления и разной эффективности экстрагирования расплава в фациальных сериях высокого и низкого давления (см. также [43]). Послойные мигматиты центрального Массачусетса встречаются довольно близко к силлиманит-калишпатовой изограде, где температуры ненамного превышали значения, необходимые для начального плавления, и где любой образовавшийся расплав должен был оставаться насыщенным или почти насыщенным водой. Как указывает Томпсон [41], такого типа расплавы должны были обладать сравнительно невысокой подвижностью и, вероятно, оставались вблизи мест их зарождения.

В отличие от этого мигматиты жильного типа наблюдаются в пелитовых породах, находящихся на силлиманит-калишпат-гранат-кордиеритовой (приближающейся к гранулитовой) ступени метаморфизма и не обнаруживают признаков возникновения в результате реакций плавления с участием мусковита. Ряд данных, в том числе присутствие в лейкосомах большого количества граната и кристаллов кордиерита, указывают на

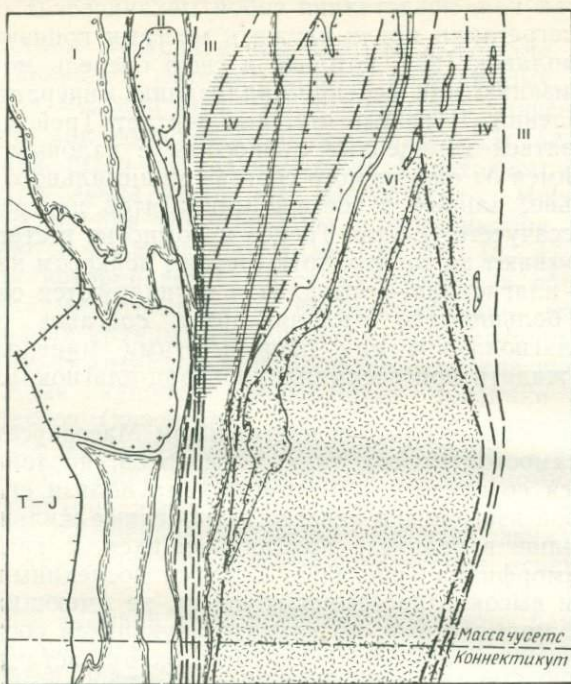


Рис. 6.5. Геологическая схема центральной части шт. Массачусетс, показывающая расположение гнейсовых куполов, девонских плутонов, изоград метаморфизма и типов мигматитов. Докембрийские (авалонские) и ордовикские купольные гнейсы оконтурены коротким тонким пунктиром с кружками или без них соответственно. Девонские средние и кислые, обычно расланцованные интрузивы оконтурены линиями с крестиками. Метаморфические зоны в пелитах характеризуются следующими ассоциациями: I — кианит-ставролитовой, II — силлиманит-ставролитовой, III — силлиманит-мусковитовой, IV — силлиманит-мусковит-ортоклазовой, V — силлиманит-ортоклазовой, VI — силлиманит-ортоклаз-гранат-кордиеритовой. Горизонтальной штриховкой покрыта площадь развития послойных мигматитов, короткими разноориентированными штрихами — площадь развития жильных мигматитов с подчиненными послойными мигматитами.

то, что плавление проходило в отсутствие водяного пара при температурах, значительно превышающих температуру разложения мусковита [47]. Повышенная подвижность расплава в этих условиях [3, 41] помогает объяснить проявленную местами инъекционную природу этих мигматитов и существование глиноземистых остаточных пород обособленно от парных им лейкосом.

Мигматиты центрального Массачусетса свидетельствуют о правомерности утверждения [14] о том, что частичное плавление мусковитовых сланцев может вызвать эффект температурно-

го буферирования, предотвращающего повышение температуры до уровня, достаточного для исчезновения мусковита, т. е. для достижения настоящей силлиманит-калишпатовой зоны. Пособойные магматиты Массачусетса встречаются как в мусковитсодержащих, так и в безмусковитовых палеосомах, хотя все лейкосомы содержат мусковит, что предполагает более высокую активность воды в слоях расплава. Многочисленные слои калишпатсодержащих безмусковитовых кристаллических сланцев залегают непосредственно выше силлиманит-калишпатовой изограды независимо от наличия или отсутствия в них слоев лейкосомы. Эти наблюдения позволяют предположить, что именно наличие крупных гранитных и адамеллитовых массивов на территории шт. Мэн (отсутствующих в Массачусетсе) вызывает столь сильное развитие силлиманит-калишпат-мусковитовых сланцев, по-видимому, обязанное ретроградному действию воды, выделяющейся при кристаллизации плутонов. В отсутствие ретроградной метаморфической реакции образование в региональном масштабе силлиманит-мусковит-калишпатовых ассоциаций, по-видимому, также возможно при закономерных пространственных изменениях активности воды [49].

При изучении мигматитов Массачусетса также уделялось внимание вопросам хронологии и связи мигматитообразования с тектоническим развитием этого района. Антиклинорий Бронсон-Хилл рассматривается как зона, претерпевшая три крупные фазы деформаций, которые привели к образованию структур, наблюдаемых в масштабе отдельных обнажений и соответствующих формированию региональных тектонических покровов, опрокинутой складчатости и куполов [33]. Метаморфизм высокой ступени и плавление в этой последовательности предшествуют второй фазе изоклиальной складчатости, так как мигматитовые лейкосомы смяты в изоклиальные складки этой генерации. Предполагалось также [45], что расплавы к этому времени уже затвердели, так как размах и амплитуда крупных складок определяются формой лейкократовых слоев, которые, следовательно, представляли собой наиболее компетентные породы. При этом кажется странным отсутствие в лейкосомах признаков катаклаза, отжига и перекристаллизации, которые следовало бы ожидать, если эти породы претерпели столь сильную деформацию в твердом состоянии. Эшуорт [4] коснулся этого вопроса на примере мигматитов района Хантли — Портсой в Шотландии и высказал предположение, что гранитные расплавы внедрялись согласно в уже сформированные изоклиальные складки и кристаллизовались, принимая существующую форму. Этому объяснению явно противоречит высокая вязкость таких расплавов и трудность проникновения столь тонких инъекций.

Имеется несколько объяснений, обходящих это противоречие. Одно из них состоит в том, что складки были образованы в слоистой толще, уже содержащей слои метаморфических дифференциатов, механические свойства которых и определили размеры складок. Если бы плавление следовало за складчатостью, то проникновение локально возникавших выплавков в ранние обособления способствовало бы отжигу структур деформации. Другое объяснение заключается в том, что плавление следовало за складчатостью, но происходило в слое, состав которого допускал почти полное переплавление при превышении минимальной температуры плавления всего на несколько градусов [21]. Третья возможность состоит в том, что смятию в складки подвергалась толща, сложенная слюдистыми сланцами и расплавом, причем слои расплава были механически наиболее компетентными и определили морфологию складок. Это могло произойти, если расплав имел достаточно высокую вязкость и если деформации происходили с высокой скоростью. Такой механизм в настоящее время исследуется и моделируется автором.

6.5.4. Восток центральной части шт. Коннектикут. Акадский пояс метаморфизма высокой степени продолжается к югу в пределы шт. Коннектикут, но тектоническое строение его там несколько усложняется [39, 36] в связи с тем, что он располагается на стыке антиклинория Бронсон-Хилл и синклинория Мерримак. На широте центральной части Коннектикута породы верхнеамфиболитовой фации, переходящие в нижнегранулитовую фацию, включают послойные мигматиты, по-видимому образовавшиеся в результате плавления. По основным характеристикам этот район близок к описанному выше.

Робинсон [34, с. 254] показал, что в южном направлении акадский метаморфизм самой высокой степени заканчивается в центральном Коннектикуте, а породы средне- и верхнеамфиболитовой фаций продолжают южнее до разлома Хони-Хилл. Породы силлиманит-калишпатовой степени широко развиты в южном Коннектикуте, но возраст метаморфизма и мигматизации здесь служит предметом дискуссии. Робинсон [34, с. 252] указывает, что узкий пояс метаморфизма высокой степени ордовикского возраста тянется к югу от Нашобы в восточном Массачусетсе и достигает кульминации в породах гранулитовой фации в юго-восточном Коннектикуте. В Массачусетсе ордовикский возраст метаморфизма высокой степени хорошо доказан, но для Коннектикута его датировка представляется несколько спекулятивной. Ордовикский метаморфизм этого района, по-видимому, не имеет отношения к таконскому метаморфизму западной части Новой Англии.

Купол Уиллимантик в восточном Коннектикуте сложен силь-

нометаморфизованными кристаллическими сланцами и преимущественно мигматитовыми гнейсами. Термобарометрические данные автора для этих пород указывают на температуры, близкие к температуре плавления (650—700 °C). Купол Пелем, расположенный севернее и западнее, в шт. Массачусетс, сложен очень похожими породами, вероятно, доакадской метаморфической стадии [34], хотя здесь метаморфизм может оказаться несколько более древним по сравнению с метаморфизмом купола Уиллимантик. Фундамент обоих куполов, по-видимому, имеет авалонский возраст, но структурные взаимоотношения гнейсов ядер и окаймляющих ордовикских метавулканитов выяснены не до конца. В ядре купола Пелем наблюдаются признаки доакадского метаморфизма силлиманит-калишпатовой или даже более высокой ступени [37], который может иметь либо авалонский, либо таконский возраст. Как считают Лайонз и др. [26], наличие здесь далеко на западе авалонского фундамента и чехла кембрийско-ордовикских метаморфизованных пород может указывать на более крупные размеры расположенной восточнее кратонной платформы Япетус в раннеордовикское время.

Следует напомнить, что некоторые мигматитовые породы восточного Коннектикута, которые ранее считались метаморфизованными в акадское время, теперь связываются Робинсоном с ордовикским метаморфизмом. Так как эти мигматиты развиты в авалонском фундаменте, возможно также, что они были метаморфизованы в позднем докембрии и переработаны затем в ордовике и девоне.

Еще более усложняя решение этого спорного вопроса, некоторые исследователи [51, 52] полагают, что хотя породы купола Уиллимантик подверглись метаморфизму амфиболитовой фации в акадское или более раннее время, мигматизированы они были в твердом состоянии в ходе аллеганской (пермской) сдвиговой деформации. Физико-химические процессы, сопровождавшие пластические сдвиговые деформации, при понижении активности воды снижали устойчивость мусковита и тем самым вызывали образование крупнозернистых калишпатовых лейкосом при температурах значительно ниже, чем те, которые обычно для этого требуются. Винч [51], в частности, считает, что в ходе пластической сдвиговой деформации слюдястых пород постоянное стирание поверхностных слоев слюд могло изменять химический состав межзерновых флюидов, сильно понижая активность воды и приводя к разложению мусковита. Он полагает далее, что этот процесс мог протекать в отдельных податливых зонах и вызывать образование как крупных «закрученных» порфиробластов калишпата, так и сплошных калишпатовых прослоев, принимавших облик лейкосом, образо-

ванных из расплава. Винч дал ясно понять, что он рассматривает это как ретроградный процесс, протекавший при значительно более низких температурах, чем те, которые необходимы для плавления. Он, например, убежден, что ретроградное образование хлорита вдоль зон скалывания проходило одновременно с калишпатизацией и что при этих низких температурах и низкой активности воды устойчивым минералом глинозема был кинит.

В связи с тем что породы купола Уиллимантик радиологически не изучены (хотя для них предполагается [34] авалонский возраст) и так как они очень похожи на породы купола Пелем, вполне возможно, что метаморфизм тех и других относится к самому позднему докембрию, как считает Робинсон [34, с. 250] в отношении купола Пелем. Таким образом, возможен позднедокембрийский, ордовикский, девонский и пермский возраст мигматизации этих пород, причем в первых трех случаях мигматиты, вероятно, образовались путем плавления, а в последнем — путем дифференциации согласно модели Винча. Ясно одно: многие мигматизированные породы восточного Коннектикута требуют дальнейшего изучения, желательно при сочетании геологических и радиоизотопных методов.

6.6. Авалонские комплексы с наложенным аллеганским метаморфизмом

Значительная площадь восточной и юго-восточной части Новой Англи сложена небольшими самостоятельными блоками, которые наращивались на континентальную окраину Северной Америки в разные моменты палеозоя, в основном в пермском периоде. Некоторые из них в последнее время довольно детально изучены, причем здесь выявляется общая картина тектонических и метаморфических событий, которые не представлены в породах, расположенных западнее.

6.6.1. Южная часть шт. Коннектикут. Мигматитовые породы, развитые вдоль побережья шт. Коннектикут непосредственно восточнее Нью-Хейвена и заходящие в пределы шт. Род-Айленд, представляют собой другой пример неоднозначности возраста мигматизации. Этот район, по-видимому, является южным и восточным продолжением антиклинория Бронсон-Хилл, но в последнее время предполагается, что купола побережья Коннектикута имеют аллеганский, а не акадский возраст, как это наблюдается в более северных районах ([23, 15], а также личное сообщение Брэдбери). По мнению Лундгрена [24, 25], метаморфизм высокой ступени и мигматизация в этом районе имели место в аллеганское время (около 265 млн. лет назад). Этот вывод он обосновывает радиологическим датированием пегма-

титов, которые он считает одновременными с метаморфизмом высокой ступени, а также метаморфизмом до силлиманитовой ступени карбоновых пород в соседней впадине Наррагансетт [13]. Береговая зона шт. Коннектикут характеризуется многочисленными массивами плюмазитовых гранитов небольшого и среднего размера твердо установленного пермского возраста [56], а в южной части шт. Род-Айленд зарегистрировано пермское температурное смещение урано-свинцовых отношений в гранитах авалонского возраста [18].

Петрология мигматитовых кристаллических сланцев высокой ступени юго-восточного Коннектикута полно описана Лундгреном [25]. Он закартировал силлиманит-калишпатовую изограду, пересекающую простирание региональных структур, и установил, что формирование мигматитов в основном совпадает с ней. Мигматитообразование он приписывает частичному плавлению, которому предшествовала субсолидусная дегидратация мусковита с высвобождением водного флюида, способствовавшего плавлению. Согласно более современной точке зрения, образование расплава может протекать как по водной, так и по безводной кривой дегидратация — плавление [20, 43]. По неопубликованным термобарометрическим данным автора, тренд метаморфизма этих пород проходит, по-видимому, выше инвариантной точки на пересечении кривой дегидратации мусковита и солидуса водонасыщенного гранита.

Как отмечалось ранее, возраст мигматизации прибрежной зоны Коннектикута твердо не установлен. По мнению Лундгрена, поддержанному в более поздних работах (в частности, [34]), она имеет пермский возраст. Отсутствие к югу от разлома Хони-Хилл метаморфизованных пород моложе ордовика [39] оставляет возможность для одной или нескольких более древних фаз метаморфизма. Робинсон [34] рассмотрел этот вариант и истолковал его как вероятное наложение аллеганского метаморфизма и на ордовикский, и на девонский. Приведенные выше данные показывают, что в позднем палеозое здесь имело место существенное нарушение температурного режима, однако какие-либо определенные доказательства того, что температура была достаточно высокой для плавления, отсутствуют. В связи с тем что разлом Хони-Хилл был зоной крупных горизонтальных перемещений, было бы рискованно делать вывод о том, что породы к югу от него прошли доаллеганскую эволюцию, аналогичную породам, развитым севернее разлома.

6.6.2. Гнейсы Массабесик. Проведенный за последнее десятилетие большой объем геохронологических исследований способствовал выяснению происхождения и эволюции мигматитовых гнейсов юго-восточной части шт. Нью-Гэмпшир (рис. 6.1), которые стали наиболее полно изученными из числа древних

мигматитов, развитых в ядрах небольших антиклинориев восточной части Новой Англии (см. [26, рис. 2]). По данным Алейникова и др. [1], метаосадочные и метавулканические горизонты гнейсов Мессабесик имеют довольно четко установленный возраст около 650 млн. лет (по урано-свинцовым датировкам цирконов). Эти парагнейсы пересечены ортогнейсами близкого возраста. Тесное переплетение этих двух типов гнейсов в пределах сложных складок является доказательством того, что интенсивные деформации непосредственно следовали за метаморфизмом высокой степени и плавлением в позднем докембри [40, 1].

Доказательством наложения на гнейсы Мессабесик аллеганской фазы служит недавно полученная датировка гранитов из окрестностей Милфорда, шт. Нью-Гэмпшир, 275 млн. лет (соответствует пермскому возрасту) [1]. По отношению к гнейсам эти граниты являются отчетливо секущими, они включают ксенолиты гнейсов и интродуцированные провесы кровли. Наложение ордовикского метаморфизма фиксируется также наличием секущих ортогнейсов с возрастом 480 млн. лет. Лайонз и др. [26] считают, что хотя возраст мигматизации неясен, он не может быть древнее ордовика, т. е. совпадает с одним из эпизодов формирования анатектических гранитов Нью-Гэмпшира.

Важным фактом, отмеченным Лайонзом и др. [26], является почти полное подобие милфордских гранитов и пермских гранитов в районе дамбы Наррагансетт на юге Род-Айленда, которые также имеют интрузивные взаимоотношения с позднедокембрийскими гнейсами. Обе авалонские метаморфические толщи, претерпевшие омоложение, близки к панафриканскому типу, что наводит на мысль о том, что между ними и типичным фундаментом Северо-Американского континента западнее могут проходить крупные шовные зоны. Таким образом, время проявления ранних фаз метаморфизма в этих районах лишь случайно совпадает с классическими таконской и акадской деформациями западных поясов.

6.7. Выводы

Пространственно-временные взаимоотношения проявлений тектоники и метаморфизма в Новой Англии характеризуются особой сложностью и отражают действие целого ряда коллизионных тектонических эпизодов, имевших место в течение сотен миллионов лет. С этим тесно связана и запутанность вопросов мигматитообразования. Результаты их изучения применялись как в тектонических реконструкциях этой области, так и для выяснения петрологических особенностей происхождения самих пород.

Многочисленные работы по метаморфическим комплексам

Новой Англии показывают, что метаморфизм высокой степени при температуре и давлении, достаточно высоких для корового анатексиса, в этом орогенном поясе проявлялся неоднократно. В ходе петрологических исследований многих пелитовых мигматитов, в частности пород Восточного акадского метаморфического максимума, было однозначно установлено, что в их образовании важное значение имело частичное плавление [45, 8]. Происхождение других мигматитов Новой Англии менее ясно, хотя для них получены аргументы в пользу действия процессов метаморфической дифференциации в твердом состоянии [51, 17]. Многие из описанных мигматитов изучены недостаточно, чтобы высказать мнение о том или ином способе их образования.

Одна из самых больших трудностей в получении полного представления о мигматитах некоторых районов состоит в том, что мигматизация не имеет столь узкого возрастного диапазона, как хотелось бы; это связано либо с неопределенностью, касающейся самого механизма мигматитообразования, либо с совмещением метаморфизма высокой степени различного возраста, допускающим также возможность разновозрастной мигматизации. В эту категорию попадают мигматиты гнейсов Массабесик в шт. Нью-Гэмпшир, купола Уиллимантик в шт. Коннектикут и южного побережья Коннектикута.

Несмотря на то что большое число проявлений мигматитов в Новой Англии изучено довольно полно, многие важные вопросы их генезиса остались невыясненными. Среди них можно указать следующие:

1. Существует ли какая-либо конкретная тектоно-метаморфическая обстановка, сама по себе способствующая мигматитообразованию на высокой степени метаморфизма? И в этой связи в каком конкретном тектоническом режиме (аккреционный клин, континентальная субдукция, обдукция и т. п.) температура и давление способны достичь величин, требуемых для плавления или для крупномасштабной метаморфической дифференциации?

2. Можно ли понять общую картину распределения метаморфизма высокой степени и мигматизации в пространстве и во времени в масштабах всего гренвиллско-каледонского орогена?

3. Какова роль собственно кондуктивного и магматического теплопереноса в образовании орогенных метаморфических пород, приближающихся к гранулитовой ступени, и в инициировании корового анатексиса и как эти два способа теплопереноса действуют в разных метаморфических режимах?

Благодарности. Автор благодарит Питера Робинсона, Алана Томпсона и Айлин Мак-Леллан за обсуждение вопросов, затро-

нутых в данной главе. Финансовая поддержка была оказана Фондом научных исследований США (стипендия EAR 81—20670).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Aleinikoff J. N.* (1978) Structure, Petrology, and U-Pb Geochronology in the Milford (15') Quadrangle. New Hampshire. Unpublished Ph. D. Thesis, Dartmouth College.
2. *Aleinikoff J. N., Zartman R. E., Lyons J. B.* (1979) U-Pb geochronology of the Massabesic Gneiss and the granite near Milford, south-central New Hampshire. New evidence for Avalonian basement and Taconic and Alleghenian disturbances in eastern New England. *Contrib. Miner. Petrol.* **71**, 1—11.
3. *Arzi A. A.* (1978) Fusion kinetics, water pressure, water diffusion and electrical conductivity in melting rocks, interrelated. *J. Petrol.* **19**, 153—169.
4. *Ashworth J. R.* (1976) Petrogenesis of migmatites in the Huntly Portsoy area, north-Scotland. *Miner. Mag.* **40**, 661—682.
5. *Bird J. M., Dewey J. F.* (1970) Lithosphere plate-continental tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. *Geol. Soc. Am. Bull.* **8**, 1031—1060.
6. *Dietsch C. W.* (1983) Preliminary correlation of polyphase folding of rocks in the Waterbury Gneiss Dome, west-central Connecticut (abstract). *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* **15**, 558.
7. *Dietsch C. W.* (1984) Character and evolution of structural domes in western Connecticut (abstract). *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, **16** (в печати).
8. *Dougan T. W.* (1979) Compositional and modal relationships and melting reactions in some migmatitic metapelites from New Hampshire and Maine. *Am. J. Sci.* **279**, 897—935.
9. *Dougan T. W.* (1981) Melting reactions and trace element relationships in selected specimens of migmatitic pelites from New Hampshire and Maine. *Contrib. Miner. Petrol.* **78**, 337—344.
10. *Dougan T. W.* (1983) Textural relations in melanosomes of selected specimens of migmatitic pelitic schists: implications for leucosome-generating processes. *Contrib. Mineral. Petrol.* **83**, 82—98.
11. *Engel A. E., Engel C. G.* (1953) Grenville Series in northwest Adirondack Mountains, New York. Part II: Origin and metamorphism of the Major Paragneiss. *Geol. Soc. Am. Bull.* **64**, 1049—1098.
12. *Evans B. W., Guidotti C. V.* (1966) The sillimanite — potash feldspar isograd in western Maine. USA. *Contrib. Miner. Petrol.* **12**, 25—62.
13. *Grew E. S., Day H. W.* (1972) Staurolite, kyanite and sillimanite from the Narragansett Basin, Rhode Island. U. S. Geol. Survey Prof. Paper **800-D**, 151—157.
14. *Guidotti C. V., Trzcienski W. E., Holdaway M. J.* (1983) A northern Appalachian metamorphic transect-eastern townships. Quebec to the central Maine coast. In: *Regional Trends in the Appalachian-Caledonian-Hercynian-Mauritanide Orogen*, ed. *Schenk P. E.*, NATO A.S.I. Series, 235—247.
15. *Hall L. M., Robinson P.* (1982) Stratigraphic-tectonic subdivisions of southern New England. In: *Major Structural Zones and Faults of the Northern Appalachians*, ed. *St. Julien, P., Beland J.*, *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper* **24**, 15—41.
16. *Heald M. T.* (1950) Structure and petrology of the Lovewell Mountain Quadrangle, New Hampshire. *Geol. Soc. Am. Bull.* **61**, 43—89.
17. *Helenek H. L., Mose D. G.* (1984) Geology and geochronology of Canada Hill Granite and its bearing on the timing of Grenvillian events in the Hudson Highlands, New York. In: *The Grenville Event in the Appalachians and Related Topics*, ed. *Bartholomew M. J.*, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* **194**, 57—73.
18. *Hermes O. D., Gromet L. P., Zartman R. E.* (1981) Zircon geochronology and

- petrology of plutonic rocks in Rhode Island. In: New England Intercoll. Geol. Conf., 73rd Annual Mtg. Guidebook, ed. *Boothroyd J. C., Hernes O. D.*, 315—318.
19. *Holdaway M. J., Guidotti C. V., Novak J. M., Henry W. E.* (1982) Poly-metamorphism in medium- to high-grade pelitic metamorphic rocks, west-central Maine. *Geol. Soc. Am. Bull.* **93**, 572—584.
 20. *Huang W. L., Wyllie P. J.* (1974) Melting relations of muscovite with quartz and sanidine in the $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ system to 30 kilobars and an outline of paragonite melting relations. *Am. J. Sci.* **274**, 378—395.
 21. *Johannes W.* (1983) On the origin of layered migmatites. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, eds. *Atherton M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich*, 234—248.
 22. *Lasaga A. C., Richardson S. M., Holland H. D.* (1977) The mathematics of cation diffusion and exchange between silicate minerals during retrograde metamorphism. In: *Energetics of Geologic Processes*, ed. *Saxena S. K., Bhattacharji S.*, Springer-Verlag, New York, etc. 353—388.
 23. *Losh S., Braabury H. J.* (1984) Late Paleozoic deformation within the Honey Hill-Lake Char Fault zone (abstract). *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* **16**, 48.
 24. *Lundgren L. W.* (1963) The bedrock geology of the Deep River Quadrangle. *Quadrangle Report 13*, Conn. State Geological and Natural History Survey, Hartford.
 25. *Lundgren L. W.* (1966) Muscovite reactions and partial melting in southeastern Connecticut. *J. Petrol.* **7**, 421—433.
 26. *Lyons J. B., Boudette E. L., Aleinikoff J. N.* (1982) The Avalonian and Gander Zones in central eastern New England. In: *Major Structural Zones and Faults of the Northern Appalachians*, ed. *St. Julien P., Beland J.*, Geol. Assoc. Canada Spec. Paper **24**, 43—66.
 27. *McLellan E. L.* (1983) Contrasting textures in metamorphic and anatectic migmatites: an example from the Scottish Caledonides. *J. Metamorphic Geol.* **1**, 241—262.
 28. *O'Connor B. J.* (1973) A Petrologic and Electron Microprobe Study of Pelitic Mica Schists in the Vicinity of the Staurolite-disappearance Isograd in Philadelphia, PA and Waterbury, CT. Unpublished Ph. D. Dissertation. The Johns Hopkins University, Baltimore.
 29. *Olsen S. N.* (1977) Origin of the Baltimore Gneiss migmatites at Piney Creek, Maryland. *Geol. Soc. Am. Bull.* **88**, 1089—1101.
 30. *Olsen S. N.* (1982) Open- and closed system migmatites in the Front Range. *Colorado. Am. J. Sci.* **282**, 1596—1622.
 31. *Osberg P. H.* (1978) Synthesis of the geology of the Northern Appalachians, U.S.A. *Geol. Surv. Canada Paper* **78—13**, 137—147.
 32. *Rankin D. W., Stern T. W., McLelland, J., Zartman R. E., Odom A. L.* (1983) Correlation chart for Precambrian rocks of the eastern United States, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1241-E.
 33. *Robinson P.* (1967) Geology of the Quabbin Reservoir area, central Massachusetts. In: *New England Intercoll. Geol. Conf., 59th Annual Mag. Guidebook*, 114—127.
 34. *Robinson P.* (1963) Realms of regional metamorphism in southern New England, with emphasis on the eastern Acadian metamorphic high. In: *Regional Trends in the Geology of the Appalachian-Caledonian-Hercynian-Mauritanide Orogen*, ed. *Schenk P. E.*, NATO A.S.I. Series, 249—258.
 35. *Robinson P., Hall L. M.* (1980) Tectonic synthesis of southern New England. In: *Proceedings. The Caledonides in the U.S.A.*, ed. *Wones D. R.*, Virginia Polytechnic Inst. and State Univ. Memoir **2**, 73—82.
 36. *Robinson P., Tucker R. D.* (1982) Discussion: The Merrimack synclinorium in northeastern Connecticut. *Am. J. Sci.* **282**, 1735—1744.
 37. *Robinson P., Tracy R. J., Ashwal L. D.* (1975) Relict sillimanite-orthoclase assemblage in kyanite-muscovite schist, Pelham Dome, west-central Massachusetts (abstract). *Trans. Am. Geophys. Union* **56**, 466.

38. *Robinson P., Tracy R. J., Hollocher K. T., Dietsch C. W.* (1982) High grade Acadian regional metamorphism in south-central Massachusetts. In: New England Intercol. Geol. Conf., 7th Annual Mtg. Guidebook, eds. *Joesten R. A., Quarier S. S.*, 289—339.
39. *Rodgers J.* (1981) The Merrimack synclinorium in northeastern Connecticut. *Am. J. Sci.* **281**, 176—186.
40. *Sriramadas A.* (1966) The geology of the Manchester quadrangle, New Hampshire. N. H. Dept of Resources and Econ. Dev. Bull. **2**.
41. *Thompson A. B.* (1982) Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *Am. J. Sci.* **282**, 1567—1595.
42. *Thompson J. B., Jr., Norton S. A.* (1980) Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas. In: *Studies of Appalachian Geology. Northern and Maritime*, eds. *Zen E.-An. et al.* Interscience, New York, 319—327.
43. *Thompson A. B., Tracy R. J.* (1979) Model systems for anatexis of pelitic rocks: II. Subsolidus and meltin reactions in the system CaO—KAlO₂—NaAlO₂—Al₂O₃—SiO₂—H₂O. *Contrib. Miner. Petrol.* **70**, 429—438.
44. *Thompson J. B., Jr., Robinson P., Clifford T. N., Trask N. J.* (1958) Nappes and gneiss domes in west-central New England. In: *Studies of Appalachian Geology, Northern and Maritime*, eds. *Zen E.-An et al.* Interscience. New York, 203—218.
45. *Tracy R. J.* (1978) High grade metamorphic reactions and partial melting in pelitic schist, west-central Massachusetts. *Am. J. Sci.* **278**, 150—178.
46. *Tracy R. J., Robinson P.* (1980) Evolution of metamorphic belts information from detailed petrologic studies. In: *Proceedings, The Caledonides in the U.S.A.*, ed. *Wones D. R.* Virginia Polytechnic Inst. and State Univ. Memoir, **2**, 189—195.
47. *Tracy R. J., Robinson P.* (1983) Acadian migmatite types in central Massachusetts. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, eds. *Atherton M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich*, 163—173.
48. *Tracy R. J., Robinson P., Thompson A. B.* (1976) Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *Am. Miner.* **61**, 762—775.
49. *Tyler L. M., Ashworth J. R.* (1982) Sillimanite-potash feldspar assemblages in graphitic pelites, Strontian area, Scotland. *Contrib. Miner. Petrol.* **81**, 18—29.
50. *Weiner R. W., McLelland J. M., Isachsen Y. W., Hall L. M.* (1984) Stratigraphy and structural geology of the Adirondack Mountains. New York: Review and synthesis. In: *The Grenville Event in the Appalachians and Related Topics*, ed. *Bartholomew M. J.*, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* **194**, 1—56.
51. *Wintsch R. P.* (1975) Feldspathization as a result of deformation. *Geol. Soc. Am. Bull.* **86**, 35—38.
52. *Wintsch R. P., Fout J. S.* (1982) Structure and petrology of the Willimantic Dome and the Willimantic Fault, eastern Connecticut. In: *New England Intercol. Geol. Conf., 74th Annual Mtg. Guidebook*, ed. *Joesten R. A., Quarrier S. S.*, 465—482.
53. *Wynne-Edwards H. R.* (1967) Westport map-area. Ontario, with special emphasis on the Precambrian rocks. *Geol. Surv. Canada Memoir* **346**.
54. *Yardley B. W. D.* (1978) Genesis of the Skagit Gneiss Migmatites, Washington, and the distinction between possible mechanisms of migmatization. *Geol. Soc. Am. Bull.* **89**, 941—951.
55. *Zartman R. E., Naylor R. S.* (1984) Structural implications of some radiometric ages of igneous rocks in southeastern New England. *Geol. Soc. Am. Bull.* **95**, 522—539.
56. *Zartman R. E., Hurley P. M., Krueger H. W., Giletti B. J.* (1970) A Permian disturbance of K—Ar radiometric ages in New England: its occurrence and cause. *Geol. Soc. Am. Bull.* **81**, 3359—3373.

МИГМАТИТЫ МОЙНСКОЙ СЕРИИ ШОТЛАНДИИ

Дэвид Барр

7.1. Введение

7.1.1. Предварительные замечания. Мойнская серия, общие сведения о которой опубликованы в ряде работ [28, 27, 26], представляет собой позднедокембрийскую метаосадочную толщу, претерпевшую как гренвиллский (около 1 млрд. лет [8]), так и каледонский (490—440 млн. лет) метаморфизм амфиболитовой фации. Эффект тектонической переработки и повторной мигматизации здесь выражен особенно наглядно. Давление, температура и другие параметры условий образования ранних и поздних мигматитов сильно различались, что наводит на мысль о различных механизмах мигматизации. Вместо попыток искать какой-то единый механизм для сильно различающихся и разновозрастных лейкосом в пределах одного выхода пород часто гораздо более полезно найти общий механизм для комплекса разрозненных, но разновозрастных и петрографически одинаковых мигматитов. Для этого разнообразные мигматиты прежде всего следует расклассифицировать по взаимоотношениям с широко коррелируемыми структурами, откуда можно сделать вывод о возрастных взаимоотношениях самих этих пород.

7.1.2. Геологическое строение района. Мойнские породы выходят на поверхность в Северной Шотландии между фронтом каледонид и разломом Грейт-Глен (рис. 7.1), а их выступы наблюдаются и к югу от разлома, где они, по-видимому, несогласно перекрыты послегренвиллскими породами «Молодого мойна» (Грампинанской свитой, по Пясецки и ван Бримену [46]). Эти поздние метаосадочные породы выше по разрезу переходят в породы эокембрийской дальредской надгруппы [74, 22], которые претерпели только каледонские деформации и метаморфизм. Ниже рассматривается лишь «Древний мойн», залегающий несогласно на раннепротерозойском льюисском фундаменте [45, 51, 37], сопоставимом с фундаментом, который образует каледонский форланд.

Мойнская серия Северо-Шотландского нагорья подразделяется на три свиты: Морарскую, Гленфиннанскую и Лох-Эйлскую (рис. 7.1; [29]). Гленфиннанская свита сложена переслаиванием псаммитов и пелитов, выше по разрезу переходя-

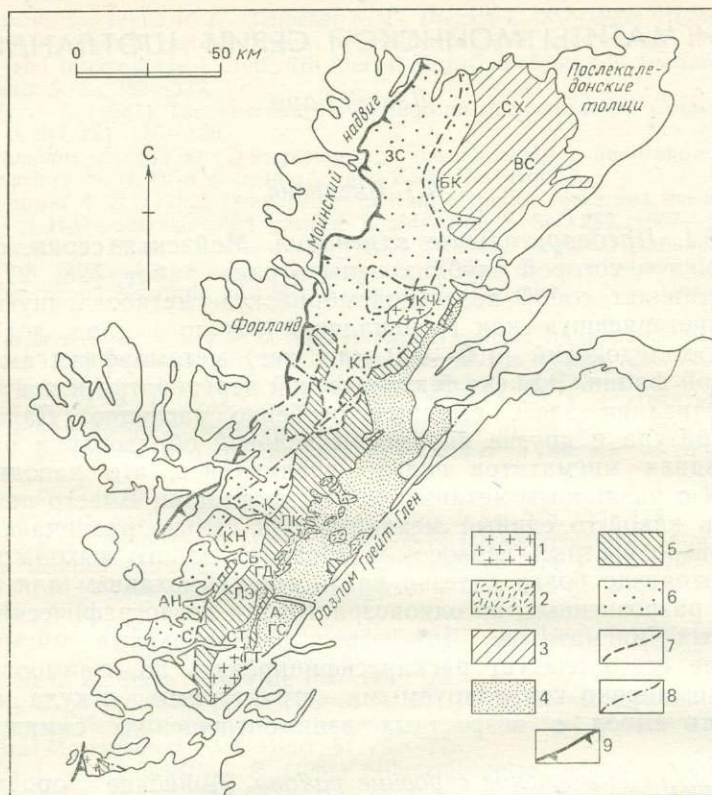


Рис. 7.1. Геологическая схема Мойинской серии северной части Шотландского нагорья. Литостратиграфические границы заимствованы у Джонстна [28], квантитовая изограда — у Уинчестера [81]. Выходы льюисского фундамента не показаны. 1 — гранитные комплексы; 2 — гранитогнейсы; 3 — мигматиты Сатерленда; 4 — Лох-Эйлская свита; 5 — Гленфиннанская свита; 6 — Морарская свита; 7 — изограда кванита; 8 — сбросы; 9 — надвиги. А — Ардгур; АН — Ардниш; БК — Бен-Клибрек; КЧ — Карн-Чуинниг; КГ — Карн-Горм; ВС — Восточный Сатерленд; ЗС — Западный Сатерленд; ГД — Глен-Дессари; ГС — Глен-Скаддл; ГТ — Глен-Тарберт; К — Кинлохурн; КН — Нойдарт; ЛЭ — Лох-Эйлт; ЛК — Лок-Квойх; С — Сейлен; СБ — Сгурр-Брик; СТ — Строншиан.

щим в преобладающие псаммиты Лох-Эйлской свиты [54] и по раннекаледонскому разлому скольжения Сгурр-Биг (пластичному надвигу) тектонически перекрывающим существенно псаммитовые породы Морарской свиты [69, 52]. Гленфиннанская свита сопоставима с частью свиты Центрального нагорья, к югу от разлома Грейт-Глен [46], но точное стратиграфическое положение ее неясно. Абсолютные возрасты большинства главных тектонических событий, выделяемых в Мойинской серии,

устанавливаются главным образом датированием деформированных массивов интрузивных пород и пегматитовых жил. В дальнейшем для удобства описания различным геологическим явлениям присваиваются обозначения (D1; D2 и т. д. — деформация; F1, F2 и т. д. — складчатость; L1, L2 и т. д. — линейность; MP1, MP2 и т. д. — метаморфизм после деформации 1, 2 и т. д.), но следует иметь в виду, что в двух разных районах деформации D2, например, не обязательно одновременны и не обязательно являются вторым по счету событием в общей последовательности.

В Сатерленде породы Морарской свиты деформированы в форме крупной двойной веерообразной складки, разбитой на чешуи и имеющей каледонский возраст, которая тянется к западу до Мойнского надвига ([59] и неопубликованная работа автора и Р. Холдсуорта), но мигматиты Восточного Сатерленда (мигматизированные породы Гленфиннанской и Лох-Эйлской свит с «окнами» льюисских пород и гранитными интрузиями) почти не обнаруживают каледонских деформаций. Далее к югу широтное сжатие выражается в образовании закрытых складок северо-северо-восточного простирания с крутопадающими осевыми плоскостями (D3). Эти структуры выделяются в так называемую «зону крутого падения», которая на запад тянется до границы Гленфиннанской и Лох-Эйлской свит [54]. В восточной части площади распространения Морарской свиты несколько крупных каледонских зон скольжения пересекаются «зоной крутого падения», и первые обозначаются D3, а вторые — D4 [49]. Две ранние деформации D1 и D2 устанавливаются в районах нижнекаледонских напряжений во всех трех свитах. В морарских породах с ними связаны крупные покровные складки, опрокинутые к востоку [48], а также ранние эпизоды регионального метаморфизма и местами мигматизации. В гленфиннанских и лох-эйлских породах крупные и мелкие меридиональные опрокинутые футлярообразные складки (D2) деформируют более ранние петроструктуры и мигматитовую полосчатость D1 [25]. Учитывая большие смещения по зоне скольжения Сгурр-Биг, не следует проводить детальную корреляцию ранних деформаций D1 и D2 в морарских породах, с одной стороны, и гленфиннанских и лох-эйлских — с другой.

В пелитовых породах Мойнской серии минералы-индикаторы, за исключением граната, отсутствуют, что связано главным образом с высоким отношением в них K/A1 [4], поэтому в основу картирования регионального метаморфизма по традиции положены минеральные ассоциации кальциевых силикатов (в ранних диагенетических конкрециях) с дополнительным контролем редких проявлений алюмосиликатов [30, 60, 81, 68]. Вся Гленфиннанская свита и большая часть (если не вся) Лох-

Эйлской свиты метаморфизованы в кианитовой или более высокой ступени с небольшим участком развития силлиманит-каллишпатовых ассоциаций в западной части Ардгура (рис. 7.1). Степень метаморфизма в Морарской свите резко возрастает от гранатовой на западе до силлиманит-мусковитовой на востоке. Это происходит как за счет уплотнения докембрийских изоград в каледонское время, так и благодаря плавному увеличению в восточном направлении степени каледонского метаморфизма вследствие все более глубокого погружения под надвиг Гленфиннанской и Лох-Эйлской свит. Те или иные типы мигматитов широко распространены в кианитовой и силлиманитовой зонах, особенно в Гленфиннанской свите.

7.1.3. Классификация мигматитов. В Мойнской серии Шотландии можно выделить две основные группы мигматитов — ранние и поздние. Ранние мигматиты неизменно деформированы, и первичные структуры сохраняются в них редко. Поздние мигматиты деформированы слабо (кроме некоторых легко распознающихся зон интенсивных деформаций) и часто сохраняют первичные структуры. Описание пород, приведенное ниже, главным образом основано на работе Барра [4]; ссылки на другие источники указаны особо. В отличие от ранних мигматитов, повсеместно развитых и подразделяемых по петрографическим признакам, распространение поздних мигматитов ограничено отдельными районами или тектоническими зонами, и в соответствии с этим дается их описание. Мигматиты Сатерленда несколько изолированы от остальных мигматитов Мойнской серии и будут рассмотрены отдельно.

7.2. Ранние мигматиты

7.2.1. Региональные трондjemитоидные мигматиты. Трондjemитоидные мигматиты приурочены к кианитовой и силлиманитовой зонам Мойнской серии, где они отвечают «гнейсам замещения», выделявшимся ранее при геологическом картировании (например, [31]). Обычно они представлены полосчатыми послойными пелитовыми гнейсами с безортоклазовыми лейкосомами, состоящими преимущественно из плагиоклаза Ap_{25-30} и кварца. В наиболее крупных жилах встречаются крупнозернистые биотит-мусковит-гранатовые перегородки (бывшие зальбанды). В недеформированных разностях плагиоклаз образует гипидноморфные таблички длиной до 2 мм, заключенные в более крупные пластинки кварца размером в несколько сантиметров. При деформации кварц перекристаллизовывается с уменьшением размеров зерен до нескольких миллиметров, а зерна плагиоклаза по краям подвергаются полигонизации. При сильной деформации размер всех зерен уменьшается до 1—



Рис. 7.2. Мелкомасштабная складчатость F3 в мигматизированном пелите. Длина поля зрения 20 см. Сгумен-Койнтих. На всех остальных фото длина рукоятки молотка равна 40 см, диаметр лупы — 5 см.

2 мм, причем кварц приобретает морфологическую ориентированность. Лейкосомы содержат калишпат только в тех редких случаях, когда он присутствует во вмещающей породе. Мезосома состоит из кварца, биотита, мусковита, граната, плагиоклаза и ильменита. Акцессорные минералы обычно представлены апатитом, цирконом и монацитом, вторичные минералы — сфеном и иногда гематитом. Текстура породы, как правило, сланцеватая (рис. 7.2), размер зерен в зависимости от интенсивности более поздней деформации колеблется для кварца от 0,1 до 1 мм, для биотита от 0,2 до 2 мм. Кварц-полевошпатовая составляющая мезосомы часто обособляется в виде мелких линзочек, а на краях лейкосом зачастую, но не всегда присутствуют относительно крупнозернистые (около 5 мм), обогащенные биотитом оторочки, или меланосомы.

Мигматитовая полосчатость обычно ориентирована параллельно слоистости и часто смята в гармоничные складки, которые согласуются со складчатостью первичных слоев. Преобладающий размах крыльев складок контролируется мощностью лейкократовых жил. Эта особенность подтверждает, что ко времени складкообразования жилы находились в твердом состоянии и были более жесткими, чем слюдяные мезосомы и меланосомы. Сама полосчатость подчеркивается деформацией.

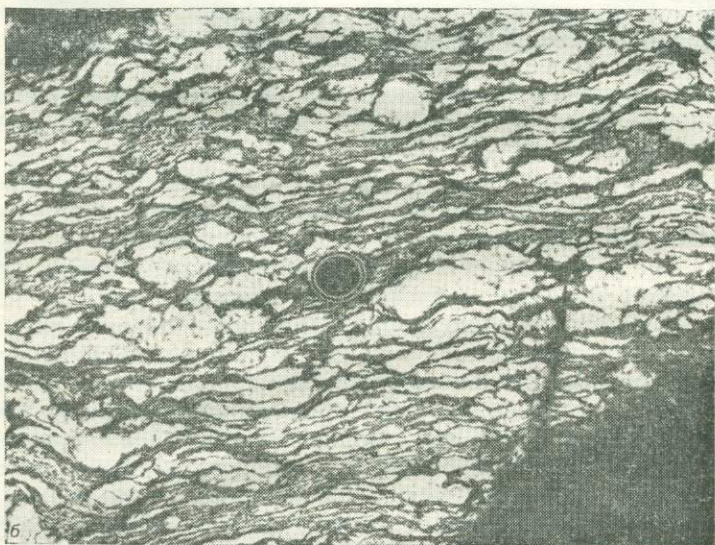
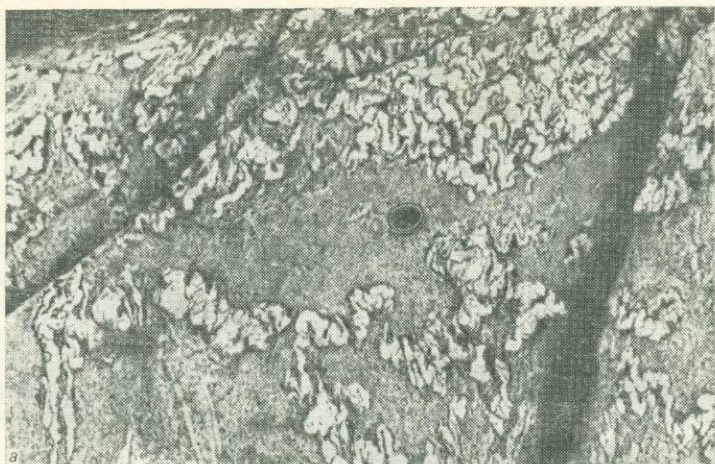


Рис. 7.3. Мигматизированные пелиты свиты Центрального нагорья из Лох-Ратвен. *а* — различная степень мигматизации чередующихся слоев (слои протягиваются слева направо); *б* — межслойная складчатость, подчеркнутая деформированными трондъемитоидными лейкосами с полевошпатовыми «очками». Хорошо видны биотитовые сторочки.

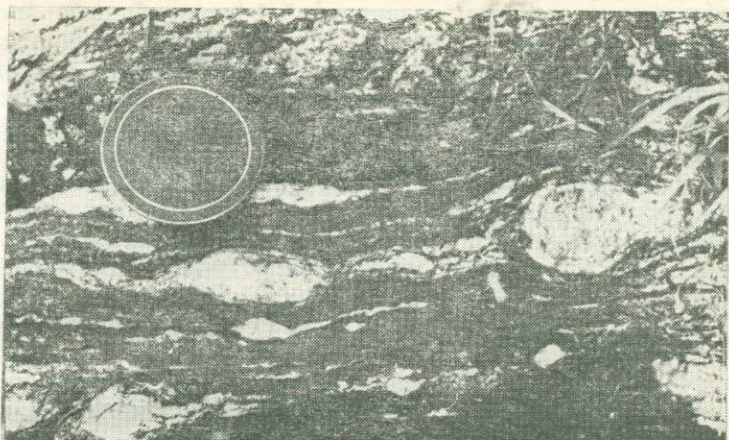


Рис. 7.4. Деформированные трондьемитоидные лейкосомы в висячем боку зоны скальвания разлома скольжения Сгурр-Биг, Киллохурн. Полосы кварца облекают порфирокласты полевого шпата.

Как в каледонских зонах скольжения (рис. 7.4), так и на сильно деформированных крыльях докембрийских футлярообразных складок F2 стойкие к деформациям полевые шпаты облекаются узкими полосками пластично деформированного кварца. Если на первый взгляд кажется, что лейкосомы обособлены в рамках петроструктуры S2, то при более детальном наблюдении всегда можно обнаружить межслойную складчатость и смещение тонких прожилков (рис. 7.3, б). Там, где последующие деформации были слабыми, лейкосомы имеют менее правильную четкообразную форму, хотя! они все же залегают в пределах параллельно-слоистой петроструктуры S1 (рис. 7.3, а) и, по-видимому, имеют возраст метаморфизма MP1.

Правильное строение лейкосом в мелком масштабе с их четкими зальбандами, аналогичный состав плагиоклаза и в лейкосомах, и в мезосомах, отсутствие секущих взаимоотношений, простые метаморфические структуры — все это свидетельствует в пользу субсолидусного происхождения этих мигматитов (ср. [83, 34]). Такой вывод подкрепляется экспериментальными и теоретическими данными о частичном плавлении в искусственной пелитовой системе, согласно которым бескальшпатовые мойнские пелиты не должны были подвергаться частичному плавлению до достижения силлиманит-калишпатовой изограды, после чего плавление с дегидратацией при 650—700 °С (в зависимости от состава плагиоклаза и активности воды) должно было приводить к образованию гранитоидной

лейкосомы и палеосомы, содержащей алюмосиликаты (например, [71]). Значения температуры и давления, рассчитанные Барром [4] по минеральным ассоциациям, в целом совпадают с данными по трондьемитовидным лейкосомам и колеблются от 580°C (кианитовая зона) до 640°C (силлиманитовая зона) при 5,5—6,5 кбар, располагаясь левее кривых плавления с дегидратацией. Отметим, что температуры рассчитывались по гранат-биотитовому геотермометру Томпсона [70], а давление — по разлитичным геобарометрам [24], так как проверка гранат-плагиоклаз- Al_2SiO_5 -кварцевого барометра Ньютона и Хейзелтона [42] для редких пелитов, содержащих Al_2SiO_5 , показала давление порядка 0,5 кбар, что представляется слишком низким.

Очень строгий статистический анализ показал [61, 62], что существенные различия валового химического состава между морарскими пелитами гранатовой ступени метаморфизма и той же стратиграфической единицей, выходящей на поверхность в виде мигматитовых гнейсов силлиманитовой ступени, отсутствуют. Развитие мигматитов в пределах кианитовой и силлиманитовой зон контролируется прежде всего литологическим фактором, а отнюдь, например, не близостью к крупным тектоническим нарушениям или телам магматических пород. Определенные стратиграфические единицы неизменно оказываются сильно мигматизированными, в то же время отдельные слои в них резко различаются по степени мигматизации (рис. 7.3, а). Контроль мигматизации составом пород изучался также по 21 вновь полученному и 48 заимствованному из литературы анализам путем их разбивки на мигматиты и немигматиты и сравнения этих групп методами математической статистики [4]. Предварительные результаты этого исследования были изложены в работе Барра [5]. При этом были подвергнуты проверке разнообразные комбинации (новые анализы, только пелиты, исправленные по методу разбавления SiO_2 , и т. п.), но все они обнаружили в основном те же особенности. Данные для наиболее крупных групп представлены в табл. 7.1. Проверка фактора F показала, что немигматиты характеризуются значительно более высокой изменчивостью содержания большинства элементов (за исключением элементов, входящих в состав железомagneзиальных минералов), тогда как мигматиты имеют очень ограниченные колебания состава. По фактору t было установлено, что содержания Na_2O , SiO_2 и CaO повышены в мигматитах, а K_2O , Al_2O_3 и Fe_2O_3 — в немигматитах. Правда, при существенно разной изменчивости двух групп, особенно если также отличаются размеры образцов, коэффициенту t нельзя слишком доверять. В этой ситуации более надежным оказывается коэффициент Манна—Уитни U [56, с. 116—127], и в качестве значимых принимаются только раз-

Таблица 7.1. Статистический анализ мигматитов и немигматизированных пород Мойнской серии

	Среднее	Немигматизированные породы		Мигматиты			Пересчитано без SiO ₂			
		Стандартное отклонение	Среднее	Стандартное отклонение	F	t	U	F	t	U
SiO ₂	62,23	10,78	66,32	7,85	*	*	84			
TiO ₂	0,88	0,37	0,83	0,28						
Al ₂ O ₃	18,69	6,91	15,67	3,53	*	**	84	*	**	92
Fe ₂ O ₃	1,21	0,75	0,93	0,45	*	*	83	*		
FeO	4,54	2,08	4,39	1,94						
MnO	0,09	0,04	0,09	0,05						
MgO	1,99	0,94	1,85	0,78						
CaO	1,68	0,94	1,92	0,66	*			*	*	79
Na ₂ O	2,39	1,07	3,05	0,68	*	**	98		*	98
K ₂ O	4,09	1,79	3,53	0,89	*	*	61			
P ₂ O ₅	0,18	0,11	0,14	0,08						
Общее Fe в форме Fe ₂ O ₃	6,25	2,53	5,81	2,40						
Na ₂ O/(Na ₂ O+Al ₂ O ₃)	12,53	5,94	16,65	3,44	*	**	99			
Na ₂ O/(Na ₂ O+CaO)	59,41	8,38	61,86	7,64						
Fe ₂ O ₃ /(Fe ₂ O ₃ +FeO)	22,24	12,79	18,75	7,03	*					
Ba	1052	611	880	254	*					
Ce	73	33	75	60	*					
La	31	20	36	29						
Nd	37	20	44	43	*					
Pb	23	5	24	5						
Rb	150	64	130	30	*					
Sc	16	7	16	7						
Sr	237	96	284	92						
Th	17	7	15	8						
Ti	5335	1984	4949	1212						
U	102	50	88	41						
Y	35	15	48	55	**					
Zn	100	42	96	49	**					
Zr	245	59	299	290	**					
K/Rb	257	42	249	65						
K/Ba	38	9	36	7						
Ba/Rb	7,1	1,3	7,4	3,8	*					
Rb/Sr	1,24	2,21	0,51	0,22	**					
Ca/Y	377	181	498	455	*					
Ca/Sr	52	16	50	17						

Примечания

Количество образцов в группах:

	главные элементы	элементы-примеси
немигматизированные породы	16	10
мигматиты	53	11

* Критерии F и t значимы при допуске 95%, т. е. имеется 95%-ная вероятность того, что разница в среднем содержании или стандартном отклонении неслучайна.

** Критерии F и t значимы при допуске 99%.

Допуски, при которых значим критерий U, приведены в числовых выражениях.

Содержания окислов главных элементов приведены в процентах, а элементов-примесей — в млн⁻¹.

личия в содержании Na_2O и отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3$. Значимость Al_2O_3 приближается к 95% исходя из пересчетов без SiO_2 , остальные окислы (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3) обнаруживают лишь слабую корреляцию (существует вероятность 1:6, что различие случайно), но так как значения U последовательно возрастают по мере увеличения размеров образцов, они скорее всего отражают реальные, хотя и незначительные различия. На примере пород Сатерленда Браун [9] установил, что высокое содержание Na_2O и небольшой диапазон значений коэффициентов окисления служат признаком мигматитовых пелитов, а не метапелитов низкой ступени и связал эти особенности с метасоматозом под воздействием флюидов. На самом деле эти характеристики присущи мигматитам высокой ступени в отличие от немигматитов высокой ступени и гранатсодержащим пелитам низкой ступени в отличие от других пелитов низкой ступени (ср. [11]) и, следовательно, обусловлены первичным составом осадочных пород. Таким образом, все образцы пород высокой ступени метаморфизма, относящиеся к мигматитам, обязательно будут давать резко искаженные результаты.

К данным по элементам-примесям из вновь полученных анализов также применялись тесты t и F , но ни по содержаниям этих элементов, ни по их отношениям не удалось получить значимых критериев. Поэтому критерий U , который служит в основном для отбраковки различий, ошибочно полученных по коэффициенту t , здесь не использовался. Барий, рубидий, а также Ba/Rb и Rb/Sr характеризуются значительно более широкими вариациями в немигматитах, что отражает большие колебания в содержаниях слюды и плагиоклаза в этих породах. Цирконий, иттрий, редкоземельные элементы, а также Ca/Y обнаруживают более широкие вариации в мигматитах, хотя этот вывод может оказаться ошибочным, так как данные в основном получены по одному образцу, обогащенному тяжелыми минералами.

Петрохимические различия этих метаморфических пород показывают, что мигматиты обычно обогащены плагиоклазом, а немигматиты — слюдами (рис. 7.5, *a*). Кварцевые псаммиты очень характерны для Мойнской серии, и на рис. 7.5, *a* они представлены явно не в полной мере. Стивесон [61] произвольно отобрал образцы пород силлиманитовой ступени из Морарской свиты к северу от озера Лох-Эйлт, где мигматиты по объему являются второстепенными породами и ограничены в распространении гранатсодержащими пелитами и некоторыми разновидностями полевошпатовых псаммитов. Он также отдельно отобрал образцы мигматитов и серию образцов гранатсодержащих пелитов. Его мигматиты (рис. 7.5, *b*) оказались практически идентичными образцам на рис. 7.5, *a*. Произвольно отоб-

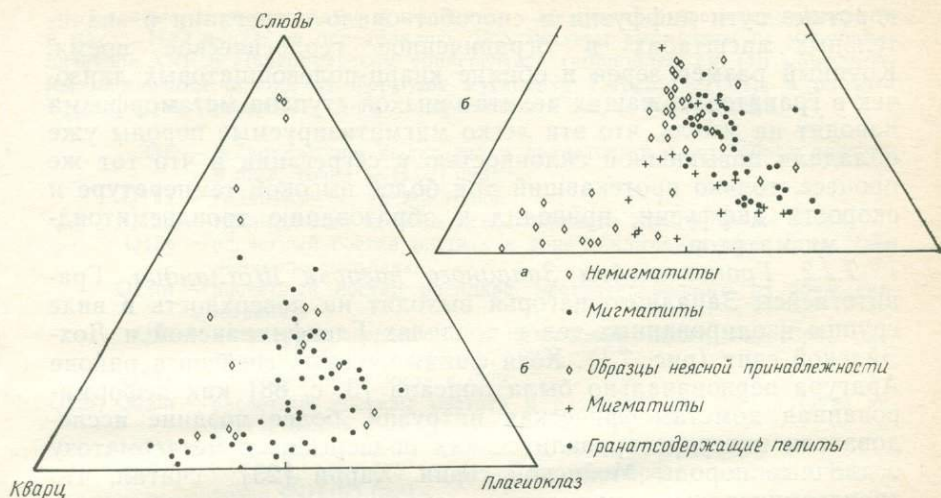


Рис. 7.5. Диаграммы нормативного состава кварц — плагиоклаз — слюды для пород кянитовой и силлиманитовой зон, а — вновь полученные и ранее опубликованные анализы; б — анализы Стювеса [61].

ранняя группа образцов оказалась менее полевошпатовой и состояла главным образом из немигматитовых пелитов и полупелитов (эквивалентных типам 1 и 2, выделенным Батлером [11]), а также кварцитов. Гранатсодержащие пелиты идентичны пелитовым мигматитам Гленфиннанской свиты и соответствуют пелитам типа 3 Балтера («метаграуваккового» состава). Частичное перекрытие полей мигматитов и немигматитов на рис. 7.5, а, по-видимому, является следствием не вполне отдельного отбора образцов, так как, по геологическим наблюдениям, в силлиманитовой зоне мигматизации подверглись породы более широкого диапазона петрографического состава по сравнению с кянитовой зоной. Если исходный петрохимический состав был подходящим, то дополнительное влияние могли оказывать такие факторы, как зернистость, характер и распределение слюд и графита, степень деформации и состав флюидной фазы.

Характер контроля составом пород позволяет полагать, что частичное плавление не было основным механизмом мигматизации. Иначе мигматизации подверглись бы породы, содержащие альбит (с высоким отношением $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$) или калишпат, а не просто плагиоклазовые породы. Так как характерной чертой мигматитов является наличие крупных, обогащенных плагиоклазом (а не кварцем) жил, может просто оказаться, что высокое содержание плагиоклаза обеспечивало

короткие пути диффузии и способствовало сегрегации в значительных масштабах в ограниченное геологическое время. Крупный размер зерен и обилие кварц-полевошпатовых линзочек в гранатосодержащих пелитах низкой ступени метаморфизма наводят на мысль, что эти легко мигматизируемые породы уже обладали повышенной склонностью к сегрегации и что тот же процесс, только протекавший при более высокой температуре и скорости диффузии, приводил к образованию трондьемитоидных мигматитов.

7.2.2. Гранитогнейсы Западного нагорья Шотландии. Гранитогнейсы Западного нагорья выходят на поверхность в виде группы изолированных тел в пределах Гленфиннанской и Лох-Эйлской свит (рис. 7.1). Хотя фация очковых гнейсов в районе Ардгура первоначально была описана [3, с. 88] как деформированная дометаморфическая интрузия, более поздние исследователи интерпретировали ее как подвергшиеся метасоматозу осадочные породы Мойнской серии. Харри [23] считал, что трондьемитоидные мигматиты образовались в результате натрового метасоматоза, а гранитогнейсы — при последующем калиевом метасоматозе. Далзил [14] полагал, что региональные мигматиты образуются изохимически, а гранитогнейсы считал следствием калиевого метасоматоза в зоне крупного разлома земной коры, к которому приурочено озеро Лох-Квойх и который совпадает с границей Гленфиннанской и Лох-Эйлской свит. Окатанные «детритовые» зерна циркона рассматривались им как диагностический признак осадочной породы, подвергшейся метаморфизму. Проведенное позже геологическое картирование [29] показало, что гранитогнейсы распространены не только вблизи линии разлома Лох-Квойх, которая в любом случае является поздней каледонской структурой [54], а «детритовый» циркон, как выяснилось, развит и в других, несомненно интрузивных гранитах [47]. Мерси [36] первым обратил внимание на то, что ардгурские гнейсы по существу имеют химический состав магматических пород, а Гоулд [21] показал, что они повсюду отвечают составу гранита в понимании Штрекгейзена [62], но, не желая сбрасывать со счета важную метасадочную составную часть пород, выдвинул представление о некой резко недонасыщенной глиноземом магме. В последней работе автора и др., подготовленной к публикации в другом сборнике, объясняется природа и происхождение гранитогнейсов. Основные выводы этой работы в сжатом виде приводятся ниже.

Тела гранитогнейсов имеют однородное внутреннее строение и резкие, местами согласные контакты с метасадочными породами. По составу они варьируют от гранита до щелочного гранита (редко) и гранодиорита ([21] и табл. 7.2), а гнейсы

Таблица 7.2. Валовые анализы пород и расчеты баланса масс

Главные элементы даны в процентах по массе, элементы-примеси — в млн⁻¹. H₂O и CO₂ не определялись. Все анализы выполнены на микроанализаторе XRF в Ливерпульском университете (подробнее см. [4]). Мезонормы рассчитаны исходя из формулы мусковита K₂Al₆Si₆O₂₀(OH)₄ и биотита K₂(MgFe)₆Si₆Al₂O₂₀(OH)₄. An% — нормативный состав плагиоклаза.

- Q1 — лейкократовое выделение в гранитогнейсе, водосброс плотины Квойх, точка [NH 071 023].
 Q11a — гранитогнейс, та же точка.
 Q13b — гранитогнейс из зоны левостороннего сдвига, та же точка.
 Q13г — расчетный состав рестита в зоне скальвания при 15- и 30%-ной доле расплава.
 Q13m — расчетный состав расплава, экстрагированного из зоны скальвания.
 Q22 — антипертитсодержащий мигматитовый пелит, водосброс плотины Квойх, точка [NH 071 023].
 Q22a — лейкократовая жила в Q22.
 Q22г, Q22m — расчетные составы рестита и расплава для Q22 и Q22a соответственно.
 LH23 — пегматит поздне-D3 Кинлохурн, точка [NG 943 069].
 Q31a — поздний, секущий пегматит из водосброса плотины Квойх, точка [NH 071 023].
 S12 — полупелитовый *шпировый* мигматит, контактовый ореол Строншианского массива, точка [NM 778 608].

Образец Q13b рассматривается как дериват образца Q11a, образовавшийся в ходе интенсивного частичного плавления с удалением части расплава. По микроскопическим данным, рестит сложен в основном плагиоклазом и небольшим количеством кварца, а интерстициальный расплав состоит из альбита, калишпата и кварца. Состав магматической вытяжки, которая не содержит нормативного анортита, можно рассчитать по формуле

$$s \text{ (порода зоны скальвания)} + (1-s) \text{ (изъятый расплав)} = \text{(гранитогнейс)}.$$

Это отвечает $s=0,348$. Меньшие величины s (больше расплава) дают неприемлемо высокую основность плагиоклаза (например, при s 0,25 — An₅), а при больших величинах s остается недостаточно CaO для связывания P₂O₅ в форме апатита. Расплав по составу довольно близок к исходному гранитогнейсу (что неудивительно, если учесть близкий к котектике состав породы), но несколько богаче Q и Or. Состав рестита можно рассчитать, если известна доля интерстициального расплава m и если этот расплав имеет тот же состав, что и экстрагированный. Равновесие масс-баланса примет вид m (расплав) + (1- m) (рестит) = (порода зоны скальвания). В таблице приведены результаты расчетов при $m=0,15$ и 0,30. Рестит в основном состоит из плагиоклаза и кварца и подчиненных количеств калишпата и мусковита. Следует обратить внимание на сильное фракционирование бария и рубидия в расплав и сохранение стронция в составе рестита. Биотит, магнетит и ильменит концентрируются в расплаве, но это, по-видимому, связано с особенностями выбранной модели. Исходный гнейс, из которого образовалась порода Q13b, был беднее мафическими элементами, чем Q11a, или с расплавом был удален биотит, находившийся в нем во взвешенном состоянии. Этим же можно объяснить аномалии редких и рассеянных элементов (отрицательные для Zr, Th, Y и др.), так как в биотите находились включения тяжелых минералов. Дополнительная сложность возникает в связи с тем, что обстановка зоны скальвания скорее соответствует фракционному, чем равновесному, плавлению, поэтому состав интерстициального расплава будет отличаться от состава вытяжки, которая будет представлять собой среднее из всех отдельных порций отжимавшегося расплава.

Таблица 7.2 (продолжение)

Образец антипертитсодержащего пелита был разделен пополам на образец Q22 (обогащенную реститовым материалом палеосому, содержащую линзочки кварца и полевого шпата) и образец Q22a (лейкократовую жилу с биотитовыми *шлирами*). Оба образца рассматривались как смесь рестита и расплава. Модель баланса масс строилась исходя из допущения, что весь апатит содержится в рестите, а весь калишпат извлечен в расплав. Пусть W_{ap}^h — доля (по массе) апатита во вмещающей породе, W_{ap}^m — доля апатита в расплаве, W_{Kf}^r — доля калишпата в рестите, W_{Kf}^v — доля калишпата в жиле и т. п. Тогда:

$$W_{ap}^h = W_{ap}^r \cdot W_r^h \quad (1a) \quad W_{ap}^v = W_{ap}^r \cdot W_r^v \quad (16)$$

$$W_{Kf}^h = W_{Kf}^m \cdot W_m^h \quad (2a) \quad W_{Kf}^v = W_{Kf}^m \cdot W_m^v \quad (26)$$

Разделив (1a) на (16) и (2a) на (26), получим

$$4,375 W_r^v = W_r^h \quad (3) \quad 0,3546 W_m^v = W_m^h \quad (4)$$

Зная, что $W_r^v = 1 - W_m^v$, а $W_r^h = 1 - W_m^h$, суммируя (3) и (4) и подставляя, получим $W_m^v = 0,8395$; $W_r^v = 0,1605$; $W_m^h = 0,2977$; $W_r^h = 0,7023$.

Для данного компонента x

$$W_x^v = W_x^m \cdot W_m^v + W_x^r \cdot W_r^v \quad (5) \quad W_x^h = W_x^m \cdot W_m^h + W_x^r \cdot W_r^h \quad (6)$$

Подстановкой значений W_m^v и т. д. уравнения (5) и (6) можно решить для W_x^m и W_x^r . Расплав содержит в основном Q, Og, Ab и An, содержания второстепенных компонентов близки к нулю, что, по-видимому, связано с гетерогенностью образцов и ошибками анализа. Состав расплава близок к котектической плоскости в четырехкомпонентной системе Винклера [82] при $R_{H_2O} = 5 \div 7$ кбар. Барий и рубидий остаются в слюдистом рестите, а стронций экстрагируется в расплав (в отличие от плагиоклазового рестита Q13r). Аномалии Y, Zr и р.з.э. в рестите имеют отрицательные величины, а содержания Th очень малы, что позволяет предполагать, что эти элементы остаются в инертных тяжелых минералах, гетерогенное неравномерное распределение которых не адекватно отражено при отборе образцов.

района Лох-Квойх характеризуются фракционированием редкоземельных элементов с отрицательной аномалией европия (рис. 7.6). Типичный гранитогнейс представляет собой среднезернистую (1—2 мм), местами порфировидную породу, состоящую главным образом из кварца, олигоклаза и калиевого полевого шпата. Биотит составляет 5—15% по объему, в малых количествах присутствуют мусковит, гранат, роговая обманка, ильменит, рутил, циркон, эпидот, пирит, ортит и монацит. В Гленфиннанской свите преобладающая тектоническая петроструктура отвечает S2 и определяется тонкими прерывистыми слойками биотита. В участках слабой деформации D2 сохраняется более ранняя гнейсовая петроструктура (S1). Это деформационная петроструктура, в которой отсутствуют новообразованные выделения лейкократового материала. Местами (например, в Лох-Аркейге; устное сообщение Д. Смита) в крупных глазках сохраняется недеформированный гранит с

Таблица 7.2 (продолжение)

	Q1	Q11a	Q13b	Q13r (0,15)	Q13r (0,3)	Q13m	Q22r	Q22	Q22a	Q22m	LH23	Q31a	S12
SiO ₂	76,22	75,17	71,92	71,04	69,79	76,90	59,01	63,31	71,16	73,44	72,85	78,87	73,22
TiO ₂	0,15	0,28	0,17	0,13	0,09	0,35	1,53	1,08	0,26	0,02	0,14	0,10	0,67
Al ₂ O ₃	13,50	11,92	15,29	16,20	17,51	10,12	12,97	13,63	14,84	15,19	15,07	12,17	12,19
Fe ₂ O ₃	0,85	1,28	0,77	0,59	0,34	1,78	3,13	2,23	0,59	0,11	0,91	0,70	0,83
FeO	0,55	1,38	0,74	0,59	0,37	1,61	9,49	6,81	1,94	0,50	0,35	0,16	2,91
MnO	0,02	0,04	0,02	0,013	0,004	0,06	0,24	0,17	0,04	0,002	0,03	0,01	0,07
MgO	0,29	0,25	0,35	0,38	0,41	0,20	1,80	1,31	0,42	0,16	0,40	0,18	1,24
CaO	1,09	0,88	1,82	2,07	2,43	0,39	2,50	2,57	2,70	2,74	1,62	0,14	1,92
Na ₂ O	5,38	2,78	4,83	5,38	6,17	1,69	1,72	2,53	4,00	4,43	2,97	2,81	2,24
K ₂ O	1,28	5,01	3,14	2,63	1,91	6,01	3,51	3,30	2,91	2,79	4,98	4,72	3,38
P ₂ O ₅	0,14	0,24	0,14	0,11	0,07	0,29	0,43	0,30	0,07	0,00	0,05	0,02	0,09
Сумма:	99,47	99,28	99,18	99,15	99,12	99,33	96,76	97,53	98,93	99,35	99,35	99,88	98,77
Q	38,10	39,21	28,31	25,53	21,63	44,12	31,38	31,30	31,17	31,11	33,18	44,21	43,39
Or	2,40	25,67	14,76	11,69	8,07	32,28	0,00	4,72	13,31	15,84	23,13	21,38	10,24
Ab	45,52	22,59	40,86	45,62	52,40	14,16	14,57	21,40	33,84	37,49	25,13	23,77	18,95
An	4,49	2,88	8,11	9,45	11,40	0,00	9,61	10,79	12,94	13,57	7,71	7,56	8,94
Ап%	9	11	16	16	17	0	38	32	26	25	23	2	31
Мусковит	6,33	3,98	3,80	3,98	4,38	3,19	10,95	7,58	1,45	-0,36	7,69	8,72	6,14
Биотит (Mg)	0,72	0,93	1,21	1,31	1,42	0,71	6,21	4,52	1,45	0,54	1,38	0,62	4,28
Биотит (Fe)	0,13	1,08	0,62	0,51	0,34	1,42	16,49	11,89	3,52	1,05	0,00	0,00	4,76
Магнетит	1,23	2,07	1,12	0,86	0,46	2,43	4,53	3,23	0,86	0,16	0,82	0,26	1,20
Гематит	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	0,52	0,00

Таблица 7.2 (продолжение)

	Q1	Q11a	Q13b	Q13r (0,15)	Q13r (0,3)	Q13m	Q22r	Q22	Q22a	Q22m	LH23	Q31a	S12
Ильменит	0,28	0,55	0,32	0,24	0,17	0,67	2,91	2,05	0,49	0,03	0,27	0,19	1,27
Апатит	0,32	0,58	0,32	0,27	0,17	0,69	1,00	0,70	0,16	0,00	0,12	0,05	0,21
Циркон	0,02	0,046	0,008	-0,002	-0,016	0,059	0,33	0,23	0,046	-0,01	0,008	0,005	0,07
Ba	90	869	487	383	236	1072	891	755	508	435	211	954	778
Ce	33	64	18	5	-12	89	331	231	49	-5	14	12	37
Co	4	3	3	3	3	3	11	9	5	4	4	4	9
Cr	6	5	4	4	3	5	12	11	10	10	6	6	38
La	8	30	5	-2	-12	44	149	103	19	-6	4	4	6
Nd	21	45	13	2	-14	77	232	163	37	0	8	8	10
Ni	5	4	5	5	6	3	9	8	7	7	7	7	14
Pb	18	29	30	30	31	28	18	21	27	29	46	27	19
Rb	57	140	102	92	77	160	142	123	88	78	104	130	95
Sc	2	6	3	2	1	8	42	30	8	2	3	3	10
Sr	219	95	235	273	327	21	204	261	364	394	339	185	266
Th	5	11	2	2	-4	16	46	33	9	2	8	4	12
Ti	849	1681	1016	836	579	2036	8574	6082	1549	211	959	672	3781
V	14	14	15	15	16	13	84	61	20	8	11	8	58
Y	25	76	22	7	-14	105	304	210	39	-11	8	6	18
Zn	29	56	27	19	8	71	284	206	64	22	30	13	55
Zr	100	255	38	-12	-85	324	1677	1165	234	-41	42	25	368
K/Rb	187	299	255	237	206	312	215	226	278	297	399	303	297
K/Ba	118	48,2	54	57	67	47	33	36	48	53	195	41	36
Ba/Rb	1,6	65	4,8	4,2	3,1	6,7	6,3	6,1	5,8	5,6	2,0	7,3	8,2
Rb/Sr	0,26	1,	0,43	0,34	0,24	7,6	0,70	0,47	0,24	0,20	0,31	0,70	0,38
Ca/Y	312	82	591			27	59	88	495		1450	167	761
Ca/Sr	36	66	55	54	53	133	87	70	53	50	34	5,4	52
Sr/Ba	2,43	0,11	0,48	0,71	1,40	0,02	0,23	0,35	0,89	0,91	1,61	0,19	0,34

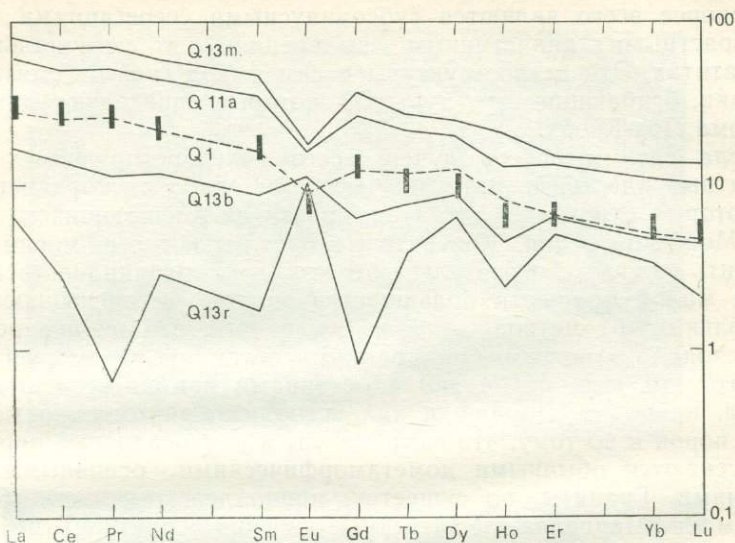


Рис. 7.6. Распределение редкоземельных элементов в породах, слагающих водосброс плотины Квойх, нормализованное по хондриту Лиди [35].

Q11a — гранитогнейс Лох-Квойх.

Q1 — гранитоидное включение в ядре складки. Параллельность графиков для Q1 и Q11a позволяет считать, что редкоземельные элементы целиком содержатся в какой-то инертной фазе. Вертикальные столбики обозначают расчетные концентрации редкоземельных элементов, если предположить, что они содержатся в апатите (верхнее значение) или цирконе (нижнее значение).

Q13b — гранитогнейс из зоны левостороннего сдвига. Содержания главных элементов и петрографические данные позволяют предполагать, что образец состоит из рестита, образовавшегося в результате интенсивного частичного плавления гранитогнейса, а также некоторого количества интерстициального расплава. Положительная аномалия европия развилась из отрицательной аномалии первичной породы и позволяет предполагать равновесие между экстрагированным расплавом и богатым плагиоклазом реститом. Q13m — расчетный состав экстрагированного расплава, близкий к составу образца исходной породы Q11a, но обладающий несколько более высоким общим содержанием редкоземельных элементов и несколько большей аномалией европия. Распределение, рассчитанное для рестита при 30%-ном частичном плавлении, характеризуется отрицательными значениями легких и промежуточных редкоземельных элементов. На данном рисунке приведено расчетное распределение для рестита при 15%-ном плавлении (Q13r), которое характеризуется ровным графиком и положительной аномалией европия. Его чрезмерная «пикообразная» форма, по-видимому, является следствием гетерогенности образцов и ошибок анализа, усиленных при расчете баланса масс.

магматической структурой. Лейкократовые выделения MP1 с мафическими оторочками пересекают структуры S1, но подверглись складчатости F2 и при сильной деформации переходят в петроструктуру S2. Состав полевого шпата в них согласуется с составом полевого шпата вмещающих гнейсов, поэтому

они скорее всего являются субсолидусными сегрегациями, одновозрастными аналогичным выделениям в региональных мигматитах. Эти петроструктуры и сам выход гнейсов смяты в складки, огибающие структуры D3, которые определяют линию разлома Лох-Квойх.

Тела гранитогнейсов лучше всего интерпретируются как гранитные пластовые интрузии, местами слабо дискордантные, на которых отразились все этапы развития вмещающих их пород Мойнской серии. Контактные ореолы, которые могли бы служить важным доказательством этого, не сохранились вследствие малой мощности большинства силлов, не превышающей нескольких сот метров, а также из-за того, что их внедрение происходило одновременно с ранними стадиями метаморфизма. То, что эти тела не являются останцами домойнского фундамента, видно по наличию в них ксенолитов несомненно мойнских пород и по тому, что сами гнейсы и метаосадочные породы пересекаются обычными дометаморфическими основными интрузиями. Граниты, по существу, принадлежат к типу S в понимании Чаппелла и Уайта [12]: для них характерны небольшие колебания состава, свойственного слабодифференцированным гранитам с низким отношением Na/K и содержащим нормативный корунд. На диаграмме плавкости $Q + Or + Ab + An$ они лежат в области кристаллизации кварца. Граниты содержат ксенолиты метапелитовых, а не метабазитовых пород, являются двуслюдяными (хотя мусковит имеет подчиненное значение и местами присутствует роговая обманка) и содержат аксессуарные гранат, монацит, ильменит и сульфиды. Возраст (1 млрд. лет) ардгурских гнейсов определен рубидий-стронциевым [8] и уран-свинцовым [1] методами. Они имеют довольно высокое исходное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$, равное 0,709, а их «детритовые» цирконы сохраняют изотопный компонент с возрастом 1,7 млрд. лет. По-видимому, эти породы, по крайней мере отчасти, образовались при плавлении коры в гренвиллское время, а аналогия изотопного состава цирконов из ардгурских гнейсов и метаосадочных пород Мойнской серии [1] позволяет предполагать, что в области источника были представлены породы типа мойнских. Даты в 1 млрд. лет, полученные [1] по жиле MP1 в гнейсе и по метаосадочной породе, свидетельствуют о том, что «гренвиллские» события включали и метаморфизм, и гранитообразование.

7.3. Поздние мигматиты

7.3.1. *Лох-Квойх.* Разнообразные проявления мигматизации представлены в калишпатсодержащих породах у восточного конца озера Лох-Квойх (рис. 7.1). Они очень хорошо видны в



Рис. 7.7. *a* — левосторонний сдвиг, пересекающий сланцеватость S2 гранито-гнейсов Лох-Квойх. В правом верхнем углу снимка видно слабое правостороннее нарушение, ориентированное под углом 30° к полосчатости породы; *б* — метабазитовая дайка, пересеченная лейкосомой с возрастом после-D2 в гранито-гнейсах Лох-Квойх. Левее молотка видно левостороннее нарушение.

водосбросе плотины, где вертикальная петроструктура S2 гранито-гнейсов с северо-северо-восточным простиранием деформирована серией вертикальных зон скалывания (рис. 7.7, *a*), среди которых преобладают зоны с левосторонним смещением и простиранием $145 \pm 5^\circ$. Зоны с правосторонним смещением, имеющие простирание 60° , указывают на сжатие, перпендикулярное

полосчатости пород. Одни зоны скалывания обогащены лейкократовыми минералами, другие — биотитом, от последних отделяются пегматитовые жилы, пересекающие гранитогнейсы перпендикулярно сланцеватости. По крайней мере одна из таких жил брекчирует согласное тело амфиболита (рис. 7.7, б), а другие выполняют пережимы будин в амфиболитах. Подобные лейкократовые сегрегации развиваются также в ядрах сопряженных складок, форма которых свидетельствует о сжатии слоев. Такие взаимоотношения хорошо видны у юго-восточной границы гранитогнейсов в водосбросе, где гнейсовая полосчатость S2 уничтожена, но «теневая слоистость» подчеркивается интенсивно измененными (фельdspатизированными) полосами амфиболитов. Эти явления наглядно проявлены в восточной (верхней) части выхода гранитогнейсов. Как в зонах скалывания, так и в упомянутых выше лейкократовых сегрегациях обычная равномернозернистая структура кварц-микроклин-олигоклазовых гранитогнейсов сильно изменена: реликтовые зерна кварца и зерна плагиоклаза с обратной зональностью корродированы, окаймлены и замешены мелкокристаллическим агрегатом кварца и щелочного полевого шпата или включены в мегакристаллы щелочного полевого шпата (рис. 7,8, а).

Барр [4] предложил модель, согласно которой как пегматиты, так и реститы в зонах скалывания образовались путем частичного плавления. При близком к котектическому составу гранитогнейсов степень плавления должна контролироваться наличием воды, которая вместе с частью повсеместно распространенного интерстициального расплава должна была поступать в зоны деформации благодаря механизму всасывания при объемном расширении (ср. [79]). Пока доля расплава в зонах скалывания невелика, они будут обогащаться самыми легкоплавкими компонентами и несколько ослабевать, что будет способствовать еще большей деформации. Как только доля расплава в зоне скалывания (как образовавшегося здесь, так и поступившего извне) превысит 30%, прочность (сопротивляемость напряжения) кашеобразной смеси кристаллов упадет на несколько порядков (до нескольких бар, см. [79]) и нормальное напряжение будет стремиться выжать весь лишний расплав путем фильтр-прессинга. Доля расплава около 30% будет сохраняться, но по мере продолжения плавления объем зоны скалывания станет уменьшаться, а в ее составе начнут преобладать реститы. Моделирование баланса масс одной из таких зон, обогащенных реститовым материалом (табл. 7.2), дало 75%-ное частичное плавление с 87%-ным удалением расплава (если долю интерстициального расплава принять за 30%) и 70%-ное частичное плавление с 93%-ным удалением (при 15% доли интерстициального расплава, согласно наблюдениям в

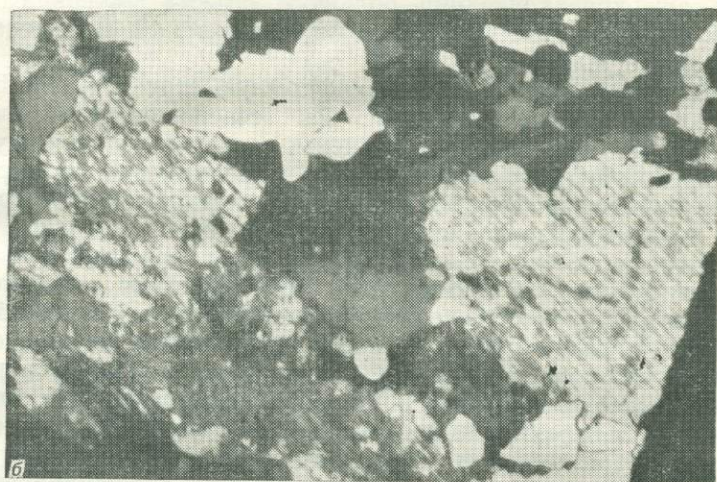
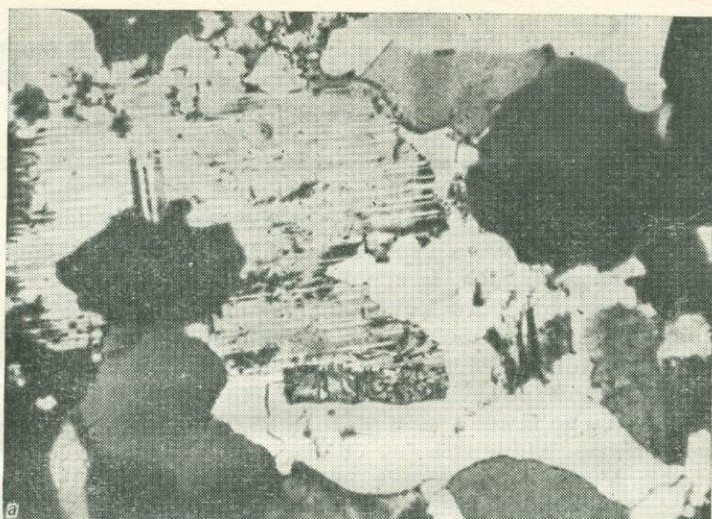


Рис. 7.8. *а* — гранитогнейс из зоны скальвания. Сдвойникованный плагиоклаз с обратной зональностью окаймлен и разъеден щелочным полевым шпатом (низкий рельеф) и кварцем (часто напряженным). Длина поля зрения 2,5 мм; *б* — антипертитсодержащая лейкосома в мигматитовом пелите к западу от гранитогнейсов Лох-Квойх. Длина поля зрения 5 мм.

шлифах). По-видимому, указанные величины являются предельными, так как некоторая часть раскристаллизовавшегося расплава петрографически может быть не распознана. Рассчитанный расплав состоит в основном из кварца и ортоклаза с подчиненным альбитом, а в рестите, наоборот, преобладает плагиоклаз. Распределение рассеянных и редкоземельных элементов в целом не противоречит такой интерпретации. Так, барий, рубидий и большинство редкоземельных элементов экстрагируются расплавом, а стронций и европий предпочтительнее остаются в обогащенном плагиоклазом рестите (табл. 7.2; рис. 7.6). В отличие от этого крупное лейкократовое выделение в ядре складки сильно обогащено альбитом (табл. 7.2), распределение рассеянных элементов (не считая резкого обеднения барием) в целом объяснимо с позиции равновесия между главными минералами в нем и в обычном гранитогнейсе, а редкоземельные элементы, по-видимому, остались в составе какого-то инертного минерала рестита (рис. 7.6). Либо это выделение является субсолидным образованием, либо расплав и рестит были заново уравновешены благодаря высвобождению при кристаллизации большого объема флюида (что, кстати, может объяснить сильный ретроградный метаморфизм вблизи этого тела).

Зоны скальвания огибают синформную структуру F3 Бейн-Биг и путем поворота вокруг оси северо-северо-восточного простираия могут быть совмещены с серией перпендикулярных им запад-северо-западных зон скальвания в ардгурских гнейсах, разбитых пологими взаимопересекающимися трещинами. Зоны скальвания и сопряженные с ними структуры развиты (хотя менее часто) и в соседних метаосадочных породах, где с ними опять ассоциируются лейкократовые выделения. Кроме того, в некоторых калишпатсодержащих пелитах вблизи квойхских гнейсов (северо-западнее и юго-восточнее их) содержатся крупные согласные выделения, менее деформированные, чем такие же сегрегации в обычных трондьемитоидных мигматитах. Эти лейкосомы имеют тонкие биотитовые оторочки, состоят из кварца, пертита и антипертита и характеризуются значительно более кислым плагиоклазом по сравнению с вмещающими породами. Одна такая проанализированная лейкосома имеет состав, близкий к котектике, но по главным элементам и примесям резко отличается от гранитогнейса (табл. 7.2; ср. рис. 7.6 и 7.9), т. е. вряд ли является пегматитовой апофизой гранитов, деформированных вместе с метаосадочными породами. Лейкосомы содержат *шлиры* биотита и ксенолиты сдвойникового андезина, а вмещающие породы включают линзообразные выделения мелкозернистого кварц-пертит-антипертитового агрегата (рис. 7.8, б). Наличие известкового

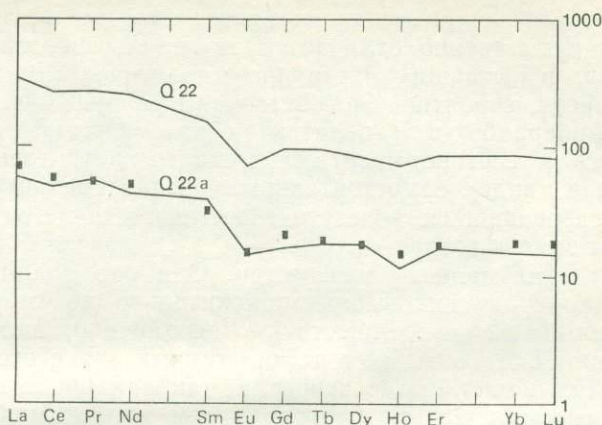


Рис. 7.9. Распределение редкоземельных элементов в образцах антипертитсодержащего мигматитового пелита Q22 и лейкократовой жилы Q22a, нормализованное по хондриту Лиди [35]. Модель баланса масс объясняется в примечании к табл. 7.2. Жила Q22a субпараллельна слоистости вмещающего ее пелита Q22, что позволяет предполагать концентрацию редкоземельных элементов (в том числе и Eu) в инертных фазах рестита. Вертикальные столбики обозначают расчетные содержания р. з. э. в образце Q22a, если предположить, что они сохранились в апатите (верхнее значение) или цирконе (нижнее значение).

плаггиоклаза Ap_{25} , большой объем (до 50%) второй фазы, структуры перехода, когда калишпат постепенно переходит в пертит, тот в антипертит и наконец в плаггиоклаз при сохранении оптической целостности каждого кристалла, — все это позволяет предполагать, что пертит и антипертит образовались при одновременной кристаллизации, а не при распаде твердого раствора. Близкий к котектике состав лейкократовых жил делает это предположение еще более вероятным. Для одного из таких мигматитов Барром [4] была получена модель баланса масс (табл. 7.2), согласно которой вмещающая порода состоит из 70% рестита и 30% расплава, а лейкосома — из 16% рестита и 84% расплава. Крупные жилы в обнажениях составляют 17% объема пород, так что эта система в целом претерпела приблизительно 40%-ное частичное плавление. Сохранение части расплава во вмещающей породе показывает, что механическое поведение системы может быть сведено к экспериментальной модели ван дер Молена и Патерсона [79], т. е. что ее прочность резко снизилась, когда доля расплава достигла 30%, и что весь лишний расплав был выжат и образовал самостоятельные жилы. Редкоземельные элементы целиком остались в рестите и вели себя так же, как P_2O_5 и цирконий (рис. 7.9).

Инертностью редкоземельных элементов этот мигматизированный пелит существенно отличается от гранитогнейсов в зонах скальвания, испытавших частичное плавление. Деформации гранитогнейсов, вероятно, способствовали разрушению редкоземельных минералов, а в пелитах редкоземельные элементы сохранились в составе инертных тяжелых детритовых минералов или в виде самостоятельных редкоземельных минералов, образовавшихся вследствие высокого общего содержания редких земель и тория (0,1%).

Возраст этих явлений неизвестен. Они оказываются более поздними по сравнению с предположительно докембрийскими деформациями D2 и предшествуют, несомненно, каледонским деформациям D3. Связь их с деформациями D2, в особенности для зон скальвания, более вероятна, так как последние вполне могли сформироваться благодаря тем же сжимающим напряжениям, которые сформировали складки F2 в останце Гленфиннанской свиты. Ограниченное распространение этих проявлений в пределах небольшого участка вблизи плотины Лох-Квойх требует некоторого разъяснения. Зоны скальвания распространены преимущественно в гранитогнейсах, так как эти породы относительно однородны, грубо полосчаты и в меньшей степени, чем метаосадочные породы, подвержены складчатым деформациям и деформациям межпластового скольжения. Возможно также, что гранитогнейсы имели переориентированную местную систему напряжений. Локализация частичного плавления, может быть, просто отражает необычное (для Мойнской серии) обилие калишпатсодержащих пород. Антипертитсодержащие лейкосомы и сами гранитогнейсы могли плавиться при относительно низких температурах (по данным Винклера [82], ниже 650 °C при давлении 5—7 кбар), ограниченных сверху температурами кианитовой и силлиманитовой зон Мойнской серии, а снизу изоградой исчезновения мусковита. Значительная степень плавления требовала избытка воды, которая поступала путем всасывания при объемном расширении в зоны, претерпевшие интенсивные деформации (зоны скальвания и, возможно, зона контакта гнейсов и метаосадочных пород). Во всяком случае, совершенно невероятно, чтобы в квойхских гнейсах мощностью всего 70 м сохранялось тепло интрузий, достаточное для местного нарушения изотермического режима на длительное время, которого должно было хватить для процесса субсолидусной дифференциации MP1 и деформации D2. Описанное выше явление безусловно представляет собой следствие регионального метаморфизма, а не связано с каким-то «скрытым ореолом» гранитогнейсов с возрастом до деформаций D1.

7.3.2. *Глен-Тарберт*. Севернее Глен-Тарберта (рис. 7.1) на поверхность выходит слабо изученный комплекс мигматитов,

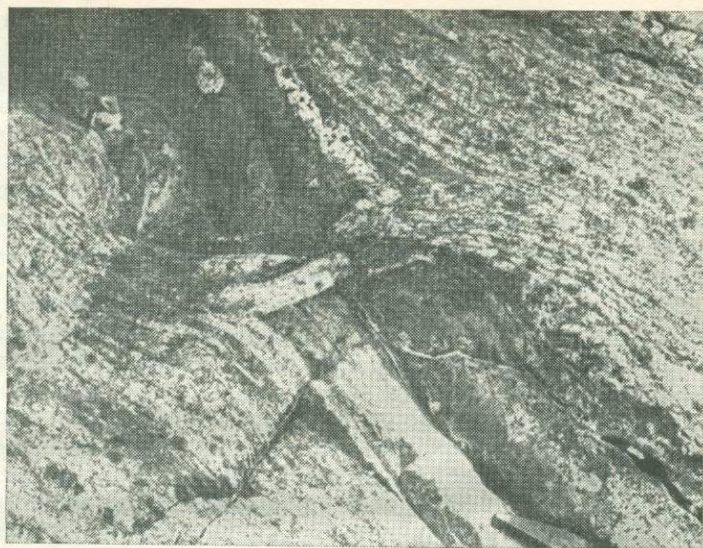


Рис. 7.10. Слой роговообманкового кристаллического сланца мощностью 20 см, интродуцированный *шлировым* полупелитом. Мигматиты района Глен-Тарберт.

находящийся в пределах силлиманит-калишпатовой зоны в основании Лох-Эйлской свиты, которая на этом участке представлена переслаиванием крупнозернистых кварцитов, псаммитов и пелитовых гнейсов и ниже переходит в Гленфиннанскую свиту [63, 64]. Наиболее полно мигматиты обнажены в Абхейн-Койр-эн-Юбейре. Здесь встречаются ранние трондьемитоидные мигматиты с лейкосомами, смятыми в складки, напоминающие структуры D2 Гленфиннанской свиты. Они залегают в пределах каледонской зоны крутых падений и поэтому при субмеридиональном простирании падают почти вертикально. Складки лейкосом разбиты и пересечены более поздними пегматитами и телами аплитов неправильной формы. Полупелиты образуют *шлировые* мигматиты и обнаруживают признаки течения, брекчируя переслаивающиеся кварциты и амфиболиты (рис. 7.10). Отдельные дайки *шлировых* полупелитов достигают мощности 1 м и пересекают слоистость и полосчатость трондьемитоидных мигматитов. Аналогичные агматиты, встречающиеся вблизи Строншианского гранитоидного массива (см. разд. 7.3.6), были отнесены Тайлером и Эшуртом [75] к продуктам частичного плавления в контактовом ореоле интрузии, но это объяснение не подходит к глен-тарбертским породам, так как

они расположены в 5 км к востоку от выходов гранитов. По-видимому, они образовались во время регионального метаморфизма силлиманит-калишпатовой ступени в результате интенсивного частичного плавления (вероятно, при дегидратации), когда полупелиты превратились в подвижную полужидкую кристаллическую кашицу. Уже обособившиеся к тому времени трондьемитоидные лейкосомы сохранили свою целостность, так как частичное плавление требовало дополнительного привноса воды и компонентов калишпата из мусковита. Давление, по-видимому, было выше, чем в «инвариантной» точке пересечения кривых дегидратации мусковита и плавления гранита (ср. [72]), т. е. значительно более высоким, чем в контактовом ореоле Строншианского массива. Тайлер и Эшуорт [75] рассматривают силлиманит-калишпатовую зону как каледонскую, но Стоукер [63] утверждает, что изограды в этом районе почти вертикальны и параллельны слоистости и поэтому скорее всего метаморфизм имеет докембрийский возраст. Древний возраст этих пород подтверждается также структурными особенностями силлиманита [15]. В таком случае мигматиты Глен-Тарберта могут быть близко разновозрастными с процессом частичного плавления, ограниченно проявленным в районе озера Лох-Квойх.

7.3.3. Морарские пегматиты. Пегматиты морарского отдела интересны с чисто исторической точки зрения как первые интрузивные докембрийские породы, установленные в Мойнской серии, причем первоначально рассматривалось не столько их происхождение, сколько возраст. Хотя распространение этих пород систематически не закартировано, известно, что они широко развиты в Морарской и Гленфиннанской свитах, в особенности в пределах зоны трондьемитоидной мигматизации. Тела пегматитов в основном согласные, имеют мощность около 1 м и деформированы структурами каледонского возраста. Это крупнозернистые (размер зерен до нескольких сантиметров) жилы, состоящие из кварца, плагиоклаза, мусковита, граната, калишпата, биотита, апатита, берилла и турмалина и обычно рассматриваемые как продукты регионального метаморфизма, хотя их крупные размеры и отсутствие меланократовых оторочек свидетельствуют о том, что они образовались не строго *in situ*. Возраст пегматитов Кейрн-Горм, Нойдарт, Сгурр-Брик и Лох-Эйлт (рис. 7.10), учитывая каледонское омоложение, укладывается в пределы 715—815 млн. лет [20, 31, 19, 76, 77]. При датировании использовались рубидий-стронциевый метод по мусковиту, аргоновый по мусковиту и уран-свинцовый по циркону и монациту. Полемика в основном сосредоточена вокруг того, соответствуют ли даты порядка 750 млн. лет истинному возрасту пород или они являются частично омоло-

женными, а также определяют ли они морарскую тектонометаморфическую фазу или просто фиксируют кратковременный эпизод магматизма [50].

Пегматитовое тело близ Ардниша, расположенное в гранатовой зоне метасадочных пород Морарской свиты, представляет собой жилу растяжения, пересекающую докембрийские структуры D2, но деформируемую структурами D3, которые не совсем уверенно коррелируются с разломом скольжения Сгурр-Биг [50]. Поуэлл и др. [50] считают, что эта жила, а по аналогии с ней и другие тела не связаны с гренвиллским региональным метаморфизмом пород Морарской свиты, а относятся к самостоятельному комплексу с возрастом около 800 млн. лет, по всей вероятности имеющему неорогенное происхождение. В отличие от них Пясецки и ван Бримен [46] предложили свою модель, основанную на датировании рубидий-стронциевым методом мусковита из мелких пегматитовых жил и линз, залегающих в зонах интенсивных деформаций. По их мнению, в свитах Гленфиннанской и Центрального нагорья имело место образование крупного надвига (разлома скольжения). На примере проявлений Центрального нагорья эти геологи доказывают, что мигматизация ограничена зонами интенсивных деформаций и пусковым механизмом для образования кварц-полевошпатовых сегрегаций послужило именно формирование этой структуры, которая, как и они, имеет морарский возраст. В Гленфиннанской свите их пегматиты, однако, с трудом отличаются от трондъемитоидных лейкосом, которые явно не ограничены зонами скольжения, поэтому вполне возможно, что Пясецки и ван Бримен фиксировали частично омоложенные «гренвиллские» даты. В Кинлохурне, например, их образец был взят всего в 80 м восточнее верхнего крыла надвига Сгурр-Биг [4] и его сильная рассланцованность, возможно, отражает каледонские деформации. Эти противоречивые данные привели Соупера и Андертона [58] к предположению о морарском эпизоде растяжения, связанном с общим растяжением литосферы, которое предшествовало раскрытию океана Япетус. Если это было бы так на самом деле, то влияние растяжения наиболее отчетливо было бы выражено на юго-востоке, в свитах Центрального нагорья и Гленфиннанской, и не распространялось бы на Морарскую свиту (которая до каледонского сжатия по надвигу Сгурр-Биг находилась примерно в 100 км западнее).

7.3.4. Мигматизация разновозрастная и более поздняя по отношению к надвигу. Если температура метаморфизма была достаточно высокой, мигматизация развивалась локально в зонах особенно интенсивных каледонских деформаций. Это наиболее четко выражено в лежащем боку зоны скалывания разло-

ма скольжения Сгурр-Биг. Типичные лейкосомы здесь представлены ровными жилами, параллельными слоистости или плоскостям скольжения. Степень их деформированности колеблется от слабой до сильной, они бывают смяты в складки, синхронные зоне скольжения, или расположены параллельно их осевым плоскостям, но все равно несут зеркала скольжения. Исходя из этого, жилы предположительно рассматриваются как синтетектонические, образованные в процессе интенсивных нарастающих деформаций. В зависимости от состава вмещающих пород жилы имеют трондьемитовидный или гранитоидный состав и зачастую содержат эпидот. На низких ступенях метаморфизма кварцевые жилы имеют такие же структурные особенности, а в гранатовой зоне в них появляется полевой шпат. Представляется, что жилы образованы при субсолидусной дифференциации вещества, пусковым механизмом которой служило резкое уменьшение размера зерен (обеспечивающее увеличение реакционной поверхности), а также доступ флюида, увеличивавшийся в процессе скольжения по разлому. При достаточно быстром движении по разлому в нагревании, возможно, участвовала теплота трения или оказывало влияние перемещение более нагретых пород над холодными ([6], ср. с обратной метаморфической зональностью [49]).

Послеразломная мигматизация в восточной части развития Морарской и западной части развития Гленфиннанской свит представлена пегматитами, одновременными и более поздними по отношению к деформациям D3 (зоне крутых залеганий). В случае когда пегматиты залегают в форме жил растяжения, они, по-видимому, кристаллизовались из подвижных флюидов или внедрившихся расплавов. В других случаях (прежде всего в наиболее поздних телах) жилы не относятся к этому типу, и состав их зависит от состава вмещающих пород, они снабжены меланократовыми оторочками, имеют нечеткие границы и, вероятно, представляют собой субсолидусные обособления. На участке северо-восточнее Сейлена (рис. 7.1) в расположении этих проявлений картированием устанавливается зональность, когда сегрегации, образованные на месте, к западу переходят в зону шириной 2 км с развитием редких пегматитовых жил и мелких даек, которая в свою очередь сменяется породами, где сходную структурную позицию занимают кварцевые жилы с подчиненным полевым шпатом. Там, где кварцевые сегрегации сменяются кварц-полевошпатовыми, можно провести «изограду». Ей отвечает также заметный рост зернистости псаммитов, полный отжиг и исчезновение всех микроструктур, связанных со скольжением и с зонами интенсивных деформаций D3. Соответствующая этому резкая смена явно интрузивных пегматитовых тел (с ровными резкими контактами) телами неправильной

формы, не четко отделяющимися от вмещающих пород с кристаллами, пересекающими контакты, по-видимому, отражает повышение температуры метаморфизма на востоке. Предел распространения пегматитовых интрузий на востоке отсутствует, хотя рекогносцировочные пересечения показывают, что роль сегрегаций, образованных на месте, здесь снижается. Изограда пересекает надвиг Сгурр-Биг, так что в Гленфиннанской свите она проходит южнее озера Лох-Шил, а в Морарской свите севернее озера. В масштабе региона изограда проходит в нескольких километрах западнее основных выходов этого надвига и, возможно, связана с восстановлением теплового режима вслед за увеличением мощности коры благодаря образованию разлома скольжения и складчатости D3 (зоны крутых залеганий).

7.3.5. Поздние пегматиты. Поздние, несомненно, каледонские пегматиты широко распространены по всей восточной части территории, занятой породами Морарской свиты, а также в Гленфиннанской и Лох-Эйлской свитах. Их радиологический возраст колеблется в пределах 430—445 млн. лет [76, 77, 7]. Эти породы обычно представлены отчетливо секущими дайками растяжения, варьирующими по мощности от нескольких сантиметров до нескольких метров и содержащими оба полевых шпата, одну или две слюды и редко гранат. Отдельные жильные свиты имеют ограниченные площади распространения, но в ряде случаев они объединяются в особые пегматитовые комплексы.

Комплекс Лохан-Койр-Шаб занимает ядро крупной антиформной структуры F3 (зоны крутого залегания) в 2 км юго-юго-восточнее Кинлохурна (рис. 7.1). Входящие в его состав пегматиты характеризуются слабо выраженной петроструктурой, ориентированной на северо-северо-восток. Около 70% площади выходов сложены крупнозернистыми графическими пегматитами, остальную часть занимают калишпатсодержащие слюдистые псаммиты. Наиболее ранние пегматиты образуют согласные линзовидные и пластовые тела в ядре крупной антиформной структуры и сложены очень крупнозернистыми, бедными слюдой разностями. Они имеют резкие контакты, содержат беспорядочно ориентированные ксенолиты и, по-видимому, внедрялись в полости, приоткрывавшиеся в замке складки. Аналогичные линзы занимают ядра более мелких антиформных структур и характеризуются вертикальной сланцеватостью, составляющей единое целое с петроструктурой S3 и простирающейся по азимуту 30°. С более поздними внедрениями связано образование *глыбовых* мигматитов, которые приурочены к псаммитам, падающим на юго-запад. Они также имеют сланцеватость северо-северо-восточной ориентировки и пересекаются



Рис. 7.11. Поздние пегматиты и ассоциирующиеся с ними рести́ты комплекса Лохан-Койр-Шаб. *a* — пегматит, содержащий темные ксенолиты рести́та (правее компаса) и реакционные каймы на границе с вмещающими псаммитами (левее компаса). Рукоятка молотка параллельна слонности псаммитов; *б* — пегматит (светлое) с очень широкими полосами рести́тов (в левой части снимка). Псаммиты (ниже молотка) простираются слева направо. Правее молотка лейкосома выклинивается и остаются только псаммиты и рести́т.



Рис. 7.12. Богатый кварцем аплит, образованный на месте, брекчирует вмещающие псаммиты.

крупной свитой мощных северо-восточных даек с северо-западными апофизами. Эти дайки часто имеют сложное строение и отчетливые реакционные полосы на контакте с вмещающими псаммитами (рис. 7.11, а). Реакционные зоны обогащены слюдой и гранатом, резко обеднены полевым шпатом и, очевидно, представляют собой реститы. Материал дайковой свиты не мог целиком заимствоваться из местных псаммитов, относительно обедненных полевыми шпатами, а обилие родственных включений, аналогичных реститам, даже в дайках без реакционных зон позволяет предполагать, что они отделились от подобных пород на некоторой глубине. Местами соотношение пегматитов, реститов и псаммитов согласуется все же с представлением о местном отщеплении даек, даже об извлечении вещества непосредственно из данного участка (рис. 7.11, б). Многие из даек кажутся интрузивными телами, так как они вызывают незначительное смещение блоков псаммитов и в них обнаруживается флюидалность в расположении листочков мусковита. Как материал местного происхождения, так и поступивший извне, по-видимому, находились в расплавленном состоянии. В других местах (см., например, рис. 7.12) в слепых жилах и линзах обогащенных кварцем аплитов с петроструктурой северо-северо-восточной ориентировки содержатся обломки кварцитов. Эти жилы, по-видимому, образовались в результате частичного плавления на месте. Все упомянутые тела пересека-

ются вторым большим роем крупнозернистых мусковитовых пегматитов северо-западного простираания. Они слагают отдельные дайки с поперечной зональностью, направленной к центру, сохраняют реликтовую ориентировку полосчатости в перегородках вмещающих пород, но содержат редкие родственные включения. Рой даек имеет форму развернутой складки, осевая плоскость которой совпадает с осевой плоскостью крупной антиформной структуры F3, и дайки, вероятно, внедрились до окончательного ее становления.

Валовой состав дистального члена дайкового роя, залегающего параллельно осевой плоскости структуры F3, представлен в табл. 7.2. Он, по существу, отвечает составу котектики и мог плавиться, по данным Винклера [82], при температуре 650 °C и давлении 5 кбар, но имеет неожиданно высокую основность плагиоклаза. Подобный валовой состав имеют некоторые слюдяные псаммиты Гленфиннанской свиты [4], и одним из способов образования такого пегматита могло быть частичное плавление псаммита до той стадии, при которой все полевые шпаты были израсходованы и остались только кварц, слюда и гранат. Это в точности соответствует составу рестита на участке Лохан-Койр-Шаб. Геохимия редких и рассеянных элементов пегматита не противоречит этой модели. Низкое содержание бария, умеренное рубидия и высокое стронция, высокие отношения K/Rb, K/Ba и Sr/Ba и низкие Ba/Rb, Rb/Sr и Ca/Sr позволяют предполагать равновесие с реститом, обогащенным слюдой, но не содержащим полевых шпатов. Высокие отношения Ca/Y и низкое общее содержание редкоземельных элементов показывают, что важными компонентами рестита были тяжелые минералы.

Эта фаза мигматизации по времени совпадает с самыми поздними стадиями деформаций D3 и, по-видимому, отвечает подъему и падению геоизотерм. При этом выходящие ныне на поверхность породы пребывали при температуре выше солидуса меньшее время, чем породы более глубоких горизонтов. Первичной причиной частичного плавления, вероятно, было тектоническое увеличение мощности вследствие деформаций D3, так как непохоже, чтобы эти интрузивные пегматиты были существенно перегреты. Флюиды, образовавшиеся при дегидратации пород Морарской свиты, ранее претерпевших метаморфизм низкой ступени и находившихся на незначительной глубине под разломом скольжения Сгурр-Биг, могли просачиваться вверх к ядру антиформы и способствовать частичному плавлению.

Поздние пегматиты других участков Гленфиннанской свиты аналогичны породам района Лохан-Койр-Шаб. Далее к востоку большая часть пегматитов образована после полного завер-

шения деформаций D3 (хотя местами они все же слабо деформированы) и повсеместно встречается в форме дайковых свит и пластовых тел без определенного источника (как, например, «розовые лейкограниты и аплиты», описанные Толботом [67]).

Эти породы выделяются своей розовой окраской, преобладанием микроклина и альбита и обычным присутствием двух слюд. По химическому составу они сопоставимы с очень кислыми магматическими породами (табл. 7.2). По-видимому, они представляют раннюю стадию главной фазы каледонского магматизма, которая охватывает образование крупных комплексов гранодиоритовых жил [18] и плутонов с возрастом 435 ± 10 млн. лет, таких, как Строншианский массив [47].

7.3.6. *Мигматиты контактовых ореолов.* Типичным каледонским массивом «гранитов типа I» является Строншианский гранодиоритовый массив (рис. 7.1), внедрившийся вблизи границы Гленфиннанской и Лох-Эйлской свит около 435 млн. лет назад [40, 41, 47, 43]. В хорошо обнаженной западной части его контактового ореола складки слоистости и трондземитонидных лейкосом становятся заметными на расстоянии нескольких сот метров к западу от массива. По направлению к контакту они сгущаются, в них появляется кливаж осевой плоскости и, наконец, они переходят в лежащие изоклинальные складки. Полупелиты во внутренней 300-м зоне ореола характеризуются вертикальной плоскостной петроструктурой, параллельной контактовой поверхности массива и огибающей порфириобласты полевых шпатов и будины кварцитов и основных даек (по-видимому, аппинитов). Это соответствует «брекчии», описанной Мак-Грегором и Кеннеди [33] (рис. 7.13). Метаосадочные породы по резкому контакту граничат с интенсивно рассланцованными тоналитами, которые включают будинированные основные дайки, ксенолиты с очковой текстурой и фенокристаллы плагиоклаза. В глубь массива сланцеватость ослабевает, а дайки прослеживаются по разобщенным ксенолитам, пересеченным жилами гранодиоритового материала, которые свидетельствуют о том, что во время деформации «граниты» находились в полужидком состоянии, и подтверждают точку зрения, согласно которой источником напряжений служила сила внедрения, а не региональные тектонические деформации.

Температурный ореол массива наложен на силлиманитовую зону регионального метаморфизма и искажает конфигурацию силлиманит-калишпатовой зоны, расширяя ее к западу. Внутренняя кордиерит-калишпатовая (+гранат) зона протягивается на 300 м к западу от массива и до 2 км к востоку. Эшуорт и Чиннер [2] провели термобарометрию контактового ореола Строншианского массива по паре кордиерит—гранат и устано-

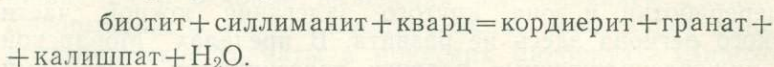


Рис. 7.13. Будины дайки метабазита в шлировом полупеллите у контакта с гранитами Строншианского массива.

вили, что все мигматиты в кордиерит-калишпатовой зоне претерпели частичное плавление при температуре $690\text{--}700^\circ\text{C}$ и давлении $4,2\text{--}4,7$ кбар. Они считали, что мигматиты контактового ореола представляют кульминацию процесса региональной мигматизации, но это неверно, так как региональные трондьемитоидные мигматиты имеют докембрийский возраст. После более детального изучения Тайлер и Эшуорт [75] пришли к выводу, что трондьемитоидные лейкосомы и отчасти гранитоидные лейкосомы являются переработанными региональными мигматитами, но некоторые микропертитовые гранитоидные лейкосомы в силлиманит-калишпатовой и кордиерит-калишпатовой зонах образованы путем частичного плавления. Эти исследователи рассчитали изограду исчезновения муковита при 645°C и $X_{\text{H}_2\text{O}}=0,85$ и кордиерит-калишпатовую изограду при 690°C и $X_{\text{H}_2\text{O}}=0,6$ для давления в обоих случаях $4,1\pm 0,4$ кбар. Вследствие низкого давления (ниже инвариантной точки на пересечении кривых дегидратации муковита и плавления «гранита») плавление с дегидратацией в муковит-силлиманит-калишпатовой зоне не имело места (ср. [73]). Так как мигматиты Глен-Тарберта (см. разд. 7.3.2), по-видимому, образовались при температуре выше этой инвариантной точки, может оказаться возможным различать по структуре регио-

нальные и наложенные термальные силлиманит-калишпатовые зоны.

Тайлер и Эшуорт [75] смоделировали кордиерит-калишпатовую изограду по реакции:



Калишпат и вода будут немедленно израсходованы при частичном плавлении, которое во внутренней части ореола должно быть повсеместным. Отсутствие явных лейкосом было приписано Тайлером и Эшуортом влиянию деформаций, при которых расплав распределялся в форме межзерновых пленок. Полужидкая кристаллическая масса, образовавшаяся таким путем, должна была иметь очень низкую вязкость [79] и в породе, возможно, представлена полупелитовой матрицей «брекчии». Этот материал богат калишпатом и мог претерпеть высокую степень частичного плавления при относительно низкой температуре (табл. 7.2).

Аналогичные мигматиты встречаются в кордиерит-калишпатовой зоне массива Глен-Скаддл (рис. 7.1), где Эшуортом и Чиннером [2] предполагается несколько более высокое давление по сравнению со Строншианским массивом, хотя здесь и отмечается андалузит. Следует иметь в виду, что массив Глен-Скаддл имеет не каледонский возраст, как это представлялось Эшуорту и Чиннеру: он оказывается моложе докембрийских деформаций D1 Стоукера [64] (по-видимому, отвечающих деформациям D1 и D2 Холдсуорта и Робертса [25]), но деформирован крупными напряженными структурами D2 и D3. По своему структурному положению этот массив больше похож на сиенитовый массив Глен-Дессари с возрастом 456 млн. лет [78, 55], чем на Строншианский гранодиоритовый массив.

7.4. Мигматиты Сатерленда

7.4.1. Введение. Мигматиты Мойнской серии Сатерленда были изучены одними из первых [53, 13], но в настоящее время, за исключением крайне западных проявлений у Бен-Клибрека, им уделяется мало внимания. Соупер и Браун [60] считают все структуры Мойнской серии Сатерленда каледонскими. По их мнению, метаморфизм известково-силикатных и пелитовых пород, усиливающийся в восточном направлении и достигший кульминации в форме мигматизации, также имеет каледонский возраст. Более поздние исследования Барра [4] показали, что эти представления являются слишком упрощенными. Мигматиты, залегающие в породах с характерными чертами Морарской свиты, и мигматиты, вмещающие породы которых имеют осо-

бенности Гленфиннанской свиты, отделены друг от друга крупной зоной интенсивных пластических деформаций, находящейся, по-видимому, на северном продолжении надвига Сгурр-Биг. Этот разлом образует восточный фронт интенсивной каледонской переработки, и зона крутого залегания южной части Мойнского региона здесь не развита. В пределах Морарской свиты нижерасположенные надвиги трассируются выходами льюисских пород, залегающих в пределах зон плитчатых псаммитов. Другие выходы льюисских пород приурочены к ядрам изоклинальных каледонских складок. Нейверский надвиг [39] залегает выше льюисских пород и фиксирует основание ассоциации Беттихилл (ср. [59]). Эти мигматитовые псаммиты и полупелиты залегают между типично морарскими и гленфиннанскими породами и, возможно, представляют восточную фацию морарской свиты, которая в южной части Мойнского региона погребена под разломом скольжения Сгурр-Биг.

7.4.2. *Ранние мигматиты.* «Гленфиннанская свита» представлена гранатосодержащими метапелитами и слюдястыми метасаммитами, в которых проявлена ранняя трондьемитонидная мигматизация типа послонных инъекций. В противоположность точке зрения Соупера и Брауна [60] как лейкосомы, так и зерна граната превращены в очковые выделения в рассланцованных породах висящего бока зоны надвига Сгурр-Биг. Части ассоциации Беттихилл (особенно полевошпатовые псаммиты) также сильно мигматизированы. Остальные породы, принадлежащие Морарской свите, не содержат ранней мигматизации, за исключением плохо обнаженных пелитов Кнок-Сгриод в 1 км к западу от надвига Сгурр-Биг. Они являются единственными «гранатосодержащими пелитами», легко поддающимися мигматизации во всей Морарской свите Сатерленда, поэтому отсутствие ранних мигматитов в остальной части кианитовой зоны, по-видимому, обусловлено литохимическим фактором. В выходах льюисских роговообманковых и кислых гнейсов отмечается домойнская фаза мигматизации. Четко выраженная петроструктура LS в лежащем боку зоны скалывания Сгурр-Биг по падению переходит в каледонскую регионально-метаморфическую петроструктуру S2, которую Соупер и Браун [60] проследили до милонитов Мойнской зоны надвигов. В напряженных опрокинутых складках эта петроструктура является кливажом осевой плоскости; местами она переходит в кливаж скольжения и усиливается, переходя в зоны скольжения и по краям выходов льюисских пород. Очковые порфиробласты граната в «морарских» полупелитах подчиняются петроструктуре S2, но сохраняют следы включений, фиксирующих более ранние деформации S1. Очевидно, их можно сопоставить с гранатами MR1, сохранившимися в контактовом ореоле гранитного массива

ва Карн-Чуинниг, имеющего возраст 560 млн. лет [31, 80], и, следовательно, тоже считать докембрийскими. Далее к западу кианит, гранат и ставролит в пелитах района Миди превращаются в очковые выделения под влиянием каледонских деформаций, а Р. Холдсуорт (личное сообщение) обнаружил докембрийские гранаты в мойнских милонитах. Широкое развитие мигматизации, таким образом, является следствием как сжатия области широтной докембрийской зональности метаморфизма под действием каледонских пластичных надвигов (разломов скольжения), так и тектонического перекрывания докембрийскими мигматитами пород Морарской свиты низкой ступени метаморфизма уже после того, как эти мигматиты, по существу, остыли.

7.4.3. Поздние мигматиты. Довольно простая картина, описанная выше, осложняется каледонским метаморфизмом, а в восточной части территории и мигматизацией. По опыту изучения других частей Мойнского региона (например, [68, 4]) видно, что известково-силикатные породы, за исключением ассоциаций наиболее высокой ступени метаморфизма (анортит + пироксен), резко обедненных щелочами, в ходе каледонского метаморфизма обычно подвергаются ретроградному преобразованию. Известково-силикатные зоны, выделенные Соупером и Брауном [60], по-видимому, являются каледонскими, и степень метаморфизма в них в ассоциации Беттихилл и в Гленфиннанской свите растет от аналога биотитовой зоны на западе до аналога силлиманитовой зоны на востоке. Этот вывод подтверждается на примерах редких «послегренвиллских» горизонтов (например, в контактовом ореоле массива Карн-Чуинниг и ряде метабазитовых тел), в которых устанавливается только каледонский метаморфизм. В восточной части площади распространения Морарской свиты имеется несколько проявлений гранитов (см. ниже) и пегматитов, которые на основании геологических взаимоотношений, петрографических особенностей и относительного возраста могут быть отнесены к поздним мигматитам; к ним относятся:

1. Жилы и линзы, сложенные крупнозернистым белым кварцем, альбит-олигоклазом и калишпатом, которые встречаются в зоне пластичного надвига Сгурр-Биг. Они имеют меланократовые оторочки и слабо будинированы, но в целом деформированы слабее, чем трондьемитовидные лейкосомы. По-видимому, эти породы представляют собой результат местной сегрегации вещества, вызванной надвигообразованием.

2. Сogласные, явно интрузивные пластовые тела «розовых гранитов» мощностью от 10 см до 30 м с разноориентированными ксенолитами и пегматитовыми апофизами, проникающими во вмещающие породы. Они пересекают складки слоистости

F2, но сами имеют петроструктуру LS, параллельную S2, и в зависимости от своей ориентировки обнаруживают будинаж или птигматовую складчатость. Они могут считаться одновозрастными или более поздними по отношению к деформациям D2. Жилы имеют состав гранита или гранодиорита и сложены гипидиоморфнозернистым плагиоклазом Ap_{20} , подчиненными микроклином и кварцем, а также аксессуарными роговой обманкой, биотитом, сфеном, магнетитом и цирконом. В 1 км западнее надвига Сгурр-Биг они полностью исчезают. Менее мощные тела больше обогащены микроклином, в них отсутствует роговая обманка, но зато появляется в небольшом количестве гранат; кварцевые выделения вытянуты в виде полос, а двойники полевого шпата деформированы.

3. Почти согласные «гранитные» и пегматитовые жилы мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров с контактами, обычно падающими к северу. Более крупные из них имеют отчетливые «гранитные» ядра и пегматитовые краевые части. И те и другие состоят из равных количеств кварца, микроклина и табличек плагиоклаза Ap_{10} . Они несут слабое рассланцевание S2, при котором перекристаллизованный кварц облекает крупные порфиорокласты пертита и антипертита. В 2 км западнее разлома Сгурр-Биг жил становится довольно много, и в восточном направлении степень деформированности их увеличивается. В зонах интенсивных деформаций D2 они, по-видимому, представлены комплексом жил с птигматитовой складчатостью, S-образный профиль которых позволяет предполагать, что первоначально они залегали в виде тел, падающих к северу.

4. Очень крупнозернистые (несколько сантиметров) кварц-альбит-микроклиновые графические пегматиты с незначительной внутренней деформацией, пересекающей плоскостную петроструктуру в зоне скольжения и в перекрывающих ее породах Гленфиннанской свиты.

Проявления групп 2—4 являются явно интрузивными магматическими и, по-видимому, образуют последовательность, которая, судя по степени деформированности, соответствует также возрастной последовательности. Хотя некоторые из проанализированных Брауном [9] пластовых тел оказались аггаитовыми, более основные члены ряда имеют состав и особенности «гранитов типа I», для которых предполагается мантийный или нижнекоровый источник. Эти гранитоиды петрографически близки к Вейгастийскому комплексу малых интрузий, которые выходят на поверхность еще западнее, и к массиву Лох-Койр в 7 км к югу. Гранитоидные sill мощностью 30 м и гранитоиды района Вейгасты-Бридж включают аналогичную раннюю тоналит-диоритовую фазу (Р. Холдсуорт, устное сообщение).

Любопытно, что до- или последеформационный (D2) возраст Вейгастийского комплекса служил предметом дискуссии [60, 16, 39]. Но если эти граниты внедрялись в процессе продолжительных и нарастающих деформаций, то следует ожидать, что они будут пересекать структуры D2 и сами пересекаться ими, хотя в любом случае датировка 405 ± 11 млн. лет, полученная уран-свинцовым методом по циркону и монациту для гранитов Вейгасты-Бридж [47], представляется неожиданно молодой.

7.4.4. *Обсуждение результатов.* Браун [9, 10] и Соупер и Браун [60] предполагают тесную генетическую связь между полосчатыми мигматитами и более поздними, в которых лейкосома имеет форму пластовых и жильных тел. Ясно, однако, что, если одни являются докембрийскими, а другие каледонскими, такой связи быть не может. Как считает Браун, трондьемитоидные лейкосомы вряд ли являются продуктами частичного плавления и образовались, по-видимому, в результате субсолидусных процессов. Однако с признанием существования крупной надвиговой границы, разделяющей Морарскую и Гленфиннанскую свиты, отпадает необходимость в привлечении метасоматоза для объяснения различий их химизма. При этом осадочные предшественники мигматитов, очевидно, отлагались ближе к южной Гленфиннанской свите (где часто встречаются натровые пелиты), чем к соседней Морарской свите. Интрузивные пластовые тела и жилы возникли, по-видимому, при дифференциации гранодиоритовой или тоналитовой магмы и содержат фенокристаллы, вероятно имеющие кумулюсное происхождение, поэтому совсем не обязательно, чтобы эти породы имели состав *минимального* расплава. Но даже в этом случае многие образцы Брауна [9] на четверной диаграмме Q—Ab—An—Or при $P_{H_2O} = 5 \div 7$ кбар [82] ложатся вблизи поверхности котектики, хотя их проекции на стороны Q—Ab—Or и An—Ab—Or обнаруживают разброс от точки тройного минимума. Так как ранние мигматиты были тектонически надвинуты на породы Морарской свиты, нет также необходимости в представлении об обратном температурном градиенте, и, вероятнее всего, истинные каледонские изограды залегают нормально и падают на запад (хотя незначительное кратковременное нарушение их во время надвигообразования, возможно, имело место). К сожалению, характер местности к западу от Бен-Клибрека не позволяет подтвердить это.

Остальные мигматиты Сатерленда плохо обнажены и слабо изучены. Однако, распространив данные по району Бен-Клибрек, можно предположить, что как ранние трондьемитоидные мойнские мигматиты, так и льюисский фундамент, обнаруживающий домойнскую мигматизацию, были переработаны с

образованием поздних каледонских мигматитов. Судя по описанию Рида [53], большая часть явно посттектонических мигматитов включает магматические лейкосомы, и большинство их выходов картируются как граниты. Некоторые из них имеют каледонский возраст (например, Рогартский комплекс, по Соуперу [57]), но комплекс Страт-Холладейл площадью около 300 км² (рис. 7.1), который образовался после ранних фаз деформации и мигматизации [32, 65], сам, по крайней мере частично, является докембрийским (649 ± 30 млн. лет, по данным М. Брука, цит. по [44]). Недеформированный характер этого комплекса позволяет считать, что породы по разлому скольжения Сгурр-Биг надвигались в виде жесткого единого покрова и что каледонские структурные возрастные маркеры отсутствуют. С другой стороны, преобладание магматических лейкосом должно облегчить радиологическое датирование.

7.5. Заключение

На примере геологии Мойнской серии видна длительная эволюция докембрийских и каледонских деформаций и метаморфизма, приведшая к образованию сложного комплекса мигматитов, правильная интерпретация которых возможна только с учетом их структурных взаимоотношений. Прежнее стремление найти единый механизм образования разновозрастных генераций мигматитов привело к ошибкам. На практике оказывается вполне приемлемым грубое деление мигматитов на ранние (сильнодеформированные) и поздние (слабодеформированные) при условии, что знание региональной структуры позволяет различать зоны аномально низких и аномально высоких деформаций.

Наиболее ранняя, широко распространенная мигматизация в породах Мойнской серии связана с пиком метаморфизма в кианитовой и силлиманитовой зонах. Она привела к образованию субсолидных трондьемитоидных лейкосом и имеет, по видимому, гренвиллский (около 1 млрд. лет) возраст. Комплекс дометаморфических интрузий был также мигматизирован и в настоящем виде представлен гранитогнейсами Западного нагорья Шотландии. Эти ранние мигматиты подверглись интенсивным деформациям, прежде чем возобновилась локальная мигматизация. В районе озера Лох-Квойх она выразилась в частичном плавлении калишпатсодержащих пород в определенных структурных зонах, вероятно происходившем в докембрии, а возможно, и в раннекаледонское время. В силлиманитовой зоне в окрестностях Глен-Тарберта более широко распространенное частичное плавление полупелитов привело к образованию *шпировых* мигматитов, вещество которых облада-

ло подвижностью, имея консистенцию полужидкой кристаллической массы. Для всех поздних мигматитов характерно неполное разделение расплава и рестита, в результате чего в лейкосомах содержится реститовый материал, а в меланосомах остаются пленки интерстициального расплава. Морарские пегматиты (715—815 млн. лет) оказываются более молодыми, чем трондьемитоидные мигматиты, однако их взаимоотношения с более поздними событиями неясны. Возобновившаяся субсолидусная дифференциация связана с каледонскими пластичными надвигами (разломами скольжения) и сопровождавшей их новой напряженной складчатостью. Дифференциация, по-видимому, контролировалась уменьшением зернистости с ростом степени деформации и свободным доступом флюидов, а также нарушением температурного режима в результате увеличения мощности коры. На фоне затухания каледонских деформаций произошло внедрение нескольких серий пегматитовых даек, часть которых относится к центральным комплексам, где имело место частичное плавление мойнских вмещающих пород. Мигматиты Сатерленда обнаруживают признаки аналогичного пути развития, но поздние лейкосомы здесь содержат относительно больше магматического материала.

Ранние субсолидусные трондьемитоидные лейкосомы в условиях возобновившихся метаморфизма высокой степени и мигматизации оказываются чрезвычайно устойчивыми, если только они предварительно не подвергались дроблению при очень сильных деформациях. В большинстве же случаев деформации придают лейкократовым жилам новую петроструктуру, вызывая при этом лишь слабую перекристаллизацию и совсем не приводя к повторной дифференциации вещества. Именно это имеет место в районе восточнее Кинлохурна, где Таннер [68] выделил ранние и поздние мигматиты, считая, что основная масса лейкократового материала является поздней, и где на самом деле поздними оказываются только крупные секущие пегматиты, а большая часть лейкосом — докембрийскими, но с петроструктурой, переработанной в каледонское время. Трондьемитоидные лейкосомы сохраняют свою целостность даже тогда, когда они повторно метаморфизуются в силлиманит-калишпатовой и до некоторой степени в кордиерит-калишпатовой зоне. По-видимому, из-за малого количества свободной воды в этих уже метаморфизованных породах плавление с дегидратацией было приурочено к мусковитсодержащим мезосомам, а не к сухим кварц-плагноклазовым лейкосомам. Аналогичный ход развития повторной мигматизации можно предполагать в других участках переработанного фундамента, например в выходах гренвиллских пород в Аппалачах, поэтому следует с большой осторожностью идентифицировать в широком смысле слова

одновременные эпизоды мигматитообразования в конкретном участке, которые кажутся связанными друг с другом.

Благодарности. Автор благодарит Майка Атертона, Тони Харриса и Майка Бродертона, а также бывших и теперешних коллег из Ливерпульского университета, Британской геологической службы и Общества по изучению Мойнской серии за помощь, поддержку и оживленные дискуссии. Автор также благодарен Брайану Стивесону за разрешение использовать его анализы горных пород. Настоящая работа проводилась во время практики в Совете по изучению природной среды и публикуется с одобрения директора Британской геологической службы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Aftalion M., van Breemen O.* (1980) U-Pb zircon, monazite and Rb/Sr whole-rock systematics of granitic gneiss and psammitic to semipelitic host gneiss from Glenfinnan, northwestern Scotland. *Contrib. Miner. Petrol.* **72**, 87—98.
2. *Ashworth J. R., Chinner G. A.* (1978) Coexisting garnet and cordierite in migmatites from the Scottish Caledonides. *Contrib. Miner. Petrol.* **65**, 379—394.
3. *Bailey E. B., Mauje H. B.* (1916) The geology of Ben Nevis, Glen Coe and the surrounding area. *Mem. Geol. Surv. G. B.*
4. *Barr D.* (1983a) Genesis and Structural Relations of Moine Migmatites. Unpubl. Ph. D. Thesis, Univ. Liverpool.
5. *Barr D.* (1983b) Geochemical constraints on migmatitisation in the Moine rocks of Scotland. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, eds. *Ather-ton M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich*, 297—298.
6. *Brewer J. A.* (1981) Thermal effects of thrust faulting. *Earth Planet Sci. Lett.* **56**, 233—244.
7. *Brewer M. S., Brook M., Powell D.* (1979) Dating of the tectonometamorphic history of the southwester Moine, Scotland. In: *The Caledonides of the British Isles—Reviewed*, eds. *Harris A. L., Holland C. H., Leake B. E.*, *Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.* **8**, 129—137.
8. *Brook M., Powell D., Brewer M. S.* (1976) Grenville age for rocks in the Moine of northwestern, Scotland. *Nature*, **260**, 515—517.
9. *Brown P. E.* (1967) Major element composition of the Loch Coire migmatite complex, Sutherland, Scotland. *Contrib. Miner. Petrol.* **14**, 1—26.
10. *Brown P. E.* (1971) The origin of granitic sheets and veins in the Loch Coire migmatites, Scotland. *Miner. Mag.* **38**, 446—450.
11. *Butler B. C. M.* (1965) A chemical study of some rocks of the Moine Series of Scotland. *Q. J. Geol. Soc. Lond.* **121**, 162—203.
12. *Chappell B. W., White A. J. R.* (1974) Two contrasting granite types. *Pacific. Geol.* **8**, 173—174.
13. *Cheng Y.* (1944) The migmatite area around Bettyhill, Sutherland. *Q. J. Geol. Soc. Lond.* **99**, 107—154.
14. *Dalziel I. W. D.* (1966) A structural study of the granitic gneiss of western Ardgour, Argyll and Inverness-shire. *Scott. J. Geol.* **2**, 125—152.
15. *Dalziel I. W. D., Brown R. L.* (1965) The structural dating of sillimanite-grade metamorphism of the Moines in Ardgour (Argyll) and Moidart (Inverness-shire). *Scott. J. Geol.* **1**, 304—311.
16. *Fergusson I. W.* (1978) Structural age of the Vagastie Bridge granite, Sutherland. *Scott. J. Geol.* **14**, 89—92.
17. *Fettes D. J.* (1979) A metamorphic map of the British and Irish Caledonides.

- In: *The Caledonides of the British Isles-Reviewed*, eds. *Harris A. L., Holland C. H., Leake B. E.*, Spec. Publ. Geol. Soc. Lond. 8, 307—321.
18. *Fettes D. J., Macdonald R.* (1978) Glen Garry vein complex. *Scot. J. Geol.* 14, 335—358.
 19. *Fitch F. J., Miller J. A., Mitchell J. G.* (1969) A new approach to radio-isotopic dating in orogenic belts. In: *Time and Place in Orogeny*, eds. *Kent P. E., Satterthwaite G. E., Spencer A. M.*, Spec. Publ. Geol. Soc. Lond. 3, 157—195.
 20. *Giletti B. J., Moorbath S., Lambert R. St. J.* (1961) A geochronological study of the metamorphic complexes of the Scottish Highlands. *Q. J. Geol. Soc. Lond.* 117, 233—272.
 21. *Gould D.* (1966) *Geochemical and Mineralogical Studies of the Granitic Gneiss of Western Ardgour, Argyll*. Unpubl. Ph. D. Thesis, Univ. Edinburgh.
 22. *Harris A. L., Baldwin C. T., Bradbury H. J., Johnson H. D., Smith R. A.* (1978) Ensialic basin sedimentation: the Dalradian Supergroup. In: *Crustal Evolution in Northwestern Britain and Adjacent Regions*, eds. *Bowes D. R., Leake B. F.*, *Geol. J. Spec. Issue* 10, 115—138.
 23. *Harry W. T.* (1953) The composite granitic gneiss of Western Ardgour, Argyll. *Q. J. Geol. Soc. Lond.* 109, 285—308.
 24. *Helgeson H. C., Delany J. M., Nesbitt H. W., Bird D. K.* (1978) Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Am. J. Sci.* 278A.
 25. *Holdsworth R. E., Roberts A. M.* (1984) A study of early curvilinear fold structures and strain in the Moines of the Glen Garry region. Inverness-shire. *J. Geol. Soc. Lond.* 141, 327—338.
 26. *Johnson M. R. W.* (1983) Torridonian-Moine. In: *Geology of Scotland*, ed. *Craig G. Y.*, Scottish Academic Press, Edinburgh, 49—75.
 27. *Johnson M. R. W., Sanerson D., Soper N. J.* (1979) Deformation in the Caledonides of England, Ireland and Scotland. In: *The Caledonides of the British Isles-Reviewed*, eds. *Harris A. L., Holland C. H., Leake B. E.*, Spec. Publ. Geol. Soc. Lond. 8, 165—186.
 28. *Johnstone G. S.* (1975) The Moine Succession. In: *A Correlation of Precambrian Rocks in the British Isles*, eds. *Harris A. L., Shackleton R. M., Watson J. V., Downie C., Harland W. B., Moorbath S.*, Spec. Rep. Geol. Soc. Lond. 6, 30—42.
 29. *Johnstone G. S., Smith D. I., Harris A. L.* (1969) Moinian assemblage of Scotland. *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.* 12, 159—180.
 30. *Kennedy W. Q.* (1949) Zones of progressive metamorphism in the Moine Schists of the Western Highlands of Scotland. *Geol. Mag.* 86, 43—56.
 31. *Long L. E., Lambert R. St. J.* (1963) Rb—Sr isotopic ages from the Moine Series. In: *The British Caledonides*, eds. *Johnson M. R. W., Stewart F. H., Oliver and Boyd*, Edinburgh, 217—247.
 32. *McCourt W. J.* (1980) The geology of the Strath Halladale-Altnabreac district. *Inst. Geol. Sci. Environmental Protection Univ. Rep. No.* 80-1.
 33. *MacGregor A. G., Kennedy W. Q.* (1932) The Morvern-Strontian «granite». *Summ. Progr. Geol. Surv. G. B. for 1931*, 105—119.
 34. *McLellan E. L.* (1983) Contrasting textures in anatexitic and metamorphic migmatites: an example from the Scottish Caledonides. *J. Metamorphic Geol.* 1, 241—262.
 35. *Masuda A., Nakamura N., Tanaka T.* (1973) Fine structures of mutually normalised rare-earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 239—248.
 36. *Mercy E. L. P.* (1963) The geochemistry of some Caledonian granitic and metasedimentary rocks. In: *The British Caledonides*, eds. *Johnson M. R. W., Stewart F. H., Oliver and Boyd*, Edinburgh, 189—215.
 37. *Moorbath S., Taylor P. N.* (1974) Lewisian age for the Scardroy mass. *Nature* 250, 41—43.
 38. *Moorhouse S. J., Moorhouse V. E.* (1978) Discussion of Fergusson (1978). *Scott. J. Geol.* 15, 69—70.

39. *Moorhouse V. E., Moorhouse S. J.* (1983) The geology and geochemistry of the Strathly complex of north-east Sutherland, Scotland. *Miner. Mag.* **47**, 123—137.
40. *Munro M.* (1965) Some structural features of the Caledonian granite complex at Strontian, Argyllshire. *Scott. J. Geol.* **1**, 152—175.
41. *Munro M.* (1973) Structures in the south-eastern portion of the Strontian granite complex, Argyllshire. *Scott. J. Geol.* **9**, 99—108.
42. *Newton R. C., Haselton H. T.* (1981) Thermodynamics of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. In: *Thermodynamics of Minerals and Melts*, eds. *Newton R. C., Navrotsky A., Wood B. J.*, Springer-Verlag, New York etc., 131—147.
43. *Pankhurst R. J.* (1979) Isotope and trace element evidence for the origin and evolution of Caledonian granites in the Scottish Highlands. In: *Origin of Granite Batholiths: Geochemical Evidence*, eds. *Atherton M. P., Tarney J., Shiva, Nantwich*, 18—33.
44. *Pankhurst R. J.* (1982) Geochronological tables for British igneous rocks. In: *Igneous Rocks of the British Isles*, ed. *Sutherland D. S.*, Wiley, Chichester, 575—581.
45. *Peach B. N., Horne J. Woodward H. B., Clough C. T., Harker A., Webb C. B.* (1910) The geology of Glenelg, Lochalsh and the south-east part of Skye. *Mem. Geol. Surv.* G. B.
46. *Piasecki M. A. J., van Breemen O.* (1983) Field and isotopic evidence for a c. 750 Ma tectonothermal event in Moine rocks in the Central Highland region of the Scottish Caledonides. *Trans. R. Soc. Edin. Earth Sci.* **73**, 119—134.
47. *Pidgeon R. T., Aftalion M.* (1978) Cogenetic and inherited zircon U+Pb systems in granites: Palaeozoic granites of Scotland and England. In: *Crustal Evolution in Northwestern Britain and Adjacent Regions*, eds. *Bowes D. R., Leake B. E.*, *Geol. J. Spec. Issue* **10**, 183—220.
48. *Powell D.* (1974) Stratigraphy and structure of the western Moine and the problem of Moine orogenesis. *J. Geol. Soc. Lond.* **130**, 575—593.
49. *Powell D., Baird A. W., Charnley N. R., Jordan P. J.* (1981) The metamorphic environment of the Sgurr Beag Slide; a major crustal displacement zone in Proterozoic, Moine rocks of Scotland. *J. Geol. Soc. Lond.* **138**, 661—673.
50. *Powell D., Brook M., Baird A. W.* (1983) Structural dating of a Precambrian pegmatite in Moine rocks of northern Scotland and its bearing on the status of the «Morarian» orogeny. *J. Geol. Soc. Lond.* **140**, 813—823.
51. *Ramsay J. G.* (1958) Moine—Lewisian relations at Glenelg, Inverness-shire. *Q. J. Geol. Soc. Lond.* **113**, 487—523.
52. *Rathbone P. A., Coward M. P., Harris A. L.* (1983) Cover and basement: a contrast in style and fabrics. *Mem. Geol. Soc. Am.* **158**, 213—223.
53. *Read H. H.* (1931) The geology of central Sutherland. *Mem. Geol. Surv.* G. B.
54. *Roberts A. M., Harris A. L.* (1983) The Loch Quoich Line—a limit of early Palaeozoic crustal reworking in the Moine of the Northern Highlands of Scotland. *J. Geol. Soc. Lond.* **140**, 883—892.
55. *Roberts A. M., Smith D. I., Harris A. L.* (в печати) The structural setting and tectonic significance of the Glen Dessary syenite, Inverness-shire. *J. Geol. Soc. Lond.*
56. *Siegel S.* (1956) *Nonparametric Statistics for the Behavioral Sciences.* McGraw-Hill, New York.
57. *Soper N. J.* (1963) The structure of the Rogart igneous complex, Sutherland, Scotland. *Q. J. Geol. Soc. Lond.* **119**, 445—478.
58. *Soper N. J., Anderton R.* (1984) Did the Dalradian slides originate as extensional faults? *Nature* **307**, 357—360.
59. *Soper N. J., Barber A. J.* (1982) A model for the deep structure of the Moine thrust zone. *J. Geol. Soc. Lond.* **139**, 127—138.
60. *Soper N. J., Brown P. E.* (1971) Relationship between metamorphism and migmatitisation in the northern part of the Moine nappe. *Scott. J. Geol.* **7**, 305—325.

61. *Stevenson B. G.* (1968) A Statistical Analysis of Chemical Relationships in the Moine Rocks of Lochailort. Unpubl. Ph. D. Thesis, Univ. Liverpool.
62. *Stevenson B. G.* (1971) Chemical variability in some Moine rocks of Lochailort, Inverness-shire. *Scott. J. Geol.* 7, 51—60.
63. *Stoker M. S.* (1980) The Geology of Eastern Ardgour, Argyllshire, Unpubl. Ph. D. Thesis, Univ. Liverpool.
64. *Stoker M. S.* (1983) The stratigraphy and structure of the Moine rocks of Eastern Ardgour. *Scott. J. Geol.* 19, 369—385.
65. *Storey B. C., Lintern B. C.* (1981) Geochemistry of the rocks of the Strath Halladale-Altnabreac district. Inst. Geol. Sci. Environmental Protection Unit. Rep. No. 81—12.
66. *Strecheisen A. L.* (1976) To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.* 12, 1—33.
67. *Talbot C. J.* (1984) Microdiorite sheet intrusions as incompetent time and strain-marker in the Moine assemblage NW of the Great Glen fault, Scotland. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 74, 137—152.
68. *Tanner P. W. G.* (1976) Progressive regional metamorphism of thin calcareous bands from the Moinian rocks of NW Scotland. *J. Petrol.* 17, 100—134.
69. *Tanner P. W. G., Johnstone G. S., Smith D. I., Harris A. L.* (1970) Moinian stratigraphy and the problem of the central Ross-shire inliers. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81, 299—306.
70. *Thompson A. B.* (1976) Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P—T—X (Fe—Mg) phase relations. *Am. J. Sci.* 276, 425—454.
71. *Thompson A. B., Tracy R. J.* (1979) Model systems for anatexis of pelitic rocks: II. Facies series melting and reactions in the system $\text{CaO—KAlO}_2\text{—NaAlO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. *Contrib. Miner. Petrol.* 70, 429—438.
72. *Tracy R. J.* (1978) High grade metamorphic reactions and partial melting in pelitic schist, west-central Massachusetts. *Am. J. Sci.* 278, 150—178.
73. *Tracy R. J., Robinson P.* (1983) Acadian migmatite types in pelitic rocks of central Massachusetts. In: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, eds. *Atherton M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich*, 163—173.
74. *Tragus J. E., King G.* (1978) A complete Lower Dalradian succession in the Schiehallion district, Central Perthshire. *Scott. J. Geol.* 14, 157—166.
75. *Tyler I. M., Ashworth J. R.* (1982) Sillimanite-potash feldspar assemblages in graphitic pelites, Strontian area, Scotland. *Contrib. Miner. Petrol.* 81, 18—29.
76. *van Breemen O., Pidgeon R. T., Johnson M. R. W.* (1974) Precambrian and Palaeozoic pegmatites of the Moines of northern Scotland. *J. Geol. Soc. Lond.* 130, 493—507.
77. *van Breemen O., Halliday A. N., Johnson M. R. W., Bowes D. R.* (1978) Crustal additions in the Precambrian times. In: *Crustal Evolution in North-western Britain and Adjacent Regions*, eds. *Bowes D. R., Leake B. E.*, *Geol. J. Spec. Issue* 10, 81—106.
78. *van Breemen O., Ajtalon M., Pankhurst R. J., Richardson S. W.* (1979) Age of the Glen Dessary syenite, Inverness-shire: diachronous Palaeozoic metamorphism across the Great Glen. *Scott. J. Geol.* 15, 49—62.
79. *van der Molen I., Paterson M. S.* (1979) Experimental deformation of partially-melted granite. *Contrib. Miner. Petrol.* 70, 299—318.
80. *Wilson D., Shepherd J.* (1979) The Carn Chinnneag granite and its aureole. In: *The Caledonides of the British Isles — Reviewed*, eds. *Harris A. L., Holland C. H., Leake, B. E.*, *Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.* 8, 669—675.
81. *Winchester J. A.* (1974) The zonal pattern of regional metamorphism in the Scottish Caledonides. *J. Geol. Soc. Lond.* 130, 509—524.
82. *Winkler H. G. F.* (1979) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. (5th edn.). Springer-Verlag. New York, etc.
83. *Yardley B. W. D.* (1978) Genesis of the Skagit Gneiss migmatites, Washington, and the distinction between mechanisms of migmatization. *Bull. Geol. Soc. Am.* 89, 941—951.

ГАЗОВО-ЖИДКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИГМАТИТАХ

Дж. Туре, Сакико Н. Олсен

8.1. Введение

Газово-жидкие включения дают исследователю единственную возможность непосредственного изучения *возможных* метаморфических флюидов в обстановке глубинного минералообразования при высоких температуре и давлении. Учение о газово-жидких включениях появилось в связи с развитием оптической петрографии [26], но лишь достигнутые за последние годы успехи в технике (термокамеры с нагреванием и замораживанием) и в теории газово-жидких систем при высоких температуре и давлении способствовали изучению газово-жидких включений во многих типах горных пород. Для знакомства со специальной аппаратурой и основными принципами интерпретации данных читатель отсылается к последним публикациям по данному предмету [40, 32, 7, 23].

Изучение газово-жидких включений в мигматитах вызывает интерес по двум соображениям. Во-первых, в процессе мигматизации должны принимать участие какие-то флюидные фазы. Образование большей части мигматитов, по-видимому, происходит с участием тех или иных форм частичного плавления (см., например, [31, 17, 18, 19]). В связи с высокой растворимостью летучих компонентов, в особенности воды, в частичных выплавках в *PT*-условиях средних и нижних горизонтов земной коры представляется весьма вероятным, что для осуществления частичного плавления кроме летучих компонентов, заключенных в водосодержащих породообразующих минералах, необходимо в значительной степени участие летучих компонентов в форме обособленного флюида. Флюиды должны были не только присутствовать во время мигматизации, но некоторые мигматиты, возможно, образовались в результате метасоматических эффектов, сопровождающих инфильтрацию флюидов [19]. Знание состава и особенностей этих флюидов является шагом на пути к полному пониманию процесса мигматизации.

Вторая важная причина интереса к газово-жидким включениям в мигматитах связана с проблемой происхождения CO_2 в нижней части коры. Мигматиты формируются в геологической обстановке, переходной между амфиболитовой и гранули-

J. Touret, Free University, Amsterdam, The Netherlands. *Sakiko N. Olsen*, Department of Earth and Planetary Sciences, The Johns Hopkins University, Baltimore, Maryland 21218, USA.

товой фациями метаморфизма. Туре [32] установил существенное изменение состава флюида на границе этих двух фаций. В породах амфиболитовой фации преобладающей фазой флюида является вода, в некоторых случаях вместе с CH_4 и N_2 , тогда как в породах гранулитовой фации в составе флюида преобладает чистая CO_2 . Происхождение флюида, состоящего полностью из CO_2 , является предметом дискуссии (см., например, [6, 12]). Некоторые исследователи считают, что флюид CO_2 проникает в нижнюю кору из мантийных источников [16], другие полагают, что он имеет местный источник в виде графита или карбонатов, содержащихся в горных породах [4]. Независимо от ее происхождения, широкое распространение CO_2 , учитывая вероятные условия смесимости в системе $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O}$, предусматривает влияние двух факторов—привноса CO_2 и выноса H_2O . Так как H_2O в силикатных расплавах обладает большей растворимостью по сравнению с другими газами, в том числе и с CO_2 (по данным Кадика и Луканина [11] на порядок), в качестве механизма, объясняющего разделение H_2O и CO_2 на глубине, можно привлечь дифференциальную растворимость флюидов в магмах. Действительно, с развитием мигматизации в породах появляется чистая CO_2 [37]. Таким образом, CO_2 в мигматитах служит ключом к происхождению CO_2 в нижней коре.

Хотя исследования газово-жидких включений в мигматитах открывают большие возможности, они далеко непросты. Мигматиты сложны по своему химизму, текстурно-структурным особенностям и во многих случаях по природе полиметаморфичны. Включения в них отражают эту сложность и сами чрезвычайно неоднородны по составу и плотности, времени консервации и относительному количеству, которые могут варьировать в пределах одного шлифа или даже от зерна к зерну. Кроме того, включения обычно очень мелкие, от 1 до 30 мкм, а в большинстве случаев менее 5 мкм в поперечнике. И все же данные, полученные в последнее время, убеждают нас, что эти сложности скорее кажущиеся, чем реальные, во всяком случае, при тщательном выполнении исследований в совокупности с полным изучением петрологических особенностей пород их в значительной мере можно преодолеть. Изучение показало, что число видов газа во включениях довольно ограничено; H_2O , CO_2 , CH_4 и N_2 . В некоторых районах развития мигматитов, например на острове Наксос, Греция [13], в Коннемаре, Ирландия [41], и в Колорадо, США [19], единственными флюидами являются H_2O и CO_2 , тогда как в других, например Ругаланне [28] и Бамбле [37], Норвегия, и в Центральном массиве, Франция [14], важную роль играют все четыре газа. Обычно в породах присутствуют несколько поколений включе-

ний, которые при определенном навыке сравнительно легко различаются. По-видимому, наиболее важным и в то же время самым трудным при изучении газовой-жидких включений в метаморфических породах является определение времени захвата флюида. Без ряда дополнительных данных невозможно установить одновозрастность включений и метаморфизма (см., например, [8]). Так как мигматит образуется в процессе отделения мобиллизата или лейкосомы от палеосомы, различия особенностей флюида или количества включений в лейкосоме и палеосоме будут ясно указывать на то, что флюид так или иначе связан с процессом мигматизации. Такого рода различия использовались в качестве важного критерия связи части включений с процессом мигматизации в исследованиях, результаты которых обсуждаются ниже.

Так как во всех случаях в породе присутствует более одной генерации включений, валовые анализы вытяжек, получаемых при дроблении образцов, очень трудно или просто невозможно интерпретировать. Единственно, где этот метод можно использовать, это проверка наличия газов, не обнаруженных другими методами. Методика микротермометрии с применением приспособления для нагрева и замораживания гораздо больше подходит для изучения включений в метаморфических породах вообще и в мигматитах в частности, и приводимые ниже данные получены исключительно с ее помощью. В будущем важным подспорьем метода микротермометрии станут анализы с применением рамановского лазерного спектрографа [24].

Далее подробно рассматриваются результаты исследования газовой-жидких включений в мигматитах провинции Бамбле в южной Норвегии и предварительные данные по включениям в мигматитах Передового хребта в штате Колорадо, США. В обоих случаях мигматизация проходила с частичным плавлением [31, 19], и флюиды, содержащиеся во включениях, по всей вероятности, связаны с процессом мигматитообразования.

8.2. Газово-жидкие включения в мигматитах провинции Бамбле, Норвегия

8.2.1. *Наблюдения.* К настоящему времени в протерозойской провинции Бамбле в южной Норвегии уже выполнен целый ряд работ, посвященных газовой-жидким включениям, главным образом в породах гранулитовой фации [33]. Кроме этих последних здесь хорошо сохранились метаосадочные породы (кварциты, метапелиты, мраморы) и метавулканические породы амфиболитовой фации. В виде линз длиной от 10 см до 1 м, составляющих 10—20% объема всей породы, в них заключены мобиллизаты, или лейкосомы, которые рассматриваются как ча-

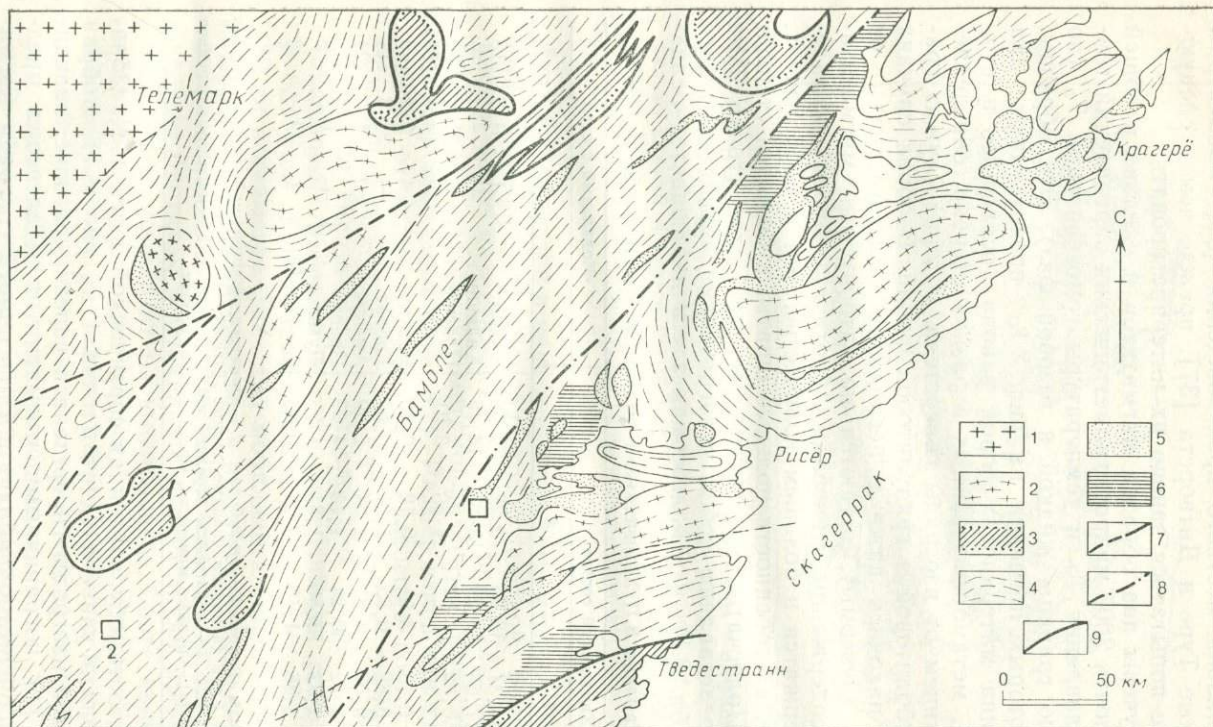


Рис. 8.1. Геологическая схема района Бамбле и положение изученных образцов. Квадрат с цифрой 1 — место взятия образца амфиболита Сонге-1, а квадрат с цифрой 2 — место взятия образца полосчатого мигматита Селос-2. Условные обозначения: 1 — граниты Телемарк; 2 — гранитоиды и очковые гнейсы Бамбле; 3 — участки развития пород гранулитовой фации, ограниченные изоградой гиперстена; 4 — мигматиты и полосчатые гнейсы, нерасчлененные; 5 — кварциты; 6 — глиноземистые, главным образом метаосадочные, гнейсы с кордиеритом, амфиболом и т. д.; 7 — главная зона милонитизации («Великая брекчия»); 8 — северная граница распространения пойкилитовых гранатовых мобилизатов в амфиболитах; 9 — изограда гиперстена.

стичные выплавки местного происхождения [31]. Рассмотрим кратко данные Туре и Дитворста [37], прежде чем в следующем разделе попытаться заново их интерпретировать.

Были изучены два образца мигматитов и сделано в общей сложности почти 2000 микротермометрических определений температуры плавления T_m и температуры гомогенизации T_h (по исчезновению границы жидкой и газовой фаз). Эти образцы, привязка которых показана на рис. 8.1, представляют два основных типа материнских пород района (осадочные и вулканические), метаморфизованных в разной степени, определяемой расстоянием от изограды гиперстена, которая служит границей амфиболитовой и гранулитовой фаций. В обоих случаях палеосомы, находясь даже в нескольких миллиметрах от мобилизата (неосомы), остаются не затронутыми мигматизацией. Водосодержащие минералы (биотит, амфибол) в палеосомах содержатся в большем количестве, чем в мобилизатах, и последние, в особенности полевые шпаты, в большей степени изменены. Полосчатые мигматиты участка Селос (точка 2 на рис. 8.1) представляют собой метаграувакку гранодиоритового состава (табл. 8.1), и в палеосомах здесь наблюдается релик-

Таблица 8.1. Химический и модальный состав пород

Порода	Химический состав				Модальный состав			
	1	2	4	5	1	2	3	
SiO ₂	44,37	58,65	70,22	72,60	Кварц	1	31,2	18
Al ₂ O ₃	17,68	17,29	13,23	13,15	Калишпат	+	—	+
FeO	6,82	11,81	4,80	3,21	Плаггиоклаз	44	31,2	37
Fe ₂ O ₃	7,45	1,30			% Ap в Pl	(50)	(40)	(55)
MnO	0,13	3,31	0,12	0,05	Биотит	4	2,1	5
MgO	6,88	0,55	1,01	0,67	Гранат	—	32,3	14
CaO	9,07	4,81	2,54	2,29	Амфибол	50	1	24
K ₂ O	1,12	0,24	4,16	4,27	Пренит	}	+	0,3
Na ₂ O	2,73	1,56	1,81	1,95	Пумпеллиит			
TiO ₂	1,86	1,10	0,71	0,48	Другие (a)	1	2	2

1—3 — амфиболиты Сонге: 1 — амфиболит; 2 — гранатсодержащий мобилизат; 3 — зона контакта между 1 и 2 (неопубликованные данные Дитворста и Туре; 4 и 5 — полосчатый мигматит Селос [31]; 4 — парагнейсы (среднее из 11 анализов); 5 — мобилизат (среднее из 16 анализов); (a) — рудные минералы, сфен, циркон, хлорит.

товая слоистость, обусловленная сортировкой зерен [30]. Образец амфиболита участка Сонге (точка 1 на рис. 8.1) отобран почти у самой изограды гиперстена в переходной зоне, названной Бугге [1] пограничными мигматитами. Палеосома представляет собой ортоамфиболит с характерным составом магматической породы [31] и реже с реликтовой магматической расслоенностью [30]. Мобилизат (продукт частичного плавле-

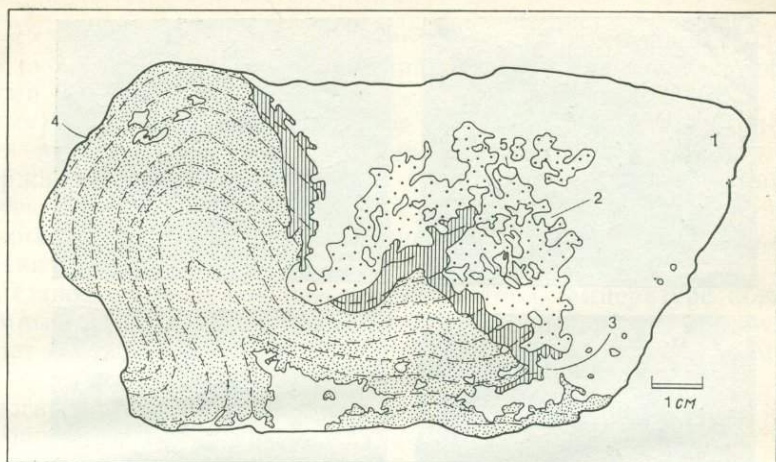


Рис. 8.2. Взаимоотношения мобилизата и палеосомы в амфиболите Сонге (зарисовка полированного штуфа). 1—3 — мобилизат: 1 — кварц+полевоы шпат; 2 — гранат; 3 — биотитовая краевая зона. 4 — амфиболит, в данном образце сильно смятый и пересеченный мобилизатом. 5 — рудные минералы. Средний размер зерен амфиболита 1—2 мм, мобилизата от 1—2 см (кварц+полевоы шпат) до 10 см и более (гранат).

ния) наблюдается в виде гнезд диаметром менее 50 см, сложенных лейкократовой гранобластовой породой, более крупнозернист и более изометрически зернист, чем палеосома. Контакты мобилизата пересекают метаморфическую слоистость примыкающей палеосомы (рис. 8.2). Размер зерен мобилизата уменьшается от каймы к ядру. Если палеосома состоит из роговой обманки и плагиоклаза и второстепенных биотита, кварца и сфена, то гнезда мигматита сложены кварцем, плагиоклазом (андезином) и гранатом с второстепенными роговой обманкой и биотитом. Гранат наблюдается в форме кучных агрегатов до 20 см в диаметре. Этот тип мобилизата широко развит в амфиболитах Бамбле на площади в пределах нескольких километров от региональной изограды гиперстена. В ассоциации с измененным биотитом в мобилизате присутствуют пренит и пумпеллит. Этот мобилизат из амфиболитов Сонге является единственным образцом, для которого полные данные о газово-жидких включениях позволяют дать детальную интерпретацию, но вполне достоверные представления можно получить и по другим, менее полно изученным образцам.

В данном образце из Сонге газово-жидкие включения в большем количестве содержатся в мобилизате, чем в палеосоме. Этому благоприятствует высокое содержание кварца, в

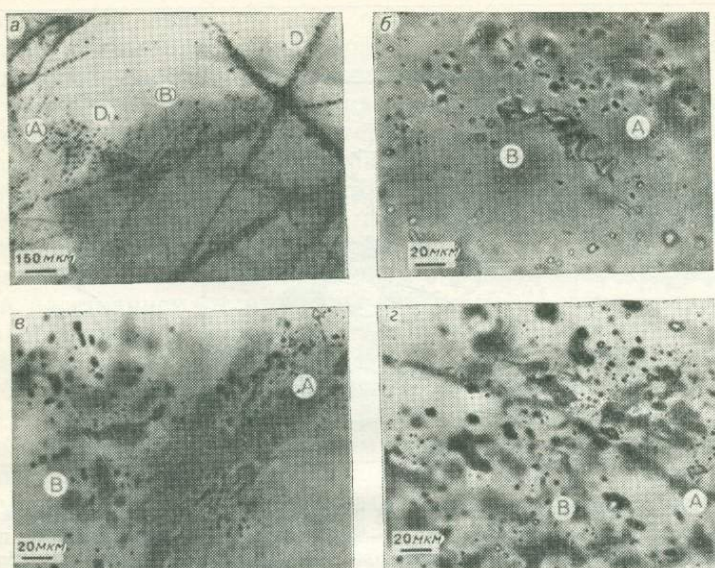


Рис. 8.3. Газово-жидкие включения в мобилизате из амфиболита Сонге. *а* — пересекающиеся цепочки включений CO_2 . Видно, что ранняя цепочка (А) местами смещена (В) вдоль направления D_1 , параллельного поздней цепочке D; *б* — изолированное водное включение (раннее) с неправильными контурами, содержащее крупное выделение твердой фазы, вероятнее всего NaCl , и мелкий газовый пузырек (В); *в* — включения CH_4 с графитовыми «рубашками»: А — графит; В — газовая фаза (CH_4), заполняющая включение; *г* — включения CO_2 и N_2 , неразличимые при комнатной температуре (А). Различаются только микротермометрическими определениями (T_h для N_2 около -147°C); многие полости пустые (В).

котором сосредоточены почти все включения, и более крупный размер зерен мобилизата. Однако зерна кварца, присутствующие в палеосоме, не содержат включений. Таким образом, количество последних находится в обратной корреляции с количеством водосодержащих минералов в палеосоме; это позволяет предполагать, что по крайней мере часть флюида во включениях образовалась при разложении минералов, содержащих летучие компоненты.

Включения классифицируются частично по внешнему виду при комнатной температуре, частично по микротермометрическим данным. Двухфазные включения с газовым пузырьком легко различимы при комнатной температуре (рис. 8.3). Иногда во включениях встречаются дочерние минералы: кубики галита в двухфазных (рис. 8.3, б) и графит (?) в некоторых однофазных включениях (рис. 8.3, в; см. ниже).

Результаты 876 микротермометрических измерений сведены на рис. 8.4 и 8.5. Для включений, которые являются двухфазными при комнатной температуре, T_m , близкая к 0°C (или чуть ниже), указывает на присутствие водного флюида, а ее колебания в некоторых пределах свидетельствуют о различном содержании растворенных солей (рис. 8.5). Значения T_m ниже эвтектики $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ ($-23,3^\circ\text{C}$) указывают на присутствие каких-то дополнительных соединений, но эти случаи довольно редки (рис. 8.5).

Однофазные включения при комнатной температуре обычно темные. Некоторые из таких темных включений не обнаруживают фазовых переходов до -190°C (нижнего предела возможности использованной установки) и являются «пустыми». Но многие из них показывают четкие фазовые переходы (рис. 8.5) и определяются по температурному интервалу перехода как включения углекислоты (выше -60°C), углеводорода (от -50 до -100°C) и азота (около -150°C). Включения углеводорода часто окаймлены черным веществом, вероятно графитом.

Углеродистые (богатые CO_2) включения различной плотности определяются по T_h (которая всегда происходит в жидкую фазу с исчезновением газового пузырька) в пределах от -30 до $+25^\circ\text{C}$ и по T_m , близкой или чуть ниже $-56,6^\circ\text{C}$ (тройной точки CO_2). Известно, что такие углеродистые включения очень широко распространены в гранулитах и породах мантийного происхождения [33]. Колебания T_m для углеродистых включений в амфиболите Сонге (рис. 8.5) в пределах ошибки метода ($\pm 1^\circ\text{C}$) отвечают чистой CO_2 . Это облегчает их интерпретацию, тогда как низкие значения T_m для мигматита Селос (рис. 8.5), указывающие, по-видимому, на смесь CO_2 с CH_4 (в палеосоме много графита), затрудняют интерпретацию T_h [6, 27]. Поэтому интерпретация PT -условий предпринята только для образца амфиболита Сонге.

Включения углеводорода и азота обнаружены только в амфиболите Сонге. Температуры замерзания их слишком низки для измерения, поэтому для них получены только данные о T_h (рис. 8.5), однозначная интерпретация которых возможна лишь в тех случаях, когда наблюдается критическая или почти критическая гомогенизация (с внезапным исчезновением границы между фазами без изменения относительного объема жидкости и пара). Большая часть включений углеводорода обнаруживает этот эффект, но при температурах ниже критической для CH_4 ($-82,6^\circ\text{C}$). Самая низкая из наблюдавшихся T_h (-100°C) отвечает отчетливой гомогенизации в жидкую фазу, которая интерпретируется как жидкость с плотностью большей, чем в критической точке. Как и для других типов флюид-

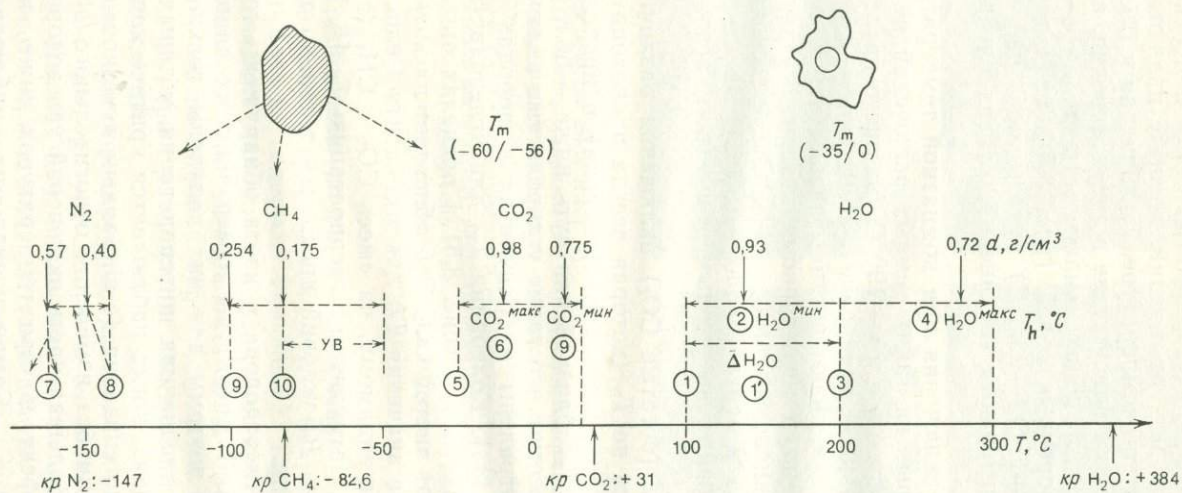


Рис. 8.4. Пределы колебания температур плавления T_m и гомогенизации T_h . УВ — углеводород; 1—10 (в кружках) — «представительные изохоры» на рис. 8.7; d — плотность, $г/см^3$; кр — критическая температура; 1' — пределы колебания ΔH_2O ; CO_2 и H_2O макс и мин — см. в тексте.

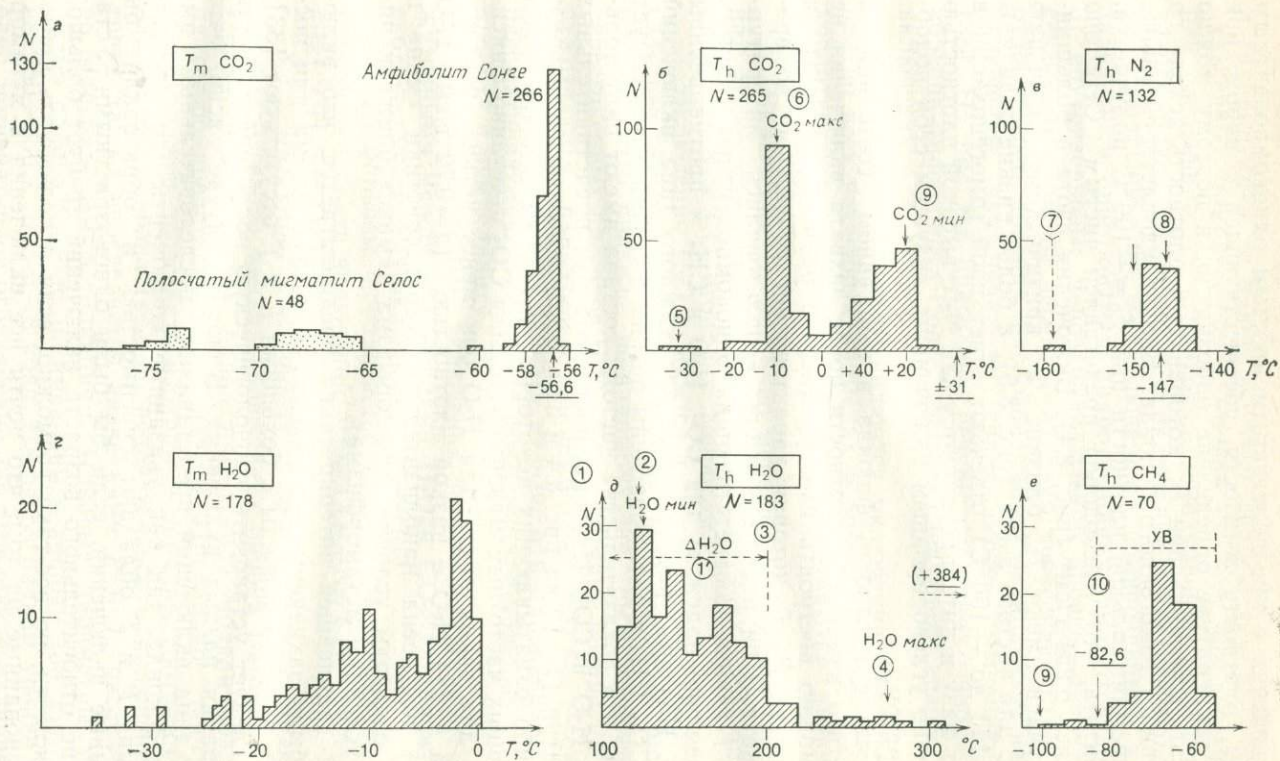


Рис. 8.5. Гистограммы распределения частот температур плавления (T_m) и гомогенизации (T_h). Все включения, не считая случаев, оговоренных в тексте (N_2 , CH_4), гомогенизировались в жидкую фазу. N — число измерений, остальные обозначения такие же, как на рис. 8.4.

ных включений с предполагаемым простым однокомпонентным составом, плотность жидкости, сосуществующей с паром, при данной температуре определена однозначно, и поэтому можно рассчитать плотность при T_h , которая даст плотность исходного захваченного гомогенного флюида. Вполне удовлетворительное значение минимальной плотности при $T_h = -100^\circ\text{C}$ получается, если считать, что углеводород представлен чистым CH_4 ; оно составляет $0,254 \text{ г/см}^3$ (рис. 8.4). Включения азота в большинстве случаев имеют T_h , близкие к критическому значению -147°C для чистого азота (рис. 8.5), а более низкие величины (от -150 до -160°C) отвечают отчетливой гомогенизации в жидкую фазу и интерпретируются как N_2 с высокой плотностью аналогично углеводородным включениям, ведущим себя подобным образом.

Рассчитав плотность флюида в гомогенном состоянии и приняв, что изменения плотности после захвата включения не было, можно построить изохору (линию равного объема) в координатах P — T , которая характеризует PT -условия во время захвата. При расчете изохоры использовались литературные PVT -данные соответствующих однокомпонентных систем. Они довольно надежны для CO_2 , H_2O и CH_4 и противоречивы для N_2 . Изохоры, рассчитанные для каждого типа включений (H_2O , CO_2 , CH_4 и N_2), приведены на рис. 8.7. При этом следует помнить, что доказательства чистоты состава имеют силу только для H_2O и CO_2 . Изохоры построены для представительных температур (1—10 на рис. 8.4 и 8.5), отобранных из гистограмм T_h и либо охватывающих некоторые интервалы величин, либо отвечающих частотным максимумам. Для CO_2 отчетливо фиксируются два таких пика. Для H_2O они менее четки, поэтому изохора 4 для H_2O с низкой плотностью ($d = 0,72 \text{ г/см}^3$, H_2O «макс») построена приблизительно. Характеристики «мин» и «макс» означают условия метаморфизма («макс» ближе к пиковым условиям метаморфизма).

При дальнейшей интерпретации предполагается, что включения были захвачены при максимуме метаморфизма или после него, т. е. что флюиды с большими P и T отсутствуют [33]. Затем следует установить хронологическую последовательность образования разных включений. В нашем случае ясно, что четыре типа включений представляют последовательные импульсы флюида, так как указанные компоненты при соответствующих P и T обладают смешимостью и образовали бы смешанные включения, если бы были одновозрастными. Установление относительного возраста включений требует большой осторожности, но все-таки возможно, если использовать критерии, основанные на том, что почти все включения в метаморфических породах высокой степени являются вторичными [22]

и группируются в разновозрастные группы или цепочки вдоль залеченных микротрещин в минералах. Эти возрастные критерии следующие: 1) изолированные одиночные включения считаются более древними, чем включения в составе более крупных скоплений [6]; 2) включения, приуроченные к плохо залеченным приоткрытым микротрещинам, являются поздними; 3) внутризерновые цепочки включений древнее цепочек, пересекающих границы зерен, а из двух пересекающихся цепочек относительно древняя распознается по «стиранию» некоторых включений, замещению их содержимого, смещению и т. п. [33]. На рис. 8.6 приведены результаты таких наблюдений в образце амфиболита Сонге, дающие следующий возрастной ряд включений:

1. Наиболее ранними являются включения CO_2 , и, так же как во всех изученных примерах в районе Бамбле [33], высокоплотностные включения обычно оказываются древнее низкоплотностных.

2. Включения N_2 частично перекрывают возрастной интервал включений CO_2 . Как и в других случаях [34], отсутствие смешения N_2 с CO_2 стоит под вопросом.

3. Включения H_2O относятся к очень поздним. В отличие от CO_2 высокоплотностные включения H_2O моложе низкоплотностных. Это правило, по-видимому, не выдерживается для пересыщенных рассолов $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$, которые во многих случаях оказываются сравнительно ранними (рис. 8.3, б). Никаких общих выводов по ним сделать нельзя, и в дальнейшем они не рассматриваются. Включения H_2O пространственно тяготеют к прениту и пумпеллиту.

4. Углеводородные включения по возрасту являются промежуточными между включениями H_2O и CO_2 . Обнаружено несколько смешанных включений $\text{CH}_4+\text{H}_2\text{O}$.

Таким образом, предлагается следующая общая последовательность захвата включений: CO_2 , CO_2+N_2 , CH_4 (углеводородные), $\text{CH}_4+\text{H}_2\text{O}$, H_2O .

8.2.2. Интерпретация данных о газово-жидких включениях.

Данные о газово-жидких включениях района Бамбле были интерпретированы путем наложения тренда модели воздымания на серию представительных изохор. Правильно построенный тренд должен пересекать изохоры в порядке, соответствующем наблюдаемой возрастной последовательности включений. Этот тренд также определяется значениями P и T , рассчитанными по минеральным ассоциациям. Пиковые параметры метаморфизма района Бамбле, по имеющимся данным [38, рис. 9], равны $750-850^\circ\text{C}$ при $6-8$ кбар. На ретроградном тренде имеется одно температурное ограничение, обусловленное наличием пары пренит—пумпеллит, устойчивой между 300 и 400°C [33].

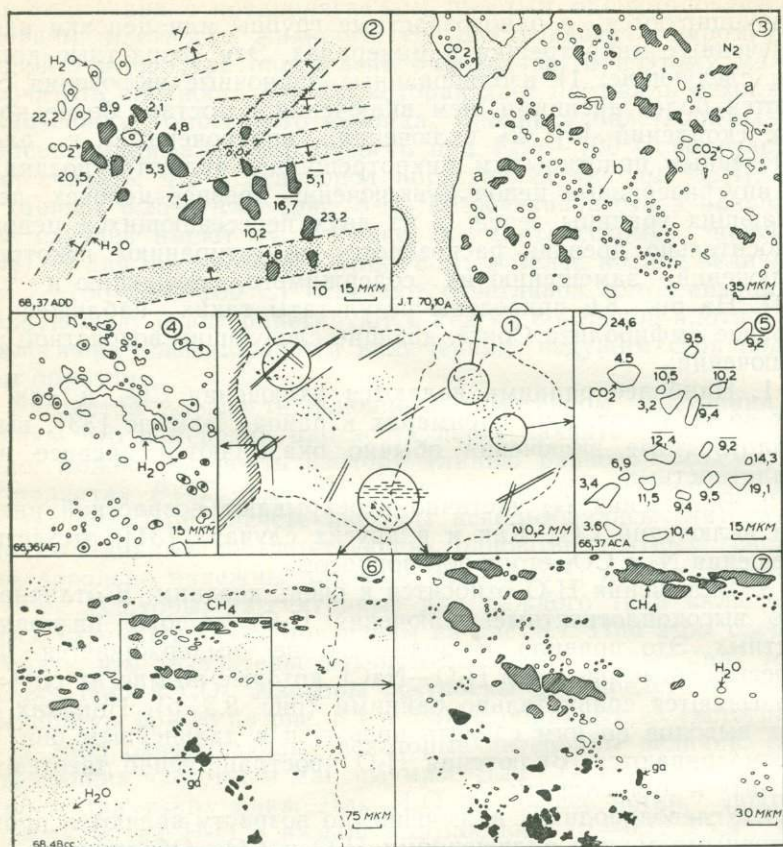


Рис. 8.6. Относительный возраст газовой-жидких включений в амфиболите Сонге. 1 — обобщенная схема различных типов проявления включений в зернах кварца; 2 — скопление включений CO_2 (с указанием T_H), пересекаемое более поздними зонами включений H_2O . Обращают на себя внимание несколько включений в левом верхнем углу, возможно первоначально заполненных CO_2 , а позже замещенных H_2O ; 3 — относительно ранние включения N_2 (заштрихованы) и одновременные с ними (а) и более молодые (б) включения CO_2 (не заштрихованы); 4 — включения H_2O ; 5 — включения CO_2 с указанием T_H ; 6 и 7 — включения CH_4 и других углеводородов, га, вероятно, графит. Номера зарисовок соответствуют номерам двусторонне полированных пластинок размерами около 2×3 см, отобранных из кварц-полевошпатовых участков мобилизита; 7 — увеличенный фрагмент зарисовки 6 при несколько измененной фокусировке микроскопа.

Недавно в нескольких километрах к северу от Сонге, в районе Бамбле, была обнаружена поздняя кианитсодержащая кварцевая жила. Таким образом, ретроградная кривая $P-T$ должна проходить через поле кианита. Представленный тренд воздымания, показанный на рис. 8.7 как кривая 3', является, по существу, кривой изобарического охлаждения, подобной тренду, построенному ранее для расположенных по соседству пород района Ругаланн (кривая 1', рис. 8.7) [28], и сильно отличающейся от тренда, предлагавшегося ранее для района Бамбле (кривая 2', рис. 8.7) [37]. Можно думать, что кривые, выпуклые в сторону оси T , как 2', более распространены, чем выпуклые вверх кривые, как 3' (см. [8]).

Предполагается, что кривая охлаждения отвечает простой модели равномерного воздымания. Основная трудность, связанная с этим допущением, состоит в том, что остаются неизвестными размеры наложения послепротерозойского метаморфизма. Если, как это считается для района Ругаланна, пренит и пумпеллит имеют каледонский возраст [21], кривая охлаждения у начала осей P и T может оказаться значительно сложнее по сравнению с простыми кривыми, изображенными на рис. 8.7. С другой стороны, тот факт, что пренит и пумпеллит более широко развиты в мобиллизате, позволяет предполагать прямую связь образования этих минералов с мигматизацией.

Предлагавшийся ранее PT -тренд (кривая 2', рис. 8.7) отвечал выявленным к тому времени особенностям газовой-жидких включений [37]. Несмотря на существенное отличие от него нового тренда (кривая 3'), последний также не противоречит большинству этих данных. В общих чертах наблюдаемая последовательность типов включений выглядит следующим образом:

1. Высокотемпературные включения чистой CO_2 .
2. Включения CO_2 пониженной плотности и самостоятельные импульсы N_2 .
3. Включения CH_4 и других углеводородов, ассоциирующие с графитом.
4. Включения CH_4 и H_2O , разновозрастные и отдельные импульсы, иногда смешанные.
5. Включения H_2O .

Новый тренд полностью соответствует п. 1, 4, 5 и частично п. 2 (местные эпизоды увеличения плотности CO_2 в начале поднятия), но противоречит п. 3. Кажется более вероятным, что сначала должны появляться либо одновременные включения CH_4 и H_2O , либо включения H_2O («макс»). Это противоречие не может серьезно отразиться на модели. Если бы тренд проходил по несколько более высокотемпературному участку, некоторое количество включений CH_4 на коротком временном отрезке могло предшествовать большей части включений H_2O .

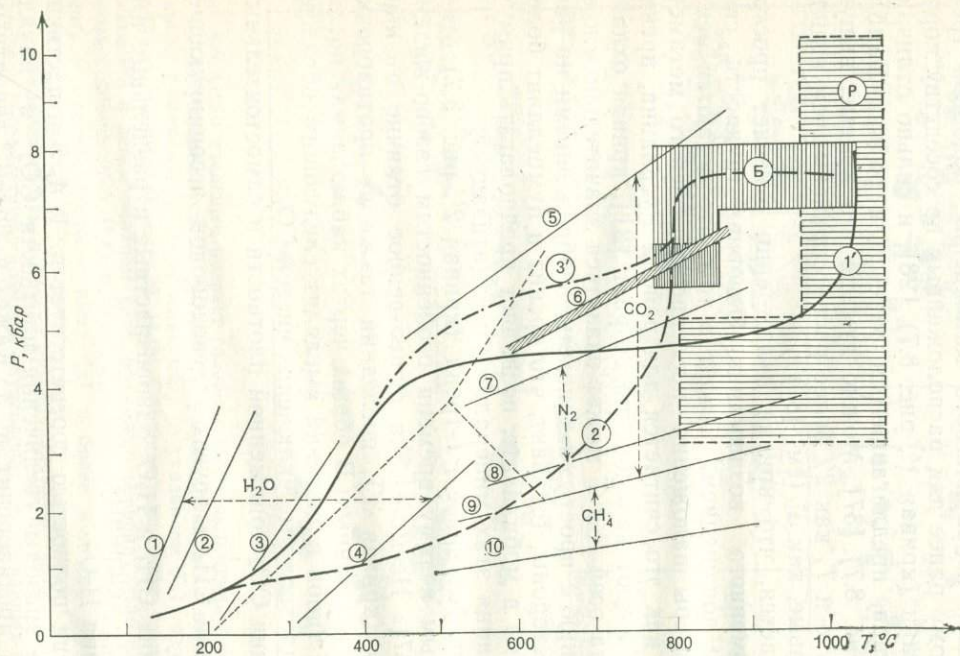


Рис. 8.7. Интерпретация PT -условий метаморфизма по газопо-жидким включениям. Тонкие линии 1—10 — представительные изохоры (см. рис. 8.4 и 8.5). Данные по PVT для H_2O заимствованы у Бернема и др. [2], для CO_2 — у Туре и Боттинги [36], для CH_4 — у Якобса и Керрика [9], для N_2 — у Холлоуэя (цит. по [7]) (изохора 7) и Суоненберга [27] (изохора 8). Б и Р — рассчитанные по минеральным ассоциациям P и T для пиковых условий метаморфизма районов Бамбле (неопубликованные данные Туре и личное сообщение Б. Янсена) и Ругаланна ([28] и личное сообщение Б. Янсена) соответственно. Жирные линии — тренды моделей воздымания: $1'$ — для Ругаланна [28], $2'$ — ранее предложенный тренд для Бамбле [37], $3'$ — новый тренд для Бамбле. Тонкие пунктирные линии разделяют поля устойчивости кьянита, силлиманита и андалузита [5].

Данные о включениях H_2O («макс») весьма скудны, и их низкая плотность, возможно, связана просто с разгерметизацией и утечкой или расшнуровыванием. Остаются и другие неясности, одна из них касается происхождения N_2 и способа разделения двух явно смешанных флюидов CO_2 и N_2 , другая — влияния каледонской тектоники. В этом отношении неожиданное появление H_2O и поразительное совпадение параметров пары пренит — пумпеллит и изохоры H_2O («макс») вновь ставит вопрос о возрасте этих минералов. Предлагаемый тренд $P-T$ указывает на относительно низкое давление при образовании пумпеллита, гораздо более низкое по сравнению с последними данными (отсутствием пумпеллита в большинстве геотермальных систем, согласно личному сообщению Ярдли). Это может указывать на влияние каледонского тектогенеза, в результате которого тренд просто мог сместиться в сторону более высоких давлений. Для решения этого вопроса требуются дополнительные исследования.

8.3. Газово-жидкие включения в мигматитах Передового хребта

8.3.1. Геологическая обстановка и характеристика образцов. Передовой хребет в шт. Колорадо, США, сложен преимущественно метаосадочными и метавулканическими породами амфиболитовой фации, относящимися к формации Айдахо-Спрингс докембрийского возраста, а также гранитоидными батолитами. Наиболее древний гранодиоритовый массив Боулдер-Крик (возраст 1700 млн. лет) рассматривается как синтетектоническая интрузия стадии затухания метаморфизма, в процессе которого образовались мигматиты формации Айдахо-Спрингс [20]. Вполне удовлетворительные расчеты PT -условий мигматизации дают давление 3,5—4 кбар и температуру 650—700°C (см. [18]). Два других крупных эпизода магматизма (1400 и 1100 млн. лет) не сопровождалось региональным метаморфизмом [20]. Датирование во всех случаях велось рубидий-стронциевым методом по валовым пробам пород. Некоторые районы Передового хребта подверглись также третичному магматизму и минерализации [15].

Формация Айдахо-Спрингс сложена тремя главными типами пород:

1. Биотит-кварц-полевошпатовыми гнейсами, по составу близкими к натровым риолитам и риодацитами и в большинстве своем, по-видимому, являющимися метаморфизованными кислыми вулканитами.

2. Амфиболитами и роговообманковыми гнейсами, в основном представляющими собой метабазалты.

3. Слюдистыми кристаллическими сланцами, иногда с силлиманитом, в основном являющимися метапелитами.

Три из четырех образцов, использованных для изучения газовой-жидких включений, были отобраны из крупного штуфа (обр. 10-3-Т) биотит-кварц-полевошпатового мигматита, предварительно изученного петрологически [19]. Расчеты масс-баланса показали, что лейкосомы в мигматите образовались путем метасоматоза с привнесением калия и выносом натрия и магния при участии флюида. Поступление флюида вызвало также частичное плавление вмещающих пород, и лейкосомы в настоящем их виде содержат как материал выплавки, так и метасоматически привнесенный материал. Четвертый образец биотит-кварц-полевошпатового гнейса был взят из западного конца того же разреза, из которого был отобран образец 10-3-Т [19, рис. 1, точка 1].

8.3.2. Газово-жидкие включения. Газово-жидкие включения в изученных образцах в кварцевой основной массе находятся в следующих формах:

1. В виде одиночных включений, небольших скоплений, состоящих из нескольких включений, и в виде коротких плоскостных групп, содержащих до 30 включений.

2. В веерообразных трещинках (см. [25], а также далее в тексте).

3. В залеченных трещинах, пересекающих границы зерен и контакты между лейкосомой, меланократовой оторочкой и палеосомой. Включения этой группы смещены относительно плоскостей трещинок [33].

4. В слабо залеченных трещинках, пересекающих границы зерен и зон, как в группе 3, но без смещения.

Порядок, в котором перечислены группы включений, отвечает их возрастной последовательности от древних к молодым.

Предварительное микротермометрическое исследование четырех шлифов из трех образцов показало наличие следующих типов включений: включения чистой или почти чистой CO_2 , водные включения и смесь $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. Среди водных включений встречаются как разбавленные, так и высококонцентрированные рассолы. Во многих включениях CO_2 и рассолов наблюдаются высокодвупреломляющие бесцветные кристаллики. Большая часть смешанных $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ включений, по-видимому, образована в результате смешения двух флюидов, так как они наиболее часто встречаются там, где видны признаки взаимодействия CO_2 и H_2O . Такими местами могут быть пересечения цепочек включений CO_2 и H_2O или промежутки между концами веерообразно-расходящихся трещин и границей зерна, от которой эти трещины отходят. При этом включения на концах тре-

щин заполнены CO_2 , у границ зерен — H_2O , а между ними смесью — $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ (см. также [28]).

Между четырьмя морфологическими типами включений, упомянутыми выше, эти флюиды распределяются следующим образом:

Тип 1: чистая или почти чистая CO_2 , в основном высокой плотности.

Тип 2: низкоплотностные CO_2 , H_2O и смесь $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$.

Тип 3: низкоплотностные CO_2 , H_2O и редко $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$.

Тип 4: H_2O .

Включения типа 1 являются единственной группой, изученной более или менее детально. Эти включения относятся к наиболее ранним и объединены по следующим общим признакам:

а) Все они являются включениями CO_2 , обычно однофазными и высокоплотностными. Они состоят из чистой или почти чистой CO_2 , так как температуры конца плавления их (от $-56,5$ до $-57,2^\circ\text{C}$) очень близки к тройной точке чистой CO_2 ($-56,6^\circ\text{C}$).

б) В большинстве случаев они имеют форму отрицательных кристаллов.

в) Их скопления никогда не пересекают границ зерен.

Эти самые ранние включения довольно широко распространены в кварце лейкосомы и совсем редко встречаются в меланократовых оторочках и кварце палеосомы (вмещающих пород) (рис. 8.8). Относительное их количество в лейкосоме, о котором можно судить по рис. 8.8, следует считать заниженным, так как в лейкосоме измерялась T_h не всех таких включений, а в оторочке и палеосоме каждое включение подвергалось измерению. Подсчитано, что отношение общего количества кварца в лейкосоме к количеству кварца во вместе взятых палеосоме и меланократовой оторочке приблизительно составляет 60:40.

Помимо разницы в количестве включений между лейкосомой и другими зонами существует разница в плотности CO_2 . Для лейкосомы T_h включений колеблется от -67 до $+30^\circ\text{C}$ с частотным максимумом около $+1^\circ\text{C}$ и вторым намечающимся максимумом около -21°C (рис. 8.8). Включения в палеосоме и меланократовой оторочке характеризуются T_h , варьирующей от -27 до $+31^\circ\text{C}$ с максимумом около $+5^\circ\text{C}$. Разница температуры максимума встречаемости, очевидно, не столь значительна, но отсутствие в палеосоме сверхплотных включений с $T_h \leq -30^\circ$ представляется существенным. Эти различия между мигматитовыми зонами, которые наблюдаются в масштабе нескольких сантиметров, позволяют полагать, что образование ранних включений было связано с процессом мигматизации. Во всяком случае, их трудно объяснить каким-либо постмигмати-

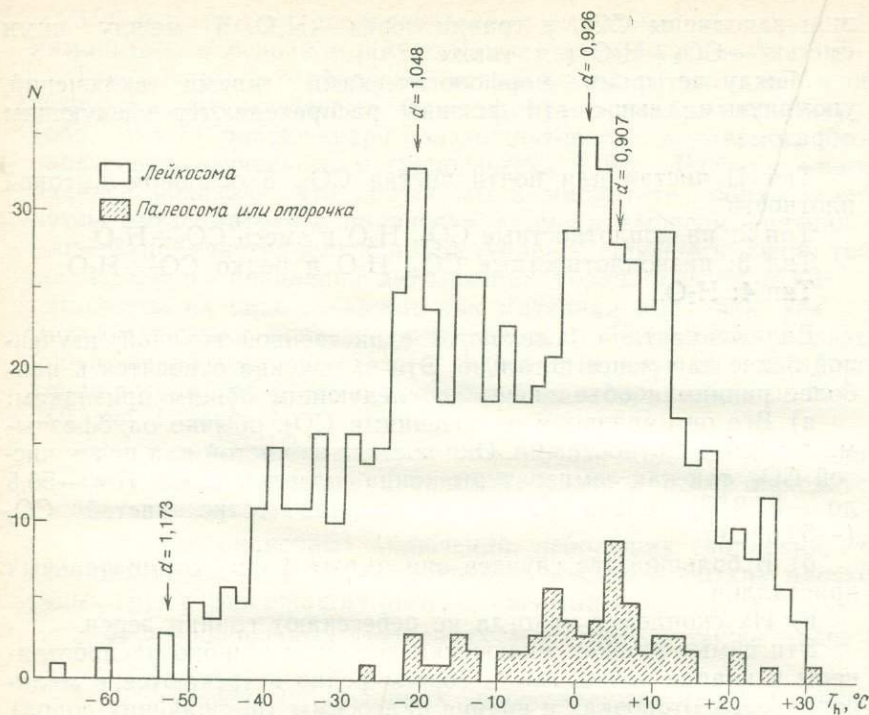


Рис. 8.8. Гистограмма распределения частот температуры гомогенизации для включений CO_2 типа 1 из мигматитов Передового хребта (см. текст). N — количество включений.

товым процессом, например просачиванием флюида преимущественно по лейкосоме.

Если считать, что газожидкие включения содержат синметаморфический флюид, его плотность должна соответствовать ожидаемой плотности при PT -условиях метаморфизма. Изохоры сверхплотных включений в лейкосоме лежат в интервале значительно более высокого давления, чем давление 4 кбар, рассчитанное для пиковых условий метаморфизма при 700°C (рис. 8.9). Следует, однако, отметить, что изохоры для частотных максимумов на гистограммах T_h как для лейкосомы, так и для палеосомы проходят через расчетные значения P и T . Рядом исследований газожидких включений в метаморфических породах высокой степени установлено, что изохоры наиболее ранних включений проходят через параметры P и T , рассчитанные по минералам-геотермометрам и минералам-геобарометрам (например, [6, 37]). Однако во многих других случаях плотно-

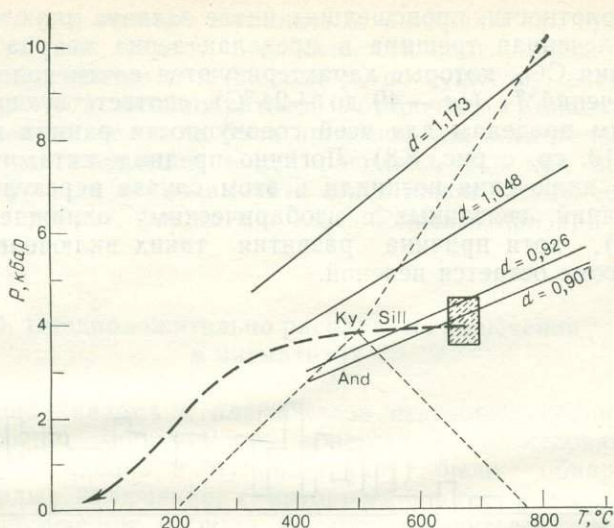


Рис. 8.9. Представительные изохоры включений CO_2 (см. рис. 8.8) — тонкие сплошные линии с указанием плотности. PVT -данные заимствованы у Туре и Боттинги [36]. Заштрихованный прямоугольник — расчетные PT -данные для мигматизации Передового хребта. Тонкие пунктирные линии разделяют поля устойчивости кyanита, силлиманита и андалузита (см. рис. 8.7). Жирная пунктирная линия — предполагаемый изобарический тренд воздымания.

сти оказались слишком низкими для пиковых условий метаморфизма (например, [14, 3]). Если имеются определенные данные, подтверждающие синметаморфическую природу флюида, например соответствие наблюдаемого состава составу, рассчитанному по минеральным ассоциациям, (например, [3]), то низкая плотность обычно объясняется утечкой части флюида во время воздымания. Лишь в единственном примере помимо пород Передового хребта плотности оказались слишком высокими для расчетных параметров метаморфизма [28]. Суоненберг высокую плотность некоторых включений в породах Ругаланна приписывает изменениям в сторону увеличения плотности при изобарическом охлаждении и, вероятно, при росте литостатического давления при низкой температуре в результате перекрытия каледонскими надвигами. Эти соображения подкрепляются некоторыми минералогическими данными. Для Передового хребта такого рода доказательства, по крайней мере к настоящему времени, не получены. Отсутствуют здесь и какие-либо реликтовые минеральные ассоциации высокого давления, которые могли бы объяснить высокую плотность включений. Но имеются данные, свидетельствующие об изме-

нениях плотности, происшедших после захвата включений. Так, одна залеченная трещина в пределах зерна кварца содержит включения CO_2 , которые характеризуются почти полным спектром значений T_h (от -49 до $+24^\circ\text{C}$), соответствующим температурным пределам для всей совокупности ранних включений (рис. 8.10, ср. с рис. 8.8). Логично предположить, что сверхплотные включения возникли в этом случае в результате преобразований, связанных с изобарическим охлаждением (см. рис. 8.9), хотя причина развития таких включений только в лейкоosome остается неясной.

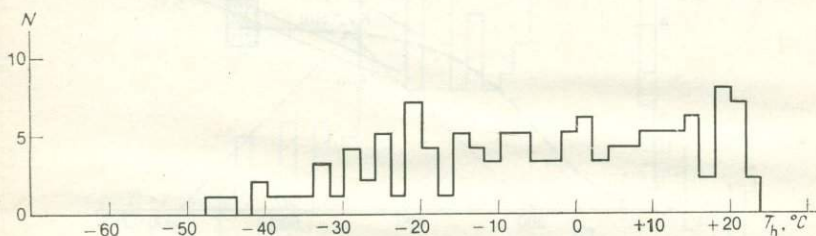


Рис. 8.10. Гистограмма частот T_h включений CO_2 типа 1 (см. текст) во внутризерновой залеченной трещине в кварце. Ср. с рис. 8.8. N — количество включений.

Для утверждения, что эти ранние включения содержат флюид, одновозрастный мигматизации, необходимо объяснить и другое противоречие. При рассчитанных параметрах P и T для того, чтобы частичное плавление протекало в значительной степени, необходимо довольно высокое $P_{\text{H}_2\text{O}}$, и поэтому флюид едва ли мог быть чистой CO_2 . Одно из возможных объяснений этого противоречия состоит в том, что CO_2 является остатком флюида $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$, из которого каким-то образом исчезла вода. При PT -условиях мигматизации вода растворяется в силикатном расплаве в гораздо большей степени, чем в CO_2 . Такой характер распределения воды привлекался (например, [37]) для объяснения включений CO_2 в мигматитах, однако это не объясняет отсутствие в лейкоosome водных включений той же генерации, ведь во время кристаллизации расплава освобождается большое количество воды, которая должна захватываться в виде включений. Хотя вода может входить в состав водосодержащих минералов меланократовых оторочек, обычно окаймляющих лейкосомы (личное сообщение Холлистера, 1983 г.), они обнаруживают некоторые признаки принадлежности безводной ассоциации. В рассматриваемых мигматитах Передового хребта вода, возможно, была израсходована в субсолидных реакциях гидратации, которые следовали за кристаллизацией

расплава, так как серицит и глинистые минералы как продукты изменения полевых шпатов, в особенности плагиоклаза, наиболее часто развиваются в лейкоosome и, по существу, отсутствуют в палеosome и меланократовой оторочке. Концентрация флюида в лейкоosome могла быть причиной или следствием (или тем и другим) появления в ней расплава, так как большое количество флюида могло вызвать селективное частичное плавление или, наоборот, флюид мог высвободиться при кристаллизации расплава.

8.4. Предположительно расплавные включения в мигматитах

В зернах кварца и плагиоклаза некоторых гранитоидов и мигматитовых мобилизаторов — советскими исследователями (например, Томиленко и Чупиным [29]) были обнаружены мелкие твердые включения, с которыми иногда ассоциируется небольшое количество рассола. Упомянутые авторы рассматривают их как реликты силикатного расплава. Такие включения (рис. 8.11, а, б) размерами от нескольких до десяти микрон имеют грубо сферическую форму или форму негативных кристаллов и состоят из неизвестных силикатных (?) фаз. Характерно, что все включения содержат газовые пузырьки, занимающие 10—15% их объема. Химический состав всех этих фаз пока не изучен. Хорошо известны включения силикатных расплавов или стекла, во многих случаях девитрифицированного, в неметаморфизованных изверженных породах (например, [39, 35]). На рис. 8.11, г видны включения расплава, которые имеют отчетливую форму негативных кристаллов, типичную для этих включений. Силикатный расплав вследствие закалки мог превратиться в стекло даже в условиях мигматизации, если имело место резкое падение P_{H_2O} . В процессе постепенного и полного восстановления равновесия, что, судя по структурным особенностям пород, характерно для большинства обстановок мигматитообразования, такие расплавные включения должны полностью девитрифицироваться и перекристаллизоваться. Хотя включения реликтового расплава должны быть значительно более широко распространены в лейкоosome, они также могут встречаться в палеosome, так как мы не имеем никаких убедительных доказательств против самой возможности появления расплава в палеosome. Часть мелких твердых включений в кварце и полевых шпатах из мигматитов представлены полевыми шпатами (калишпатам и плагиоклазом) или продуктами их изменений (главным образом карбонатами и серицитом). Другие неидентифицированные твердые включения (рис. 8.11, в)

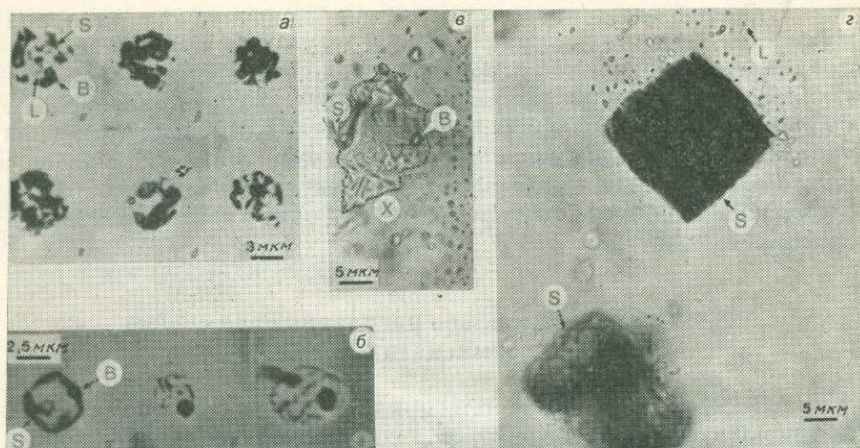


Рис. 8.11. Включения «расплава» в кварце из гранитоидов.

а — включения «расплава» из лейкосомы в мигматитах гранулитовой фации [29, рис. 29], содержащие агрегаты неуставленных силикатов (S), небольшое количество интерстициальной жидкости (L) и один или несколько темных газовых пузырьков (B). Часть черных пятен, возможно, представляют собой капли несмешивающейся рудной магматической жидкости.

б — включения «расплава» из лейкосом в гранитоидах, нагретые до температуры, по-видимому, около 1000 °С и затем медленно охлажденные. Содержимое включений становится более однородным, а очертания приобретают форму негативных кристаллов (левый снимок). Некоторые включения твердой фазы (рудные) и газовые пузырьки остаются [29, рис. 30].

в — предполагаемое реликтовое включение расплава (X), ассоциирующееся с рассолом (B — газовый пузырек, S — кубический кристаллик соли) в пегматитном мобилизате из окрестностей Нарстё, Южная Норвегия.

г — реликтовое включение расплава (S) в субвулканическом граните из Морвана, Центральный массив, Франция. Видны водные светлые включения (L) над изотропным твердым включением как результат удаления флюида из расплава. Никולי скрещены.

могут содержать реликтовые расплавы. Во всяком случае, при проведении дальнейших исследований такую возможность следует иметь в виду.

8.5. Обсуждение результатов

Исследования последних лет показали, что, несмотря на сложный характер газово-жидких включений в мигматитах, имеются определенные закономерности, относящиеся к их составу и распределению:

- 1) химический состав флюидов ограничен H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2 и их смесями;
- 2) в детально изученных примерах наиболее древние вклю-

чения состоят из чистой или почти чистой CO_2 , а самые молодые из H_2O ;

3) газово-жидкие включения, в особенности наиболее ранние включения CO_2 , распространены гораздо шире в лейкосоме, чем в других зонах мигматитов, что указывает на связь их образования с процессом мигматизации.

Вместе с тем в изучении газово-жидких включений остается много нерешенных вопросов. Важнейшими из них являются проблема источника или источников флюидов, в частности CO_2 и N_2 , и причина, по которой эти флюиды, будучи смешиваемыми, часто разбщены и находятся в разных включениях, хотя и тесно ассоциируются друг с другом. Особой проблемой для мигматитов является присутствие чистой или почти чистой CO_2 . Для частичного плавления в качестве синмигматитового флюида требуется наличие воды, однако ранние водные включения в мигматитах отсутствуют. Хотя преимущественное растворение воды в расплаве и способствует обогащению газовой фазы CO_2 , это не может объяснить появление самостоятельных выделений CO_2 , а также очень позднего появления H_2O , которая образует включения в породе при гораздо более низкой температуре, чем это следует ожидать при кристаллизации расплава, образующегося в результате частичного плавления; для пород района Бамбле эти температуры близки соответственно к 400°C (или чуть ниже) и 650°C (или чуть выше). Механизм образования сверхплотных включений CO_2 , которые встречаются в некоторых породах, также до конца не ясен. Распространение этих включений, по-видимому, ограничено определенной геологической обстановкой: в Ругаланне деформированными и рассланцованными породами, а в Передовом хребте лейкосомами. Предстоит дальнейшее изучение предполагаемых реликтовых включений расплава. Одна из неисследованных до настоящего времени проблем, касающихся газово-жидких включений, — это внутреннее буферирование f_{O_2} оксидами и влияние f_{O_2} на изменение количественного соотношения различных соединений в системе $\text{C}-\text{H}-\text{O}$ с изменением условий метаморфизма. На все эти вопросы предстоит ответить в ходе дальнейших исследований. Любая работа, сочетающая разнообразные методы микротермометрии и лазерной спектроскопии с тщательным петрографическим изучением пород, будет способствовать пополнению наших представлений о природе газово-жидких включений и о процессах мигматитообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bugge J. A. W. (1934) Geological and petrological investigations in the Kongsberg Bamble formation. *Norges Geol. Unders.* **160**.
2. Burnham C. W., Holloway J. R., Davis N. F. (1969) Thermodynamic properties of water to 1000°C and 10,000 bars. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* **132**.

3. Crawford M. L., Kraus D. W., Hollister L. S. (1979) Petrologic and fluid inclusion study of calc-silicate rocks, Prince Rupert, British Columbia. *Am. J. Sci.* **279**, 1135—1159.
4. Glassley W. E. (1983) The role of CO₂ in the chemical modification of deep continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* **47**, 597—616.
5. Holdway M. J. (1971) Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Am. J. Sci.* **271**, 97—131.
6. Hollister L. S., Burruss R. C. (1976) Phase equilibria in fluid inclusion from the Khtada Lake metamorphic complex. *Geochim. Cosmochim. Acta* **40**, 163—175.
7. Hollister L. S., Crawford M. L. (eds.) Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Min. Assoc. Canada, Calgary.
8. Hollister L. S., Burruss R. C., Henry D. L., Hendel E.-M. (1979) Physical conditions during uplift of metamorphic terrains, as recorded by fluid inclusions. *Bull. Mineral.* **102**, 555—561.
9. Jacobs G. K., Kerrick D. M. (1981) Methane: an equation of state with application to the ternary system H₂O—CO₂—CH₄. *Geochim. Cosmochim. Acta* **45**, 607—614.
10. Johannes W., Gupta L. N. (1982) Origin and evolution of a migmatite. *Contrib. Miner. Petrol.* **79**, 114—123.
11. Kadik A. A., Lukanin O. A. (1973) The solubility dependent behaviour of water and carbon dioxide in magmatic processes. *Geochem. Internat.* **10**, 115—129.
12. Konnerup-Madsen J. (1977) Composition and microthermometry of fluid inclusions in the Kleivan granite, South Norway. *Am. J. Sci.* **277**, 673—696.
13. Kreulen R. (1980) CO₂-rich fluids during regional metamorphism on Naxos (Greece): carbon isotopes and fluid inclusions. *Am. J. Sci.* **280**, 745—771.
14. Kreulen R., Schuiling R. D. (1982) N₂—CH₄—CO₂ fluids during formation of the Dome de L'Agout, France. *Geochim. Cosmochim. Acta* **46**, 193—203.
15. Lovering T. S., Goddard E. N. (1950) Geology and ore deposits of the Front Range, Colorado. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 223.
16. Newton R. C., Smith J. V., Windley B. F. (1980) Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature* **288**, 45—50.
17. Olsen S. N. (1977) Origin of the Baltimore Gneiss migmatites at Piney Creek, Maryland. *Geol. Soc. Am. Bull.* **88**, 1089—1101.
18. Olsen S. N. (1982) Open- and closed-system migmatites in the Front Range, Colorado. *Am. J. Sci.* **282**, 1596—1622.
19. Olsen S. N. (1984) Mass-balance and mass-transfer in migmatites from the Colorado Front Range. *Contrib. Miner. Petrol.* **85**, 30—44.
20. Peterman Z. E., Hedge C. E., Braddock W. A. (1968) Age of Precambrian events in the northeastern Front Range, Colorado. *J. Geophys. Res.* **73**, 2277—2296.
21. Priem H. N. A., Verschure R. H. (1982) Review of the isotope geochronology of the high-grade metamorphic Precambrian of S. W. Norway. *Geol. Rdsch.* **71**, 81—84.
22. Roedder E. (1981) Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping. In: Short Course in Fluid Inclusions: Application to Petrology, eds. Hollister L. S., Crawford M. L., Min. Assoc. Canada, Calgary, 101—137.
23. Roedder E. (1984) Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy* **12**, Mineralogical Society of America.
24. Rosasco G. J., Roedder E., Simmons J. H. (1975) Laser-excited Raman spectroscopy for nondestructive partial analysis of individual phases in fluid inclusions in minerals. *Science* **190**, 557—560.
25. Simmons G., Richter D. (1976) Microcracks in rocks. In: The Physics and Chemistry of Minerals and Rocks, ed. Strens R. G. J., Wiley, New York, 105—137.

26. *Sorby H. C.* (1858) On the microscopic structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Q. J. Geol. Soc. Lond.* **14**, 453—500.
27. *Swanenberg H. E. C.* (1979) Phase equilibria in carbonic systems, and their applications to freezing studies of fluid inclusions. *Contrib. Miner. Petrol.* **68**, 303—306.
28. *Swanenberg H. E. C.* (1980) Fluid inclusions in high-grade metamorphic rocks from S. W. Norway. *Geologica Ultraiectina, Utrecht* **25**.
29. *Томиленко А. А., Чупин В. П.* (1983) Термобарогеохимия метаморфических комплексов. — Новосибирск: Наука.
30. *Touret J.* (1966) Sur l'origine supracrustale des gneiss rubanés de Selas (formation de Bamble, Norvege méridionale). *C.R. Acad. Sci. Paris, Serie D* **262**, 9—12.
31. *Touret J.* (1969) Le socle Precambrian de la Norvege Méridionale (Region de Vegarshei-Gjerstad). Thèse Etat., 3 vol., Nancy, A.O. CNRS 2902.
32. *Touret J.* (1977) The significance of fluid inclusions in metamorphic rocks. In: *Thermodynamics in Geology*, ed. *Fraser D. G.*, D. Reidel Pub. Co., Dordrecht, Holland, 203—227.
33. *Touret J.* (1981) Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks. In: *Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology*, eds. *Hollister L. S., Crawford M. L.*, Min. Assoc. Canada, Calgary, 182—208.
34. *Touret J.* (1982) An empirical phase diagram for a part of the N_2 — CO_2 system at low temperature. *Chem. Geol.* **37**, 49—58.
35. *Touret J.* (1984) Les inclusions fluides: histoire d'un paradoxe. *Bull. Minéral.* **107**, 125—137.
36. *Touret J., Bottinga Y.* (1979) Equation d'état pour le CO_2 : application aux inclusions carboniques. *Bull. Minéral.* **102**, 577—583.
37. *Touret J., Dietvorst P.* (1983) Fluid inclusions in high-grade anatectic metamorphites. *J. Geol. Soc. Lond.* **140**, 635—649.
38. *Turner F. J.* (1981) *Metamorphic Petrology*, 2nd edn., McGraw-Hill, New York.
39. *Weisbrod A.* (1981) Fluid inclusions in shallow intrusions. In: *Short Course in Fluid Inclusions: Application to Petrology*, eds. *Hollister L. S., Crawford M. L.*, Min Assoc. Canada, Calgary, 241—271.
40. *Weisbrod A., Poty B., Touret J.* (1976) Les inclusions fluides en géochimie-pétrologie: tendances actuelles. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.* **99**, 140—152.
41. *Yardley B. W. D., Shepherd T. J., Barber J. P.* (1983) Fluid inclusions studies of high-grade rocks from Connemara, Ireland. In: *Migmatites, Melting, and Metamorphism*, eds. *Atherton M. P., Gribble C. D., Shiva, Nantwich*, 110—126.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

(Курсивом указаны рисунки и таблицы)

- Авалонский возраст метаморфизма 243, 245, 246, 259—263
- Агматиты 12, 13, 32, 43, 291
- Агрегатное распределение минералов 230, 233, 234, 236—239
- Акадский метаморфический максимум 242, 243, 248, 250—260, 263
- Активность воды (a_{H_2O}) 31, 34—36, 38, 147—148
- буферирование 39, 153—156, 158, 162
 - диаграмма «время — x » 161, 167
 - диаграммы $T-x$, $P-x$ 142, 144—148, 155—156, 159—160, 167
 - изменение 45, 186, 188, 189, 257
 - как фактор, контролирующий плавление 34, 37, 44, 58, 99, 103
 - понижение при деформациях 259
- Алюминий (Al), подвижность 20, 179—182, 193, 197—198
- Al_2SiO_5 см. также Андалузит, Кинанит, Силлиманит
- в остатке от плавления 22, 28—29, 273—274
 - два типа реакций с биотитом 22, 23, 28, 36, 113—115, 117, 119, 124, 131, 134—145, 148, 150, 151, 207, 225, 301
 - равновесие с расплавом в пелитовых системах 82, 122—124, 130—145, 146—148, 149—152
- Амфиболиты мигматизированные 177, 286, 291, 314, 316
- Амфиболы
- в гранитоидах 61, 62, 81, 280, 284
 - остатке от плавления 28, 29, 31, 61, 92, 105
 - ортоамфибол 112, 118
- Анаксис (частичное плавление)
- в присутствии водных растворов 38, 46, 103, 193, 201, 286, 298, 328
 - критерии «за» и «против» 20, 25, 31—32, 40, 47, 53, 90—91, 97, 175, 224, 230, 237, 239, 273, 277
 - определение 12, 15
 - примеры 16, 26, 32, 37, 38, 99, 101, 147, 188, 198, 215, 239—240, 253, 255, 261, 286, 291, 292, 301, 314
- Андалузит 20, 252, 301. См. также Al_2SiO_5
- Апатит 271, 280, 283, 289, 292
- Артериты 175
- Ассимиляция 24, 30, 255
- Берилл 292
- Беспорядочное распределение 230, 234—235
- Биотит (BiO)
- в остатке от плавления 60—61, 102—103, 255
 - дегидратация — плавление 22, 23, 28, 30, 124—130, 131, 134, 135—145, 149—152, 160—163, 166—167
 - изменение состава при мигматизации 29. δ ;—82, 84, 102—103
 - конгруэнтное — инконгруэнтное плавление 29, 92, 126
 - равновесие с расплавом в пелитовых системах 123—152, 159—166
 - реакции дегидратации 23, 36, 113—120, 140, 143—147, 148, 160—162
- Бластомилониты 253
- Блочные мигматиты 12, 15, 30, 295
- Вениты 175
- Водная фаза
- в смеси с CO_2 35, 59, 77, 90, 129, 141, 144, 159—163, 165, 189
 - газово-жидкие включения 103, 313—314, 318—319, 322—323, 324, 325, 328—329, 334—335
 - и образование пегматитовых жил 18, 215, 297
 - отделение (сегрегация) 18, 163—164, 214, 215
 - растворение и перенос 197, 201, 202, 203, 318—319, 322—323, 328—329
- Водонасыщенное плавление 20, 27, 28, 35, 54—56, 60, 66, 70, 73—76, 85—97, 126, 130—141, 167, 255
- Водонедосыщенное плавление 21, 28, 35, 57—58, 82, 90, 99, 126, 127, 141—152, 166, 188—189
- Всасывание при объемном расширении 286, 290
- Гаплограниты 28, 54, 67, 74, 77
- Гематит 271
- Геотермометрия 104, 177, 250, 254, 259, 323, 327
- Геохимия 17, 43, 253, 274—278
- баланс масс 179—186, 190—191, 194—197, 205—207, 253, 279—280, 283, 286, 288—289
 - гранулитовая фация 36—39
 - диатектиты 16
 - лейкосомы 24, 25, 94, 288, 300
 - плагноклаз 42
 - редкоземельные элементы 280, 283, 288—289
 - элементы-примеси 42, 209—211, 272—276, 279—280, 282, 298
- Геохронология 34, 245—248, 261—262, 265, 284, 292—293, 295, 299, 305, 307, 327
- Гнейсовидная сланцеватость 228, 229, 237
- Гнейсовые купола 245, 258—259
- «Гнейсы замещения» 270
- Гранат (Grt)
- в лейкосомах 255, 316, 317
 - влияние на состав расплава 122, 166—167
 - в остатке от плавления 22, 29, 207, 220, 255
 - зона и ступень метаморфизма 274, 294
 - пределы устойчивости Grt+Q 36, 117—118, 134, 166—167
 - при оценке PT a_{H_2O} -условий 34—36, 274, 299—301

- равновесие с расплавом в пелитовых системах 131—145, 146—152
- Гранитоидные мигматиты 18, 278—286, 290, 306
- Гранитоидные мигматиты 27, 98, 234, 273, 294
- Граниты 10, 14—17, 21, 74, 89, 248, 249, 252—253, 257, 261, 269, 299, 303—306
- анатектические 14, 15, 38, 91, 92, 263, 284
- типа I 299, 304
- типа S 284
- Гранодиориты 53, 62, 67, 95, 299, 327
- Гранулитовая фация 27, 30, 37—40, 242, 247—251, 258, 312—314, 316, 319
- Гранулиты 111
- Графит 318, 319, 324, 325
- Двуокись углерода (CO₂)
- низкая растворимость в расплаве 141, 144, 156, 165, 313, 332
- смесимость с H₂O 313, 328—329
- N₂ 323, 327, 334
- тройная точка 319, 329
- Деформация
- вслед за мигматизацией 33, 220—221, 228, 237—239, 270—273, 303—304, 306—307
- последовательность во времени 16, 33, 257—258, 267, 269, 273, 280, 283, 290, 293—294, 302—306
- частично расплавленных пород 16, 32, 34, 101, 103, 258, 286, 299, 306—307
- Диатектиты 12, 15, 16, 21, 38
- определение 12
- Диориты 60
- Диффузия 20, 41, 45, 55—57, 67—73, 86, 184, 186, 193, 215, 227, 229, 230
- Жилы 293, 294. *См. также* Пегматиты
- анатектические 255, 286, 288, 297, 306
- анортозитовые 27
- кварцевые 18, 294, 297—298, 325
- кварц-полевошпатовые 18, 27, 254, 271, 278, 294, 297
- метаморфическо-гидротермальные 18, 215
- Закрытая система 14, 43, 100, 175, 184—191, 203, 207, 208, 210, 253
- Зоны скалывания 260, 285, 290
- Изохора 322, 323, 326, 330
- Ильменит 271, 279, 280, 284
- Инконтруктное плавление 122, 123. *См. также* Биотит
- Инфильтрация 154, 155, 162, 164, 167, 203, 204
- «Ихор» 14, 175
- Калиевый полевоый шпат 25—31, 128—129, 166—167, 178—179, 199—200, 208, 224, 254, 270, 273, 279—280
- в лейкосомах 25, 29, 178—179, 205, 208, 270, 288, 303
- остаток от плавления 22, 29, 30, 156, 162, 166
- равновесие с расплавом в пелитовых системах 123—152, 159—167
- Кварц 22—23, 27, 61, 146, 222—223, 229, 237, 238, 270, 273, 317—318, 328, 329
- Кварцитовые мигматиты 101
- Кианит 325. *См. также* Al₂SiO₅
- зона/изограда/ступень метаморфизма 178, 252, 256, 268, 270, 274, 277, 290, 302, 303
- Кислород
- диффузия 67, 68
- изотопы 35, 58, 104, 105
- летучесть ^{16}O 203, 335
- Кливаж скольжения 215, 302
- Контруктное плавление 123, 126, 127. *См. также* Биотит
- Кордиерит 36, 115, 299. *См. также* Псевдоморфозы
- в лейкосомах 30, 255
- остаток от плавления 22, 29, 255
- + калишпат и др. в породах, приближающихся к гранулитовой фации 36, 98, 215, 255, 256, 301—302, 307
- координация Al в структуре 116
- порядок — беспорядок по Al и Si 36
- пределы устойчивости 114—116, 119, 120, 121, 131—134, 135, 136, 140, 143—145
- равновесие с расплавом в пелитовых системах 123—124, 131—145
- Корнерупин 120, 147
- Корунд 147
- Котектика 21, 55, 64, 74, 75, 86—89, 94, 96, 199, 200, 280, 298, 305
- в системе Q — pl 31, 63—65, 200
- Кристаллизация расплава 123, 126—127, 156, 158
- перитектические реакции 147, 158, 162
- появление калишпата 30, 128—129
- реакция дегидратации 26, 31, 42, 225
- реакция с раститом 26, 37, 42, 43, 127, 158, 163, 288
- Лейкосома 179—180, 317, 333
- определение 12
- присутствие газово-жидких включений 103, 317, 335
- Ликвидус 54, 55, 64—65, 71, 78, 128, 159, 164—167
- Магматическая инъекция 14, 15, 43, 46, 98, 100, 175, 191
- Магнетит 179, 197—198, 279, 304
- Мезосома 44, 45, 101, 176, 179—180, 194
- определение 12, 13
- Меланосома
- истинная и реликтовая 103
- определение 12, 13
- Метаграувакка 85, 277
- Метаморфическая геотерма 157
- Метаморфическая дифференциация 14, 17—19, 175, 184, 229, 239, 258
- примеры 229, 237, 263
- Метаморфические мигматиты 17, 32, 229
- Метасоматоз 14, 17, 98, 99, 105, 175, 196—197, 276, 278, 305, 312
- Метастабильное равновесие 116, 117, 119, 131, 132, 135
- Метатексис 12, 15
- Метод контактных частот 231—233
- параллельных линий 230—233
- Мигма 14, 123, 127, 158
- Мигматиты
- определение 11, 12, 17
- текстурные типы 11, 12
- экспериментальное плавление 45, 87, 89—90, 93, 95, 96
- Микротермометрия 314, 319, 320, 322, 330, 332
- Милониты 303
- Миметические строматиты 228, 229

- Мирмекит 26, 225, 226
 Мобиллизат 14, 314, 316
 Монацит 271, 280, 284, 292, 305
 Монцитоны 85, 253
 Муллит 81
 Мусковит (Mus)
 дегидратация ассоциации Mus+Q 18, 23, 36, 112—113, 115, 130—137
 дегидратация — плавление 22, 23, 28, 30, 39, 130—137, 149, 150, 207, 225, 261, 292, 307
- Неосома, определение 12, 13, 83
 «Норитоидные» мигматиты 30, 98
- Озумилит 120
 Оливин в искусственных системах 112, 116
 Ортопироксен (Орх) 112
 в остатке от плавления 30, 126, 156, 162, 166
 (гиперстен) изограда 316—317
 кристаллизация 128—129
 продукт дегидратации 114—115, 119, 125
 равновесие с расплавом в пелитовых системах 125—151, 159—166
 резорбция 128
Остальда рост 218
- Отделение (сегрегация) расплава 15, 24—25, 31, 42, 79, 91—95, 155, 163, 175, 201, 206, 209, 214, 254
 в зависимости от деформаций 25, 32, 44, 214, 228, 239, 286, 290
 — — степени плавления 25, 45, 59, 122, 163, 239, 286, 289
 влияние ранее существовавших структур 33, 227—228, 249, 258
 неполное 25, 32, 43, 127, 214, 219, 220, 229, 237, 239, 306
 потеря расплава системой 26—27, 30, 294
- Открытая система 14, 43, 45, 46, 175, 184, 190—204, 210—211
- Офтальмиты 25, 214, 218, 220, 229, 237, 249
- Очковые гнейсы 229, 278, 280
- Палеосома 12—13, 99, 101, 176
 Перматиты 18, 80, 204, 214—216, 251, 260—261, 286, 292—293, 295, 296
 Пелиты 110
 Перекристаллизация 32, 98, 99, 104, 222—223, 229, 232, 237, 239, 270, 307
 Пирит 280
 Плагноклаз Са-содержащий 40—41, 44—46, 70, 75—77, 97—101, 176—177, 179, 195—196, 229, 249, 273, 278, 280, 288—289, 316
 зависимость степени плавления от состава 27, 44—45, 60—66, 75—76, 97—99
 зональность 41, 42, 62, 67, 71—73, 88, 97, 99, 101—103, 178, 221, 224, 286
 и состав гранитного расплава 21, 89
 кинетика реакций 40—41, 54, 62, 65—74, 86—89, 96—97, 104
 кристаллизация из расплава 42, 100—102, 221
- Плотность флюидных включений 319, 322, 323, 325, 327—332
- Повторный метаморфизм 26, 30, 32, 41, 225, 248—251, 258—259, 262—263, 307
- Полевые шпаты *см. также* Шелочные полевые шпаты, Калишпат, Плагноклаз
 деформация 220, 222—223, 270, 304
 изменение 316, 333
 контактовые взаимоотношения зерен 233—234, 236—238
 пертиты, антипертиты 287, 288, 290, 304
- «структурное состояние» 36, 60, 84, 87, 88
- Полимигматизация 10, 254, 267, 291, 298—300, 306—307
 Прентит 316, 317, 323, 327
 Протолит (материнская порода) 44, 98, 101—102, 175, 316
 определение 12, 14
- Псевдоморфозы
 по калишпату 25—26, 30, 225
 — кордиериту 225
- Птигматитовая складчатость 33, 204, 304
 Пумпеллит 317, 323, 327
 Пятнистые гнейсы 19, 20
- Равномерное (дисперсное) распределение 230, 233, 234, 237—238
 Размер зерен 57, 67, 70, 86
 в лейкосомах 13, 18, 214—218, 239—240, 270—271
 — мезосомах 13, 214, 215, 218, 271
 — меланосомах 13, 215, 218, 219
- Рамановская спектроскопия 314
- Реакции без участия газовой фазы 22, 126, 149, 163, 164, 167, 256
 — дегидратации — плавления 22, 23, 38, 149, 220, 225
- Реакция «кипания» 138, 149
 Ресит 91, 100, 102
 зональный характер 158
 от плавления гранитов 279, 283, 286
 — — целитов 256, 280
 — — псаммитов 296, 297
- Рутил 280
- Сапфирин 119, 147
 Серцит 333
 Силлиманит 18, 20, 116, 178. *См. также* Al_2SiO_5
 в остатке от плавления 255
 зона 252, 256, 270, 274, 277, 290, 303, 306
 +калишпат (зона/изограда/ступень метаморфизма) 18, 98, 244, 251, 255, 256, 258, 261, 270, 273, 291, 300—301, 307
 +калишпат+кордиерит *см. кордиерит*
- Содержание воды в расплавах 58—59, 126—127, 151, 166, 312, 313, 332
- Солидус 54, 58, 64. *См. также* Температура минимального плавления
- Составы расплавов
 в искусственных пелитовых системах 121—123, 126—127, 130—139, 164
 гаплогранитная система +F 78
 «гранитный минимум» 20, 21, 27
 неравновесность Q—pl 71
 с мафическими минералами 81—82
 — минералами глинозема 80—81
 трудности определения 115—116, 122
 эволюция в процессе плавления 21—22, 29—30, 151, 209—210
- Ставролит 119, 215, 254, 256
 Статистический анализ
 Манна — Уилки критерий U 236, 274—276
 метод наименьших квадратов 44, 179—182
 Стьюдента критерий t 234, 235, 274—276
 Уилкоксона тест 234—236
- Стекло 71, 333, 334
 Структуры замещения 286, 287. *См. также* Псевдоморфозы
 Сфен 271, 304, 316
- Таблицы случайностей 232—233
 Температура минимального плавления (ми-

- минимальная температура плавления)
 гаплогранит+FeO+MgO 140
 гаплогранит+флюсовые компоненты 78
 гаплогранита 54, 55, 56
 гранита 75—76, 84, 85, 87—89
 гранодиорита 61, 62, 75—76, 84, 85
 тоналита 61, 62, 63, 64, 85
 Qz — Or — H₂O 115
 Qz — Or — H₂O + Cdt 115, 116, 118, 122, 167
 Термическая эволюция регионов 157—159, 244, 254, 263, 294—299
 Термическое (температурное) буферирование 22, 251, 256—257
 Тоналиты 53, 54, 62, 66, 67, 89, 229. *См. также* Температура минимального плавления
 Трондшмиттоидные мигматиты 27, 99, 218, 233, 239, 270, 292, 294, 300, 302, 303, 305, 307
 анатектические 224 227 237
 субсолидусное происхождение 31, 273, 307
 Турмалин 292
 Углеродородные флюидные включения 318, 319, 322—325
 Углеродистые флюидные включения 38—39, 141, 189, 313—314, 318—319, 320—332, 334—335
 Углеродный метаморфизм 38, 155, 162
 Фации метаморфизма 146—148, 158—159. *См. также* Гранулитовая фация
 фациальная серия 156
 фациальные типы 151—152
 Флюиды 35, 59, 77, 101, 112, 196—197, 201—203, 214, 277, 288, 294, 312
 Хлорит 260, 316
 Циркон 271, 278, 280, 304, 316
 в модели баланса масс 283, 289
 датирование 262, 284, 292, 305
 Цоизит (Zo) 63, 66, 76, 81
 Чарнокитовая ассоциация 166
 Чарнокиты 38
 Шлиры (шлировый) 12, 24, 229, 288, 291, 300, 306
 Шпинель 114, 117, 120—122, 146—148
 Щелочные полевые шпаты
 диффузия в кристаллах 55—57
 кинетика реакций 57
 сольвус 139
 Эвтектика (эвтектический) 20, 55, 56, 95, 123, 124
 Эпидот 280, 294

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие редактора перевода	5
1. Введение. Дж. Р. Эшурт. <i>Перевод М. А. Богомолова</i>	10
1.1. Предмет книги	10
1.2. Определения	11
1.3. Мигматиты и граниты	15
1.4. Мигматизация при отсутствии расплава	17
1.5. Составы анатектических лейкосом	20
1.6. Структуры и текстуры как возможные индикаторы присутствия расплава	32
1.7. Оценка PTa_{H_2O} -условий	34
1.8. Гранулитовая фация	37
1.9. Минеральные составы лейкосомы и меланосомы: проблема плагиоклаза	40
1.10. Открытые и закрытые системы	43
1.11. Выводы	47
2. Значение экспериментальных исследований по проблеме формирования мигматитов. В. Йоганнес. <i>Перевод Ю. Т. Сухорукова</i>	53
2.1. Введение	53
2.2. Экспериментальные исследования гаплогранитной системы $Qz - Or - Ab - H_2O$	54
2.3. Экспериментальные исследования тоналитовой системы $Qz - Ab - An - H_2O$	59
2.4. Экспериментальные исследования гранитной системы $Qz - Or - Ab - An - H_2O$	74
2.5. Составы плагиоклазов: наблюдения в природе, экспериментальные данные и выводы	97
2.6. Рекомендации для будущих исследований	101
3. Фазовые равновесия при частичном плавлении пелитовых пород. Джеймс А. Грант. <i>Перевод М. А. Богомолова</i>	110
3.1. Введение	110
3.2. Субсолидусные фазовые равновесия и экспериментальные данные	112
3.3. Частичное плавление	121
3.4. Плавление при $P_{H_2O} = P_{общ}$	130
3.5. Плавление при $P_{H_2O} < P_{общ}$	141
3.6. Плавление при отсутствии пара	149
3.7. Внутренний и внешний контроль интенсивных параметров	153
3.8. Пути во времени и пространстве	156
3.9. Разделение твердой, жидкой и газовой фаз	163
3.10. Краткий обзор соотношений на ликвидусе	164
3.11. Выводы	166

4. Баланс масс в мигматитах. Сакико Н. Олсен. <i>Перевод Ю. Т. Сухорукова</i>	174
4.1. Введение	174
4.2. Гнейсы Балтимор и мигматиты Передового хребта	177
4.3. Расчеты баланса масс: методы и допущения	179
4.4. Расчеты баланса масс: результаты	184
4.5. Мигматиты формации Литлтон	204
4.6. Обсуждение результатов	210
5. Структуры. Дж. Р. Эшуорт, Э. Л. Мак-Леллан. <i>Перевод Ю. Т. Сухорукова</i>	214
5.1. Введение	214
5.2. Размер зерен	214
5.3. Структуры, связанные с процессом кристаллизации из расплава	221
5.4. Форма зерен	227
5.5. Ориентировка зерен (петроструктура)	227
5.6. Взаимоотношения на границах зерен	230
5.7. Выводы	239
6. Проявления мигматитов в Новой Англии. Роберт Дж. Трейси. <i>Перевод Л. Н. Индолева</i>	242
6.1. Введение	242
6.2. История тектонического развития Новой Англии	245
6.3. Гренвиллские массивы западной части Новой Англии	248
6.4. Ордовикские мигматиты западного пояса метаморфизма высокой степени	249
6.5. Мигматиты Восточного академического метаморфического максимума	251
6.6. Авалонские комплексы с наложенным аллеганским метаморфизмом	260
6.7. Выводы	262
7. Мигматиты Мойнской серии Шотландии. Дэвид Барр. <i>Перевод Л. Н. Индолева</i>	267
7.1. Введение	267
7.2. Ранние мигматиты	270
7.3. Поздние мигматиты	284
7.4. Мигматиты Сатерленда	301
7.5. Заключение	306
8. Газово-жидкие включения в мигматитах. Дж. Туре, Сакико Н. Олсен. <i>Перевод Л. Н. Индолева</i>	312
8.1. Введение	312
8.2. Газово-жидкие включения в мигматитах провинции Бамбле, Норвегия	314
8.3. Газово-жидкие включения в мигматитах Передового хребта	327
8.4. Предположительно расплавные включения в мигматитах	333
8.5. Обсуждение результатов	334
Предметный указатель	341

УВАЖАЕМЫИ ЧИТАТЕЛЫ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Монография

Дж. Р. Эшуорт, В. Йоганнес, Дж. А. Грант и др.

МИГМАТИТЫ

Под редакцией Дж. Р. Эшуорта

Заведующий редакцией В. В. Герасимовский
Научный редактор В. И. Чернышева
Младший научный редактор А. В. Швыряева
Художник А. В. Лисицын
Художественный редактор А. Я. Мусин
Технические редакторы Л. П. Бирюкова,
М. А. Страшнова
Корректор Н. Н. Яковлева

ИБ № 6295

Сдано в набор 12.08.87. Подписано к печати 30.12.87.
Формат 60×90^{1/8}. Бумага кн.-журнальная. Печать вы-
сокая. Гарнитура литературная. Объем 10,75 бум. л. Усл.
печ. л. 21,50. Усл. кр.-отт. 21,50. Уч.-изд. л. 23,37.
Изд. № 5/5244. Тираж 1000 экз. Зак. 1197. Цена 4 р. 50 к.

Издательство «Мир». 129820, ГСП, Москва, И-110,
1-й Рижский пер., 2.

Московская типография № 11 Союзполиграфпрома при
Государственном комитете СССР по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли. 113105, Москва, Нага-
тинская ул., д. 1.

4995