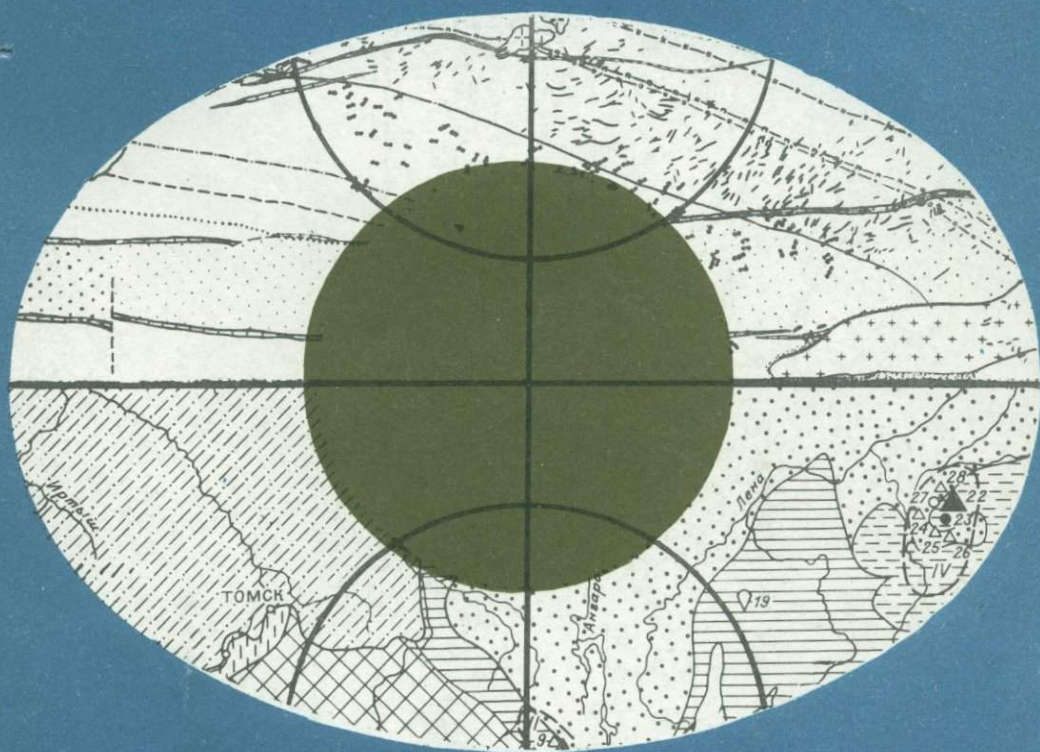


ПЕТРОЛОГИЯ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ПЕТРОЛОГИЯ
И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ
ЛИТОСФЕРЫ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических
наук *И. К. Карпов*

5015



НОВОСИБИРСК
„НАУКА“
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1988



Авторы

Ф. А. Летников, Г. Д. Феоктистов, Н. В. Вилор, М. И. Грудинин, Т. П. Гантимова,
А. А. Гантимуров, П. И. Дорогокупец, Н. С. Жатнуев, И. Г. Менакер, Ю. В. Мень-
шагин, В. Б. Савельева, С. О. Балышев

Петрология и флюидный режим континентальной литосферы/Лет-
ников Ф. А., Феоктистов Г. Д., Вилор Н. В. и др.— Новосибирск: Нау-
ка. Сиб. отд-ние, 1988.— 187 с.

ISBN 5—02—028803—9.

На основании обобщения петрологических, геохимических экспериментальных данных, банка флюидных анализов, результатов физико-химического моделирования на ЭВМ рассмотрены особенности эволюции ультраосновных, основных, кислых магматических систем, метаморфических комплексов, процессов катагенеза, высокоуглеродистых флюидных систем, тектонитов, термоградиентных и гидротермальных флюидных систем на различных уровнях литосферы, а также механизм формирования литосферы, ее флюидная активизация и проблемы рудообразования.

Монография представляет интерес для геологов, петрологов, геохимиков, тектонистов и специалистов по рудогенезу.

Табл. 23. Ил. 56. Библиогр.: 381 назв.

Рецензенты

доктор геолого-минералогических наук *С. А. Кашик*,
кандидат геолого-минералогических наук *З. И. Петрова*

Утверждено к печати Институтом земной коры СО АН СССР

Научное издание

Летников Феликс Артемьевич
Феоктистов Геннадий Дмитриевич
Вилор Николай Васильевич и др.

ПЕТРОЛОГИЯ
И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Редактор издательства *А. М. Самсоенко*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Л. П. Минеева*
Корректоры *И. А. Абрамова, С. В. Блинова*

ИБ № 34213

Сдано в набор 30.09.87. Подписано к печати 23.03.88. МН-01816. Формат 70×108¹/₁₆.
Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 16,1.
Усл. кр.-отт. 16,8. Уч.-изд. л. 18. Тираж 1000 экз. Заказ № 1037. Цена 3 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение,
630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

1904010000—802
П 042(02)—88 218—88—II

©Издательство «Наука», 1988

ISBN 5—02—028803—9

ПРЕДИСЛОВИЕ

В результате многолетних исследований в петрологии четко сформировалось мнение о ведущей роли флюидов в эволюционном развитии литосферы, когда флюидный режим образования конкретного комплекса пород характеризует вполне определенную геодинамическую обстановку. Многолетние исследования по этой проблеме, проводимые в лаборатории экспериментальной и теоретической петрологии Института земной коры СО АН СССР с участием ученых из других научных центров Союза, были суммированы в серии монографий. Выполнение столь сложной работы стало возможным за счет создания в лаборатории высокопрофессионального коллектива единомышленников, работающих по единому плану и использующих широкий спектр современных методов исследования. Благодаря созданию уникального банка газовых хроматографических анализов разнообразных пород, руд и минералов, включающего более 20 тыс. проб, появилась возможность оценить флюидный режим эволюции литосферы во временном интервале от раннего архея до кайнозоя. В итоге было сформулировано представление об уровнях зрелости литосферы и создана ее флюидная модель.

Исключительную роль в решении данной проблемы сыграло многолетнее научное содружество с И. К. Карповым, сформировавшим новое направление физико-химического моделирования на ЭВМ. Под его руководством был создан расчетный комплекс «Селектор». Использование этого комплекса невозможно без банка термодинамических данных по минералам и химическим соединениям, используемым в расчетах. Поэтому создание такого банка данных силами сотрудников лабораторий экспериментальной и теоретической петрологии Института земной коры СО АН СССР и физико-химического моделирования Института геохимии СО АН СССР Иркутского научного центра дало возможность для изучения широкого круга разнообразных моделей природных мультисистем. Наличие в лаборатории необходимого экспериментального оборудования позволило провести серию экспериментов и существенно дополнить наши представления об эволюции флюидных систем в разнообразных физико-химических условиях. Сочетание петрологических, геохимических, расчетных и экспериментальных данных позволило достаточно широко осветить широкую гамму процессов, формирующих литосферу на разных *PT*-уровнях, от глубинных до приповерхностных. Учитывая сложность рассматриваемой проблемы и многообразие объектов исследования, в этой ограниченной по объему работе авторы осветили лишь основные моменты развития и влияния флюидов на формирование определенных петрокомплексов. Особое внимание было уделено поведению рудных компонентов и проблемам рудообразования. В целом данную работу можно рассматривать как очередную попытку изучения литосферы и протекающих в ней процессов с единых позиций — оценки флюидного режима и влияния этого фактора на процессы петро- и рудогенеза. Некоторые разделы этой монографии носят чисто постановочный характер, ибо подня-

тые в них вопросы на таком уровне рассматриваются впервые и при этом альтернативные варианты неизбежны.

Авторы глубоко признательны всем, кто способствовал выполнению этой работы, и особенно И. К. Карпову, Н. В. Забоевой, Л. В. Барановой, А. А. Казьмину. Все принимавшие участие в расчетах по физико-химическому моделированию на ЭВМ с использованием дисплейной связи единодушно отмечают доброжелательное отношение к ним Б. Лайта, что, несомненно, способствовало успешному решению разнообразных задач.

Список сокращений и условных обозначений

Аб	— альбит	Ми	— микроклин
Акт	— акцессорин	Мнт	— монтмориллонит
Акц	— актинолит	Мус	— мусковит
Алм	— альмандин	Ол	— оливин
Ам	— амазонит	Опир	— ортопироксен
Амф	— амфибол	Орт	— ортоклаз
Ан	— анортит	Пар	— парагонит
Ани	— аннит	Пи	— пирит
Би	— биотит	Пир	— пироксен
Бун	— буizenит	Пмп	— пумпеллит
Г	— гетит	Пл	— плагиоклаз
Гед	— геденбергит	Пр	— пренит
Гем	— гематит	Рут	— рутил
Гдиор	— гранодиорит	Рог	— роговая обманка
Гип	— гиперстен	Сан	— санидин
Гр	— гранат	Сдф	— сидерофиллит
Гф	— графит	Сил	— силлиманит
Ди	— диоксид	Сф	— сфен
Дис	— дистен	Скап	— скаполит
Дол	— доломит	Тур	— турмалин
Илм	— ильменит	Тр	— тремолит
Ист	— истонит	Хл	— хлорит
Ка	— каолинит	Цо	— цоизит
Кал	— кальцит	Фа	— фаялит
Карб	— карбонат	фл	— флюид
Кв	— кварц	Флог	— флогопит
Ки	— кианит	Фо	— форстерит
Ко	— коэсит	Чер	— чермакит
Кор	— кордиерит	Шп	— шпинель
Кпир	— клинопироксен	Эп	— энстатит
Кпш	— калишпат	Эп	— эпидот
Леп	— лепидолит		
Маг	— магнетит		
Мг	— магнезит		
		G	— графит
		Q	— кварц
		Mt	— магнетит
		Ht	— гематит
		Сoh	— когенит

- G_a — фаялит
 P_i — давление i компонента
 f_i — фугитивность i компонента
 X_i — мольная доля i компонента
 ΔZ — приращение изобарно-изотермического потенциала
 $G_{T, P}$ — свободная энергия Гиббса при данных T и P
 $K_{\text{вос}}$ — коэффициент восстановленности

$$\frac{\text{CO} + \text{CH}_4 + \text{H}_2}{\text{CH}_2 + \text{H}_2\text{O}}$$

 K_P^i — коэффициент распределения компонента i
 K_i — концентрация i компонента

ФЛЮИДНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Известно, что в основе всех геологических концепций о развитии Земли как космического тела лежат представления о дегазации и выносе из недр в верхние горизонты литосферы значительных масс вещества. Под эволюционным развитием Земли подразумевали также изменение эндогенных процессов [Виноградов, 1959] и, в частности, режима дегазации. Однако для обоснования последней гипотезы не было необходимых аналитических данных.

Располагая банком флюидных анализов, выполненных по единой методике в лаборатории экспериментальной и теоретической петрологии Института земной коры СО АН СССР, мы провели сопоставление однотипных пород во временном интервале 2,8 млрд — 30 млн лет. В выборку включались только пробы, охарактеризованные шлифами, при просмотре которых учитывались степень сохранности породы и наложение последующих метасоматических процессов. Итогом такой многолетней работы явились следующие выводы.

ЭВОЛЮЦИЯ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА
В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Изучение флюидной компоненты, заключенной в породе, позволяет оценить флюидный режим глубинных процессов в коре и мантии в геологически обозримом временном интервале. Особое значение имели работы по изучению реликтов наиболее древних архейских пород, самых ранних этапов формирования земной коры. Высокая степень преобразования архейских пород под воздействием более поздних процессов гранитизации и связанных с ней метасоматических явлений значительно усложняет выбор объектов исследования, ибо даже незначительное проявление наложенных процессов весьма искажает информацию о флюидах, заключенных в горных породах. Поэтому выбор пород всегда сопровождался детальным петрографическим контролем и тщательной отбраковкой проб для анализа.

Основными объектами исследования явились породы архея Прибайкалья и в меньшей мере Алдана и Приладожья.

Основные и ультраосновные породы архея. Сложность датировки абсолютного возраста ультраосновных и основных пород общеизвестна, ибо K-Ar датировки фиксируют время проявления более поздних процессов и вообще малоинформативны, для основных пород возрастные датировки получены Rb-Sr методом, а U-Pb метод ввиду отсутствия в этих породах циркона (или его крайне незначительных количеств в основных разностях) неприемлем.

Для изученных нами регионов Nd-Sm датировки пока отсутствуют. Таким образом, можно судить о возрасте пород относительно более поздних процессов, изотопные и геологические датировки которых достаточно обоснованы.

Флюидная характеристика архейских пород Прибайкалья, мл/г

Порода	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	H ₂ /H ₂ O	CO/CO ₂	K _{вос}	Σгаз	Σгаз+вода	H/C
Оливиновые пироксениты (14)	4,23 0,4	2,3 0,65	0,84 0,13	0,02 0,005	5,5 0,7	0,9 0,05	1,29 0,59	0,61 0,16	1,1 0,24	6,42 1,02	10,65 1,64	5 1,5
Меланократовое габбро (11)	6,3 1,3	2,6 0,15	0,72 0,08	0,005	1,02 0,23	0,38 0,15	0,6 0,15	0,4 0,1	0,5 0,15	4,72 0,52	11,02 1,82	7,35 1,3
Меланократовые сланцы по габброидам (27)	2,03	1,5	0,6	—	1,17	0,14	0,57	0,4	0,5	3,4	5,43	4,3
Гранулиты (64)	2,8	1,26	0,4	0,01	1,2	0,08	0,4	0,3	0,4	2,9	5,7	8,2
Эндербиты (40)	3,4	1,1	0,2	—	0,6	0,1	0,2	0,17	0,18	2,0	5,4	11,3

Примечание. Для двух первых групп пород даны максимальные (в числителе) и минимальные (в знаменателе) значения.

Ультраосновные породы наиболее хорошо сохранились в архее Прибайкалья. Они изучены Ф. А. Летниковым, М. И. Грudiным, О. М. Глазуновым и др. По минеральному составу эти породы отвечают оливиновым пироксенитам со слабой серпентинизацией и широкой флогопитизацией, связанной с более поздними процессами гранитизации. Крайне незначительное проявление серпентинизации в этих породах — характерная черта многих архейских гипербазитов (особенно интрузивных), подчеркивающих «сухость» флюидных систем с низким P_{H_2O} . Породам этого типа свойственна прямая зависимость степени преобразования (серпентинизация, амфиболизация, флогопитизация, биотитизация и т. д.) от интенсивности рассланцевания, ибо плотные нерассланцованные породы изменены весьма слабо, обычно по редким и тонким прожилкам и зонам, в то время как интенсивно порода преобразуется в основном вдоль сланцеватости. Поэтому наименее измененные породы слагают массивные центральные части тел, окаймленные «рубашкой» рассланцованных и метасоматически измененных пород. Если такое тело под действием тектонических напряжений перемещается в сланцево-гнейсовом субстрате, то рассланцованная оболочка иногда отделяется от массивного ядра, которое в виде отдельных будин может залегать в породах более кислого состава. Именно такие массивные блоки, или отдельные будины, после тщательного петрографического изучения и были объектами для газового хроматографического анализа, когда в заключенном в породе флюиде определялись H₂O, CO₂, CO, CH₄, H₂ и N₂ [Летников, 1985].

Поскольку описанные породы подвергаются гранулитовому метаморфизму, возраст которого, по данным Е. В. Бибиковой [Бибикова и др., 1981], 2700—2600 млн лет, то изученные нами породы явно древнее. Они наиболее близки к перидотитовым коматиитам и (судя по всем геологическим данным) являются интрузивными породами. Повсеместные процессы флогопитизации даже при строгом петрографическом контроле не дают оснований для утверждения о том, что получается флюидный анализ исходной ультраосновной породы, ибо слюды представляют собой наиболее емкие минералы в отношении флюидной фазы. Тем не менее отдельные пробы указывают на высокий восстановительный характер флюидов (табл. 1), сопоставимый с таковым для нодулей лердолитов, вынесенных из мантии кайнозойскими базальтами [Флюидный режим, 1980а].

Поскольку объем выборки, представленной неизменными породами, невелик, а расчет средних и статистических характеристик для много-

километровой полосы не будет конкретным, то мы ограничились указанием верхних и нижних диапазонов колебания содержаний флюидных компонентов и их соотношений. Из этих данных видно, что по сравнению с более молодыми породами этого типа [Флюидный режим, 1980а] базиты и особенно гипербазиты характеризовались высокими уровнями восстановленности флюидов ($K_{вос} = 1$). По сравнению с меланократовым габбро оливиновые пироксениты характеризуются более высокими содержаниями CO , CH_4 и особенно H_2 . В них больше сумма всех газов по отношению к H_2O , количество которых всегда меньше в пироксенитах по сравнению с габбро. Уже в архее ультраосновные и основные расплавы формировались под воздействием существенно отличных по степени окисленности флюидов, хотя общность их и генетическое родство, судя по близким значениям отношения H/C , очевидны.

Восстановительный флюидный режим, характерный для архейского этапа базит-гипербазитового магматизма, обусловил возможность образования сульфидов в массе расплава и формирование затем уникальных по масштабам скоплений сульфидов в коматиитах и гипербазитах архея. Именно восстановительный флюидный режим (а не специфический петрохимический состав) обусловил экстракцию рудных компонентов из расплава в сульфиды с последующим осаждением их в виде ликватов.

Метаморфические породы архея представлены довольно широко в виде различных сланцев и амфиболитов. При их изучении опять же встает проблема тщательности отбора проб на флюидный анализ, не затронутых более поздней гранитизацией. При этом конвергентность петрографических признаков всегда дает возможность усомниться в первичности плагиоклазов или амфиболов в меланократовых архейских сланцах и особенно амфиболитах. Тем не менее выборка по этим породам достаточно велика (27 проб), и полученные данные позволяют оценить флюидный режим метаморфизма (см. табл. 1).

Из табл. 1 видно, что процесс метаморфизма в условиях гранулитовой фации протекал в относительно восстановительных условиях, при преобладании суммы газов над H_2O , при $H_2/H_2O = 0,57$. Это обстоятельство обусловило устойчивость исходных парагенетических ассоциаций, когда в меланократовых сланцах по габброидам сохраняются пироксены и даже иногда в реликтах оливин при подчиненном развитии более поздних амфиболов. Иными словами, как уже ранее подчеркивалось нами [Летников и др., 1981], «сухость» парагенетических ассоциаций архейских гранулитов обусловлена не только высокими P и T , но и специфическим флюидным режимом. Необходимо подчеркнуть, что в нашу выборку были включены лишь двупироксен-роговообманковые и роговообманковые сланцы без биотита или с крайне незначительным его количеством, ибо природа биотита до сих пор дискуссионна, в большинстве случаев он более поздний.

Таким образом, устанавливается преемственность по флюидному режиму от магматических до метаморфических пород, когда стиль всех эндогенных процессов по флюидным параметрам был единым. Эта отличительная черта раннего архея является глобальной и устанавливается в разных типах пород [Флюидный режим, 1980а]. Вместе с тем необходимо отметить и черты различия на фоне установленной закономерности. Так, для Сутама и Ларбы (Алдан) при сохранении упомянутых выше закономерностей характерны относительно низкое содержание CO_2 и CO и меньший коэффициент восстановленности флюидов по сравнению с Шарыжалгаем [Флюидный режим, 1980а]. Если для Шарыжалгай отбор проб был более строгим, то по Алдану анализу подвергались, по-видимому, породы, частично затронутые более поздними процессами. Тем не менее региональная (возможно, и возрастная) гетерогенность архейской коры несомненна, ибо анализ отдельных образцов из Западной Австралии отчетливо указывает на значительно более высокую окисленность флюидов, хотя они и

датируются по широкому спектру оценок возрастом более 3 млрд лет. Все это указывает на то, что уже в архее в достаточно узком временном интервале существовали блоки континентальной коры с разной степенью зрелости.

Гранулиты и эндробиты архея характеризуют самые ранние этапы гранитизации, которые последовали за метаморфизмом пород.

В возрастном отношении — это по сути единый этап, который, по данным U-Pb определений по цирконам, в Шарыжалгае имеет возраст 2600—2700 млрд лет [Бибикова и др., 1981].

Наиболее ранние породы этапа гранитизации — плагиогнейсы и плагиомигматиты. При этом отмечается четкая преемственность по темноцветным минералам от исходного субстрата; например, по двупироксеновым сланцам образуются двупироксеновые гнейсы и мигматиты, тоже соответственно и по пироксен-амфиболовым и т. д. Процесс гранитизации заключается в том, что преимущественно по плоскостям сланцеватости развиваются кварц и плагиоклаз (№ 32—40) при резко подчиненном количестве калиевого полевого шпата. На этой стадии формируются плагиогранулиты, которые затем претерпевают частичное плавление, а при кристаллизации расплавов формируются тела эндробитов. Для раннего этапа гранитизации характерна еще достаточно высокая восстановленность флюидов ($K_{\text{вос}} = 0,4$), но существенно возрастает роль H_2O по отношению ко всем остальным газам, что отражается в замещении пироксенов амфиболами и иногда биотитом. Однако развитие этих минералов протекает при относительно высоком P_{H_2} , о чем говорят анализы минералов амфиболов ($K_{\text{вос}} = 2,7$) и биотитов ($K_{\text{вос}} = 1,62$) из этих пород, когда в них $\text{H}_2 > \text{H}_2\text{O}$. Иными словами, даже на этапе ранней архейской гранитизации устанавливается высокий уровень общей восстановленности флюидных систем, свойственный ранним этапам формирования земной коры.

Как следует из полученных данных (см. табл. 1), расплавление плагиоэндробитов и их последующая кристаллизация протекали на фоне окисления флюидов и снижения уровня их восстановленности. Это прежде всего отразилось на повышении доли H_2O во флюиде и увеличении отношения Н/С — до 11,3, что привело к вытеснению двупироксеновых ассоциаций амфибол-биотитовыми.

Из сопоставления последовательно образующихся типов пород видно, что флюидный режим эндогенных процессов даже в архее не оставался постоянным. Сравнение однотипных пород по всему временному интервалу от архея до кайнозоя в еще большей мере подтвердило этот тезис.

Принципиально новым явился вывод о том, что флюидный режим магматизма, метаморфизма и сопряженных с ними явлений во все геологические эпохи не оставался постоянным, и на рубеже раннего и позднего архея, а для некоторых районов архея и протерозоя в глобальном масштабе произошла смена восстановительного флюидного режима на окислительный. Вся история развития Земли как космического тела знаменовалась отступлением в глубь мантии фронта восстановленных флюидов. Инверсия флюидных эндогенных систем от восстановленных к окислительным явилась тем благоприятным фактором, который компенсировал убыль тепловой энергии в верхних частях литосферы при снижении геотермического градиента по мере формирования Земли как космического тела. Значит, постепенное повышение количества H_2O во флюидах сделало возможным выплавление в этих условиях расплавов на фоне падения температуры субстрата.

Эта тенденция отчетливо устанавливается при сопоставлении степени окисленности флюидов в изофациальных породах базит-гипербазитового ряда, гранитоидах и метаморфических породах (рис. 1). Данное обстоятельство во многом предопределило «сухость» процессов метаморфизма и гранитообразования и развитие двупироксеновых и пироксен-гранатовых

$$\frac{(H_2 + CO + CH_4)}{(H_2O + CO_2)}$$

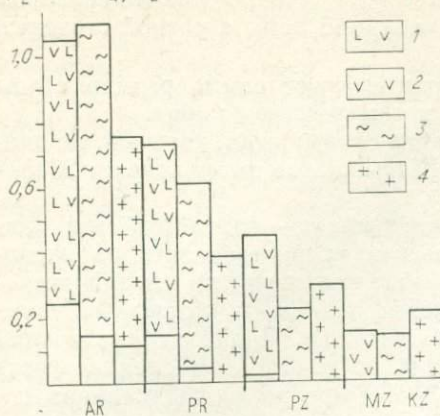


Рис. 1. Изменение степени восстановленности флюидов в различные геологические эпохи.

1 — базит-гипербазитовые и 2 — базитовые комплексы; 3 — метаморфические породы гранулитовой и амфиболитовой фаций; 4 — гранитоиды.

парагенетических ассоциаций в широком спектре раннеархейских пород, которые в более поздние эпохи вытеснялись амфибол-биотитовыми или биотит-мусковитовыми парагенезисами. Иначе говоря, с позднего архея (а для отдельных типов пород с протерозоя) во всем объеме коры преобладали окисленные флюидные системы, за исключением зон глущинных разломов, глубоко дренирующих мантию, вдоль которых иногда синхронно с магматическими расплавами поступали существенно восстановленные флюиды.

Начиная от среднего архея во всех флюидных системах монотонно увеличивалось содержание H_2O по отношению к остальным газовым компонентам на фоне общепланетарного процесса инверсии флюидного режима эндогенных флюидных систем от восстановленных к окисленным. Сравнение флюидных анализов гранитов и изофациальных гнейсов докембрия Прибайкалья однозначно указывает на то, что процессы гранитизации протекали под воздействием более восстановленных флюидов, в то время как плавление и кристаллизация гранитоидов проходили в существенно окислительных условиях при резком повышении доли воды.

Основа всех флюидных эндогенных систем — углерод и водород. На их базе возникают соединения с кислородом, серой, хлором, фтором, азотом, бором и т. д., поэтому весьма информативным оказалось сравнение мольных количеств углерода и водорода в анализируемых флюидах (рис. 2). Из сопоставления видно, что в архее и протерозое все эндогенные магматические флюидные системы, как мантийные, так и коровые, характеризовались близкими значениями отношений H/C , т. е. имели один тип флюидных систем при различных уровнях их окисленности. Из палеозойских пород по этому параметру близки базиты и гипербазиты, но от них резко отличаются граниты. Следовательно, если для архея и протерозоя характерен единый тип флюидов для всех магматических систем одной геологической эпохи, то в палеозое намечается различие между базитами и гипербазитами и особенно — между ними гранитами. Исходя из коровой природы гранитов и глубин генерации базит-гипербазитовых расплавов, можно утверждать, что в палеозое (а для некоторых регионов и раньше) произошло разделение мантийных и коровых флюидных систем, и магматические очаги в мантии и коре возникали и эволюционировали под воздействием различных флюидных систем.

Из сопоставления видно однонаправленное возрастание отношения H/C во флюидах, т. е. с течением геологического времени истощались верхние части литосферы по углероду и «углеродный фронт» отступал в глубь мантии. Сказанное хорошо иллюстрируется данными по Прибайкалью (рис. 3), где сопоставление архейских, протерозойских и кайнозойских базальтов указывает на возрастание отношения H/C с 3 в архее до 12 и 18 в более поздние геологические периоды. При этом низкое отношение H/C (6,5) в лерцолитах из кайнозойских базальтов Байкальского рифта однозначно указывает на их древний возраст.

Механизм этого явления заключается в том, что с ростом T , P и снижением P_{O_2} углерод способен входить в силикатные анионы с образо-

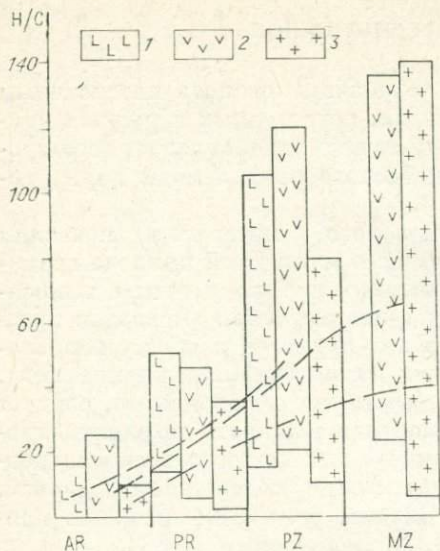


Рис. 2. Изменение отношения N/C во флюидах в различные геологические эпохи.

1 — ультраосновные и 2 — основные породы; 3 — гранитоиды.

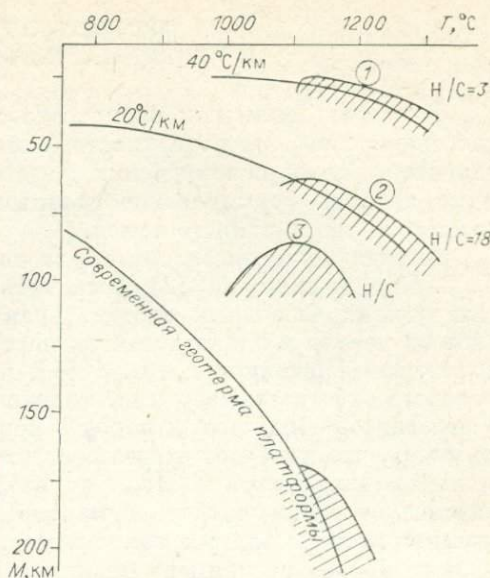


Рис. 3. Изменение отношения N/C в базитах Прибайкалья.

1 — архейская геотерма и область выплавления базальтоидных магм; 2 — то же, для протерозоя; 3 — область генерации базальтовых расплавов под Байкальским рифтом (базальтоиды — 12, нодули — 6).

ванием смешанных сополимеров типа $(Si, C)O_4^{2-}$ [Нарсеев, Летников, 1969]. С увеличением полимеризации силикатов и уменьшением P и T на фоне роста P_{O_2} понижается количество углерода в силикатах, который переходит в самостоятельную фазу (графит, алмаз), карбиды или же во флюид [Нарсеев, Летников, 1969]. Отсюда следует, что если взять за основу базит-гипербазитовый состав протокры, то можно предположить, что ранние этапы развития Земли характеризовались интенсивным выносом углерода из литосферы в земную кору и на ее поверхность, а накопление углерода в экзосфере (по терминологии В. И. Вернадского) явилось благоприятным фактором зарождения и развития здесь жизни. Исходя из этого, можно полагать, что подобная эволюция флюидного режима характерна для планет земного типа и процесс интенсивного выноса углерода в экзосферу, типичный для раннеархейского этапа развития Земли, мы сейчас наблюдаем на Венере. Учет этого явления может служить основанием для прогнозирования процесса появления биосистем на планетах подобного типа.

Наращение в интервале архей — палеозой процесса выноса водорода из недр планеты в верхние горизонты литосферы, с чем связаны явления формирования земной коры, также приводило к обеднению пород верхней мантии соединениями углерода. Иными словами, восходящие водородные (и возникающие на их основе водные) флюидные потоки как бы «вымывали» углерод из глубинных горных пород, перемещая его в самые верхние оболочки литосферы. В силу проявления такой тенденции в осадочном чехле планеты и покрывающих ее водных бассейнах возрастала общая концентрация углерода, что приводило к формированию разнообразных соединений — от карбонатных толщ до скоплений угля и углеводородов. Таким путем была сформирована внешняя углеродная оболочка Земли. Ей комплементарна нижняя часть коры и верхней мантии, истощенной по углероду, ниже которой снова начинается зона высокоуглеродистых магм и пород, зачастую отвечающих астеносферному слою.

ЗРЕЛОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ И ПРИРОДА АСТЕНОСФЕРНОГО СЛОЯ

Развитие Земли как космического тела знаменовалось интенсивным массопереносом к ее поверхности флюидных, петрогенных и рудных компонентов. Одним из важнейших следствий такого однонаправленного процесса явилось формирование гранитогнейсового слоя земной коры, начавшегося уже с раннего архея.

Анализ многочисленного геологического материала позволил Д. С. Коржинскому [1952] обосновать тезис о мантийной природе гранитизирующих флюидных систем. Гранитизирующие компоненты выносились из мантии в планетарных масштабах, поэтому было высказано предположение [Летников и др., 1981], что это приведет к обеднению подкорового субстрата щелочами, флюидными компонентами и кремнеземом. Учитывая объемы кислых пород в коре (гранитоидов и гнейсов), следует полагать, что им будет отвечать эквивалентная мощность дегранитизированной верхней мантии. Ниже определенного для каждого региона уровня следует вновь ожидать в мантии повышения содержания щелочей, кремнезема и флюидных компонентов. Позднее этот тезис наглядно проиллюстрирован на примере базальтов В. В. Белоусовым [1983].

Судя по многочисленным экспериментальным данным и петрологическим концепциям, наличие зоны низких скоростей в основании литосферы обусловлено частичным плавлением ультраосновных пород [Добрецов, 1980]. Поскольку T солидуса горных пород в изобарно-изотермических условиях зависит от содержания флюидной фазы (особенно H_2O , F, В, Вг, а также щелочей), то, исходя из рассмотренной выше флюидной модели формирования литосферы, вполне определенно можно говорить о флюидной природе астеносферного слоя, подстилающего литосферные блоки. Так, Уиндли и Девис [Windley, Davies, 1978] на основании изучения архейского вулканизма в поясе Абиитаби пришли к выводу, что 2,7—2,8 млрд лет назад толщина литосферы достигала 80—90 км, примерно в два раза меньше мощности современной литосферы. Исходя из этих данных и полагая, что астеносферный слой имеет в основном флюидную природу, отступление его верхней границы обусловлено дегазацией Земли и «осушением» мантийного субстрата за счет выноса флюидных и ряда петрогенных компонентов в верхние горизонты литосферы. Таким образом, на основе положения верхней границы астеносферного слоя и его мощности можно говорить об относительной древности такого литосферного блока — уровне его зрелости, как геодинамической тектонической единицы.

В этом плане представляется интересным сопоставление мощностей лито- и астеносферы с возрастом литосферы. С учетом геофизической информации, полученной посредством сейсмологических исследований и МТЗ, были установлены основные физические свойства вещества астеносферы до глубины 300 км. Поскольку количество надежных натуральных определений мощности лито- и астеносферы ограничено, то для вычислений можно использовать достаточно тесные коррелятивные связи между этими величинами и мощностью теплового потока. Сопоставление данных по мощности сейсмической литосферы, сейсмической астеносферы с плотностью глубинного теплового потока позволило определить характер эмпирических зависимостей между названными величинами [Летников, Леви, 1985]. Из анализа уравнений следует, что с увеличением мощности литосферы мощность астеносферы уменьшается. Полученные расчетным путем зависимости находятся в хорошем соответствии с рассмотренной выше флюидной моделью эволюции Земли и флюидной природой астеносферного слоя. Действительно, вынос в земную кору из мантии флюидных и некогерентных элементов должен приводить к ее истощению по этим компонентам и к кристаллизации пород, из которых данные компоненты

выносились. В итоге это обусловит увеличение мощности литосферы и отступление в глубь верхней границы астеносферы при уменьшении мощности. С другой стороны, поскольку растворимость (содержание) флюидных компонентов в твердой породе значительно ниже, чем в эквивалентном ей расплаве, перед фронтом кристаллизации должна нарастать концентрация флюидных и некогерентных элементов. Чем длительнее этот процесс и чем меньше мощность астеносферы, тем она богаче флюидными и некогерентными элементами. В отношении рудогенерирующей способности астеносферного слоя существует прямая зависимость: чем астеносфера древнее, тем она богаче рудными, флюидными и некогерентными элементами. Из эволюционной схемы флюидного режима Земли, рассмотренной выше, видно, что астеносфера архейского возраста будет наиболее богата соединениями углерода, щелочей, широкого спектра рудных компонентов и флюиды в ней будут наиболее восстановлены.

Чем длительней и интенсивней массоперенос флюидных и некогерентных элементов в земную кору, тем меньше будет мощность астеносферы. При сопоставлении возраста геологических блоков и мощности астеносферы под ними, полученных по уравнению (1), выясняется, что чем древнее геологический блок, тем меньше под ним мощность астеносферы [Летников, Леви, 1985].

Если сделанные ранее выводы об отступлении в глубь мантии «углеродного» и щелочного фронтов находят свое геологическое подтверждение в приуроченности ультраосновных щелочных пород, карбонатитов и кимберлитов к зонам наиболее глубинных разломов, то предположение об истощении дегранитизированной мантии по кремнезему геологически не доказано. Однако находки в кимберлитах стишовита и коэсита, возможно, и указывают на появление форм свободного кремнезема в зонах генерации соответствующих расплавов. С другой стороны, по анортозитовой модели древнейшими породами Земли и Луны являются габбро-анортозиты и связанные с ними высокоглиноземистые базальты (с возрастом более 4,0 млрд лет). В таком случае Земля первоначально имела анхианортозитовую оболочку, которая в течение нескольких миллиардов лет потеряла большую часть щелочей и кремнезема и трансформировалась в породы базальтоидного ряда, которые и подстилают земную кору, сложенную преимущественно более кислыми разностями.

Исходя из рассмотренных зависимостей, вводим понятие о зрелости литосферы, определяемое интенсивностью и длительностью эндогенной дебазификации ее верхней части, фиксируемой, как гранитогнейсовая кора, степенью истощения мантии ниже поверхности Мохо и (как следствие этого процесса) обратным соотношением мощностей лито- и астеносферы [Летников, Леви, 1985].

Особое значение в этом плане приобретает реставрация древних геологических обстановок с целью определения степени зрелости литосферных блоков на тот или иной период геологического времени. Это обстоятельство в итоге и определяет развитие магматизма, метаморфизма, метасоматических явлений и самое главное — рудоносность коры.

Анализ геологии архейских щитов подтверждает, что уже в архее существовали блоки высокой зрелости с мощной гранитогнейсовой корой. Поскольку подстилающая такие блоки в малой степени истощенная астеносфера была достаточно мощной и залегала сравнительно неглубоко, то она питала магматические очаги в падастеносферном слое и тектонические зоны, пересекающие литосферу. В итоге это обусловило исключительно высокую рудоносность архейских щитов и разнообразие месторождений полезных ископаемых.

ГРАНИТИЗАЦИЯ КОРЫ

Формирование зрелой литосферы сопровождается интенсивным выносом в ее верхние горизонты флюидных и гранитизирующих компонентов, что приводит к образованию гранитогнейсового слоя. Наиболее распространенная форма проявления процессов гранитизации — формирование гранитогнейсовых куполов, идущее с приращением объема. Последующее расплавление гранитизированного субстрата также сопровождается приращением объема, что приводит к интрузии части расплава во вмещающие породы. Интенсивность проявления процессов гранитизации определяет различную зрелость гранитогнейсовых куполов, от чисто гнейсовых до куполов, перешедших в гранитные массивы. Такой механизм являлся универсальным и действовал от раннего архея до кайнозоя [Летников, 1975]. Гранитизация — подготовительный процесс по отношению к последующему плавлению, которое может и не реализоваться в зависимости от уровня зрелости изначальной структуры и от геодинамического режима литосферного блока. На рис. 4 представлены результаты достаточно приближенного сопоставления по Восточно-Сибирскому и Казахстанскому регионам объемов гранитизированных пород и выплавленных из них гранитоидных расплавов. Для протерозоя темп процессов плавления снижается и доминирует в палеозое и мезозое. При этом процессы плавления наблюдаются и в более древних гнейсовых или гранитогнейсовых толщах, когда явления гранитизации резко угнетены по сравнению с магмообразованием. Поскольку даже после прекращения процессов гранитизации из-за меньшей плотности по отношению к окружающей породам гранитогнейсовые купола продолжают всплывать до установления изостатического равновесия с субстратом, то это должно привести к широкому проявлению процессов плавления в недрах куполов [Летников, 1975]. Схематически эта ситуация отображена на рис. 5, и суть ее заключается в следующем. Известно, что при прочих равных условиях со снижением общего давления ($P_{\text{общ}}$) происходит уменьшение T солидуса силикатных расплавов (даже тогда, когда $P_{\text{общ}} > P_{\text{H}_2\text{O}}$). Поэтому, если взять фрагмент из PT -диаграммы состояния гранитной системы (см. рис. 5) и ограничить его областью 3—5% H_2O , отождествив его с реальной алюмосиликатной породой, то по мере «всплытия» блока гранитизированных пород (см. направление стрелок на рис. 5) будет иметь место снижение T плавления гранитоидов.

В силу проявления этого эффекта для наиболее зрелых литосферных блоков будет характерно региональное развитие гранитоидов палеозойского и мезозойского возрастов, выплавленных из более древнего гнейсового субстрата. Наглядная иллюстрация этого тезиса — «панкаледонская гранитоидная активизация», свойственная докембрийским литосферным блокам.

Таким образом, эквивалент зрелости литосферных блоков — зрелость про-

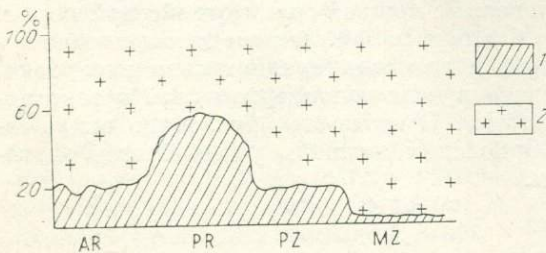


Рис. 4. Сопоставление объемов гранитизированных пород (1) и гранитов (2).

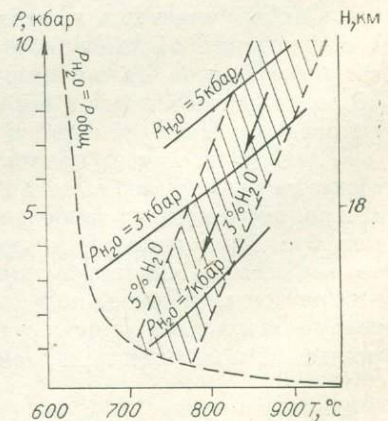


Рис. 5. Влияние снижения $P_{\text{общ}}$ на уменьшение температуры плавления гранитоидов.

цессов гранитообразования в коре, их завершенность, приводящая к почти сплошной дебазификации верхних частей коры. Чем длительней процесс гранитизации данного участка земной коры, тем более зрелые купола развиты на нем, когда критериями зрелости являются степень раскисления первичного субстрата, большие объемы гранитизированных пород и высокая степень воздымания купола по отношению к исходному состоянию.

В архее, характеризуемом высокотемпературным режимом эволюции, гранитогнейсовые купола развивались спонтанно на сравнительно тонкой коре, в которую поступали гранитизирующие флюиды. В первом приближении можно говорить о сплошной гранитизации ранней коры и формировании полей сравнительно небольших по размерам куполов, на что в свое время обратил внимание Е. В. Павловский [1962]. Утолщение коры со временем и снижение T -градиента привели к тому, что во все более поздние эпохи гранитогнейсовые купола формировались преимущественно вдоль зон повышенной проницаемости, дренирующих верхнюю мантию. Даже после прекращения процессов гранитизации (в силу дефицита массы по отношению к окружающим породам) гранитогнейсовые купола продолжают всплывать до установления изостатического равновесия с субстратом. В силу этого обстоятельства на дневную поверхность выводятся глубинные породы гранулитовой и амфиболитовой фаций, сформированные при высоких T и P .

Инверсия флюидного режима Земли обусловила в архее и протерозое преимущественное развитие процессов гранитизации, а в фанерозое — массовое выплавление гранитоидов как следствие роста P_{H_2O} во флюидах и снятия части общего давления при всплывании куполов и эрозии их верхних частей. Благодаря росту гранитогнейсовых куполов и их последующему всплыванию, формируются протяженные долгоживущие горные системы, являющиеся устойчивыми областями сноса и формирования сопряженных с ними меж- или околкупольных прогибов. Точно так же как в океане фиксируются парные системы островная дуга — глубоководный желоб, на континентах это типичная пара гранитогнейсовый вал и межкупольная депрессия. Подобные системы наблюдаются при развитии купольных структур вдоль протяженных линеаментов, по которым из мантии поступали гранитизирующие флюиды.

Если купола развиваются автономно вне явной связи с линейными структурами, то зачастую это — выделенные П. Эскола «окаймленные гранитогнейсовые купола» с характерным набором осадочных пород в их обрамлении. В любом случае это прогрессивно воздымающиеся (иногда десятки и сотни миллионов лет) участки земной коры, так называемые антиклинарные поднятия, сводово-глыбовые поднятия, срединные массивы и т. д. Иными словами, это устойчивые области эрозии, сопровождаемые эквивалентными по размерам аккумулятивными бассейнами, куда поступали продукты разрушения горных пород, обычно это конседиментационные прогибы. По мере роста купола примыкающие к нему отложения прогиба могут быть подвергнуты метаморфизму и даже гранитизированы. При этом весьма характерны узость зоны метаморфизованных пород, сближенность изоград, когда по мере удаления от купола метаморфизм быстро затухает (рис. 6).

По PT -условиям развития эндогенных процессов целесообразно выделять изо- и ноифациальные купола, во втором случае около них развивается метаморфическая зональность, на которую иногда накладывается гранитизация.

Небольшим по размерам купольным структурам (сотни метров, первые километры) отвечают межкупольные мульды реликтового типа, сложенные в основном останцами более древней коры, в которой зарождались гранитогнейсовые купола. Для архея характерна кора океанического типа, в которой преобладают вулканиты, для протерозоя и фанеро-

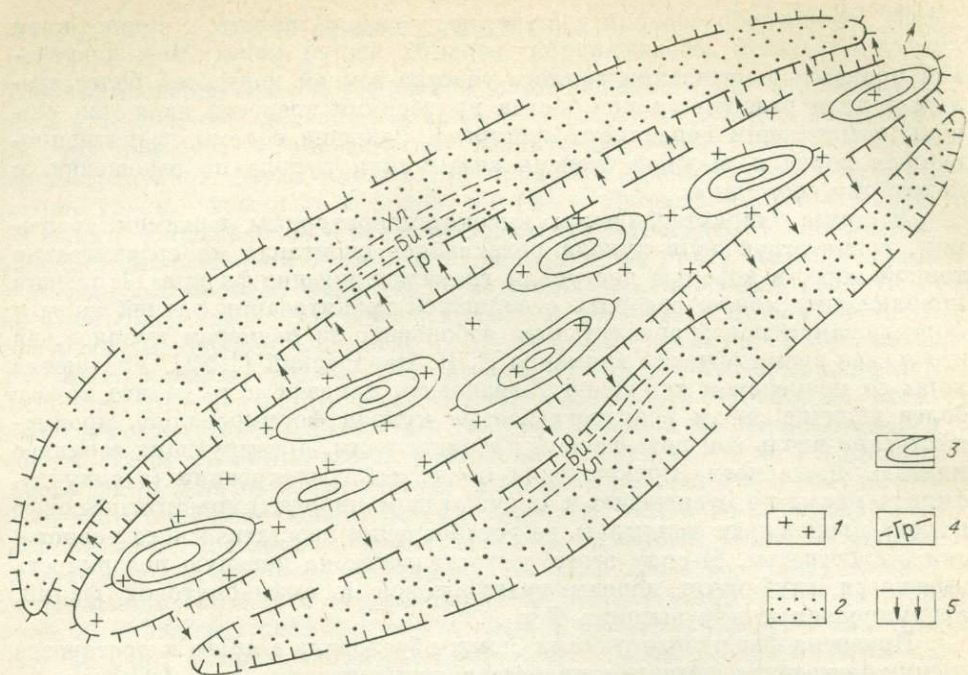


Рис. 6. Схема строения гранитогнейсового вала и сопряженных с ним депрессий. 1 — гранитоиды; 2 — осадки; 3 — контуры куполов; 4 — изограды; 5 — направление сноса.

зоя — континентальная кора сиалического профиля с широким развитием осадочных и метаморфических пород.

Крупным куполам, размещающимся линейно вдоль разломов, свойственны столь же долгоживущие околокупольные депрессии. С консидерационными бассейнами, сложенными осадочными породами (как правило, на ранних стадиях формирования), они амагматичны. При высокой степени зрелости купола и сопряженной с ним депрессии на границе этих двух структур, развивающихся в противоположных направлениях, закладываются магмовыводящие прибортовые разломы, нередко дренирующие верхнюю мантию. Короче говоря, высокая зрелость купольной структуры зачастую определяет и зрелость сопряженного консидерационного бассейна. По такой схеме формируются зеленокаменные пояса, заключенные между валообразными поднятиями или горными системами, сложенными гранитогнейсовыми куполами. Иногда они окаймляют отдельные глыбовые области, сложенные докембрийскими породами. В некоторых случаях это «квазизеленокаменные пояса» без коматиитов, с широким развитием вулканитов среднего и даже кислого состава. В данном случае образование зеленокаменных поясов, древних рифтогенных структур типа троговых комплексов обусловлено длительным ростом серии гранитогнейсовых куполов и формированием сопряженных с ними межкупольных депрессий.

В петрологическом аспекте существует полярная направленность развития магматизма на куполе и в депрессии. По мере нарастания процессов гранитизации в куполе формируются все более кислые разновидности гранитоидов, а с усилением прогибания в депрессии нарастает доля основных вулканитов.

По мере увеличения мощности литосферы сужается сфера куполообразования, в мезо-кайнозой это эпизодические проявления небольшого размера, размещающиеся вдоль мощных глубинных разломов (Памир, Забайкалье). Иногда это типичные регенерированные купола, но с сужением ареала гранитизации и последующего выплавления. В любом слу-

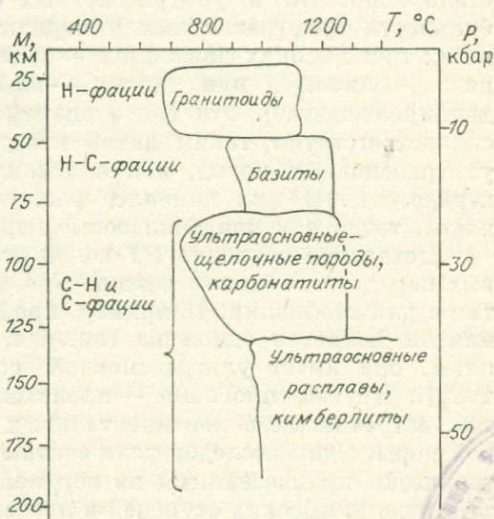
чае поясовое или линейное размещение куполов трассирует зону повышенной проницаемости, проникающую глубоко в мантию и дренирующую определенные уровни литосферы.

ФЛЮИДНЫЕ ФАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ

В геологическом аспекте о зрелости литосферных блоков можно судить по характеру эндогенных процессов, проявленных в земной коре. Действительно, вынос в земную кору из мантии флюидных и некогерентных элементов должен приводить к истощению ее и кристаллизации пород, из которых упомянутые компоненты выносились. Все это должно обусловить увеличение мощности тектоносферы и отступление вглубь верхней границы астеносферы при уменьшении мощности. Отступление астеносферы на глубину обуславливает повышение жесткости надастеносферного слоя, переход его в тектоносферу и увеличение глубины проникновения разломов на нижние горизонты литосферных блоков — до ее астеносферы. По мере увеличения мощности тектоносферы мантийный магматизм будет развиваться в ряду толеитовые базальты, трахибазальты, ультраосновные и ультраосновные — щелочные породы, карбонатиты, кимберлиты. На рис. 7 даны схема строения литосферы, выполненная на основании обобщения экспериментальных и расчетных данных (рассмотренных детально ниже в соответствующих главах), и флюидные фации, характерные для возникающих здесь расплавов, ибо эволюция флюидного режима литосферы во времени обусловила и дифференциацию флюидных систем по глубине. Наиболее древние и глубоко погребенные в астеносферном слое под архейскими плитами флюидные системы с высоким содержанием углерода, где $C > H$, это — С-системы. Самые молодые и залегающие на сравнительно небольших глубинах флюидные системы, в которых $H > C$, это — Н-системы. Интересно, что даже по фрагментарным данным такая же зависимость отмечается и для океанической литосферы. Так, сопоставление флюидных анализов толеитовых базальтов ложа Атлантического океана (образцы Г. С. Харина) и щелочных базальтов островов Гран-Канария и Св. Елены (образцы Л. Н. Когарко) отчетливо указывает на обогащение последних углеродом при общей высокой щелочности пород. Поскольку острова размещаются на более зрелой океанической коре, то аналогия с направленностью процессов на континентальной литосфере очевидна.

С выделением в литосфере С- и Н-флюидных систем соответственно выделяются С- и Н-дренирующие их глубинные зоны повышенной проницаемости, относимые иногда к глубинным разломам. Высокая флюидопроницаемость таких зон несомненна, и их дренирующая по отношению к астеносфере роль очевидна. С-структуры характеризуются широким развитием углеродсодержащих минералов — карбонатов, графита, карбидов, алмазов, углеродсодержащих газов. Им отвечают зоны, вмещающие массивы кимберлитов, карбонатитов, ультраосновных щелочных пород, с широко проявленными явлениями карбонатизации, графитизации и битумизации.

Рис. 7. Обобщенная петролого-флюидная модель литосферы.



ции пород различного состава. К таким структурам обычно тяготеют месторождения алмазов, редких, благородных и цветных металлов. Н-структуры характеризуются высокой активностью H_2O и широким развитием водосодержащих минералов — амфиболов, слюд и других гидросиликатов. Эти структуры контролируют размещение зон гранитизации, амфиболитизации, ослоденения и других типов метасоматоза. С ними связано подавляющее число рудных гидротермальных или метаморфогенно-метасоматических месторождений.

Особое положение занимают С-Н-структуры, контролирующие размещение скоплений углеводородов. Судя по геологическим данным, они ближе к С-структурам и глубоко дренируют литосферу. К сожалению, о флюидном режиме их у нас мало аналитических данных, и вопрос о генетической природе этих структур требует своего решения.

На общем фоне приуроченности флюидных фаций к определенным горизонтам литосферы наиболее сложная ситуация складывается в самых верхних горизонтах земной коры, где широко развиты метасоматические процессы, а степень взаимодействия эндогенных флюидов с вмещающими породами и коровыми растворами в разнообразных трещинных системах многократно возрастает. Для распознавания природы исходных флюидных фаций в этом случае необходимо проводить детальные петролого-геохимические исследования с широким привлечением данных по геохимии изотопов.

Из сделанного выше краткого обзора очевидна целесообразность широкого привлечения данных по флюидному режиму литосферы для более полного понимания путей ее эволюции.

Г Л А В А П

ФЛЮИДНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЛЬТРАБАЗИТОВ

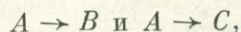
ОБЗОР ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

За последние два десятилетия проведено большое количество экспериментальных исследований, посвященных изучению субсолидусных фазовых равновесий в системах ультраосновного состава. Уже с первых экспериментальных работ [Куширо, Йодер, 1968; МакГрегор, 1968] стало ясно, что в ультраосновных системах существуют *PT*-поля стабильности трех различных минеральных ассоциаций в безводных условиях: при высоких давлениях — гранат + оливин, при средних — шпинель + оливин и при низких — плагиоклаз + оливин (все ассоциации дупироксеновые). Эти три экспериментально определенных парагенезиса соответствуют таким давно известным в природе разновидностям ультраосновных пород, как плагиоклазовые, шпинелевые и гранатовые перидотиты. В них наиболее распространены последние две разновидности, тогда как плагиоклазовые перидотиты относительно редки.

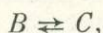
Детальное изучение *PT*-полей стабильности шпинелевых и гранатовых перидотитов имеет важное значение как для петрологии и геохимии, так и для геофизики. Например, проблема минеральных фаций в верхней мантии является одной из главных, согласно современным представлениям, она имеет ультраосновной состав [Моисеенко, 1981; Рингвуд, 1981]. Другая проблема — происхождение альпинотипных перидотитов, встречаемых в континентальных тектонически активных зонах земной коры. Одни исследователи считают перидотиты альпийского типа тектонически привнесенными из верхней мантии, другие — продуктами метаморфизма высоких ступеней в пределах земной коры. Эти и многие дру-

гие проблемы могут быть решены, если будут известны PT -условия стабильности шпинелевых и гранатовых перидотитов.

Однако эта задача до сих пор полностью не решена. Основная причина такого положения — трудность достижения равновесия в экспериментах в субсолидусной области. Как показал В. Файф [Fyfe, 1960], исследование твердофазных реакций типа



где A — исходный материал эксперимента (закаленное стекло, смесь окислов и т. п.), а B и C — компоненты исследуемой реакции, мало что может нам сказать о положении линии равновесия этой реакции в PT -пространстве. Рост фаз, которые получают в результате подобного синтезирующего эксперимента, зависит в большей степени от кинетических факторов, чем от величины движущей силы исследуемой реакции — разницы свободных энергий реагентов и продуктов реакции. Более корректным было бы исследовать реакции типа



наблюдая при этом рост зародышей фазы C из исходного материала B и наоборот. Результат такого обратимого эксперимента — определение границ по температуре (или по давлению) в пределах которых должна проходить линия равновесия исследуемой реакции. Однако из-за кинетических факторов этот интервал температур (или давлений) получается слишком большим, чтобы можно было достаточно точно провести линию моновариантного равновесия. Так, О'Нейлл [O'Neill, 1981] показал, что в синтетической системе $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ при 1000°C гранат появляется из исходной смеси оливин + шпинель + клинопироксен + ортопироксен при давлениях выше 20,5 кбар. В свою очередь, шпинель появляется из исходной смеси оливин + гранат + клинопироксен + ортопироксен при давлениях ниже 15 кбар. Таким образом, линия равновесия реакции гранат-шпинелевого перехода при 1000°C согласно этому эксперименту может проходить через любую точку в интервале давлений 15—20,5 кбар. Чтобы уменьшить этот интервал, в качестве исходного материала в экспериментах используется смесь всех фаз, участвующих в исследуемой реакции. В течение этого эксперимента наблюдается рост кристаллов одной фазы за счет другой и наоборот. Данный подход принят практически во всех описываемых ниже обратимых экспериментах.

Обратимость экспериментов достигается достаточно просто в том случае, когда ни одна из фаз, участвующих в реакции, не является твердым раствором. В противном случае это непростая задача «со многими неизвестными». Например, если одна или несколько фаз, являющихся твердыми растворами, не будут менять свой состав в течение всего эксперимента, то наблюдаемая реакция между фазами будет происходить при температурах и давлениях, отличных от равновесных. Чтобы исключить такую возможность, в исходные материалы экспериментов добавляют различного рода флюсы и проводят эксперименты в течение достаточно длительного промежутка времени, необходимого для установления равновесия. Кроме того, чтобы обеспечить обратимость по степеням свободы по составу системы, прямые и обратные эксперименты проводятся с исходными материалами, отражающими любые возможные вариации составов в любом из присутствующих твердых растворов.

Другой проблемой обратимых экспериментов с твердыми растворами является внутрикристаллическое упорядочение катионов в фазах, степень которого должна соответствовать PT -условиям эксперимента. Разупорядочение катионов в структуре минерала сопровождается увеличением энтропии, а следовательно, и уменьшением свободной энергии минерала,

что влияет на положение линии равновесия исследуемой реакции в PT -пространстве.

Таким образом, особенности достижения равновесия в экспериментах с многокомпонентными системами накладывают определенные ограничения на экспериментальные исследования в ультраосновных системах. В относительно простых синтетических системах (таких как CMAS — аббревиатура от $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$) обратимость в экспериментах можно достичь значительно проще, чем в природных многокомпонентных системах. Однако система CMAS лишь качественно отражает природные закономерности. Поэтому существуют на равных основаниях два направления в экспериментальных исследованиях субсолидусных фазовых соотношений в ультраосновных системах: исследование простых синтетических систем типа CMAS и изучение фазовых равновесий в природных ультраосновных системах.

Началом экспериментальных исследований ультраосновных систем можно считать работу И. Д. МакГрегора [1968а], посвященную изучению гранат-шпинелевого перехода. И. Д. МакГрегор исследовал с помощью обратимых синтезирующих экспериментов с системе $\text{MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ реакцию энстатит + шпинель + форстерит + пироп. Однако данная бескальциевая система не является петрогенетически значимой. Поэтому следующая работа И. Д. МакГрегора [1968б] была посвящена экспериментальному изучению реакции энстатит + диопсид + шпинель = форстерит + Са-содержащий пироп в системе CMAS в интервале температур 1100—1500°C. И. Куширо и Г. С. Йодер [Kushiro, Yoder, 1966] также исследовали эту реакцию в интервале температур 1175—1500°C, и их результаты отличаются от результатов экспериментов И. Д. МакГрегора только значениями равновесных давлений из-за различной поправки на трение для их экспериментальных установок. Предварительные эксперименты по изучению PT -полей стабильности анортита, шпинели и граната в системе CMAS также были проведены И. Куширо и Г. С. Йодером [Куширо, Йодер, 1968]. Результаты экспериментов, сделанных в конце 60-х годов, показывают, что линия моновариантного равновесия инверсии шпинель — гранат имеет постоянный наклон в PT -пространстве, равный 25 бар/К, и при температурах выше 1100°C располагается в интервале давлений 15—25 кбар (рис. 8).

В противоположность предыдущим исследованиям О'Хара и др. [O'Hara et al., 1971] обнаружили, что линия равновесия реакции между шпинелью и гранатом в системе CMAS значительно изменяет свой наклон в PT -пространстве в интервале температур 1100—1500°C, а при температурах ниже 1200°C линия равновесия практически параллельна оси температур (см. рис. 8). Таким образом, если линейная экстраполяция линий равновесия И. Д. МакГрегора [1968а, б] и И. Куширо и Г. С. Йодера [Kushiro, Yoder, 1966] допускала образование гранатовых перидотитов в пределах земной коры, то результаты экспериментов О'Хары и др. [O'Hara et al., 1971] полностью отвергают такую возможность и показывают, что единственным местом, где могут образовываться гранатовые перидотиты, является верхняя мантия.

Результаты экспериментов в системе CMAS последних лет в целом подтверждают этот вывод. Так, Д. Дженкинс и Р. Ньютон [Jenkins, Newton, 1979] экспериментально исследовали шпинель-гранатовый переход в системе CMAS при относительно низких температурах — 900—1000°C. Они обнаружили, что линия равновесия реакции также имеет сравнительно небольшой наклон в PT -пространстве, но по сравнению с экстраполяцией линии моновариантного равновесия О'Хара и другая линия равновесия Д. Дженкинса и Р. Ньютона смещена на 2—3 кбар в сторону меньших давлений (рис. 8). О'Нейлл [O'Neill, 1981] экспериментально изучил фазовые соотношения в системе CMAS в интервале температур 800—1100°C. При 1100°C равновесное давление ($18,7 \pm 0,3$ кбар) инверсии

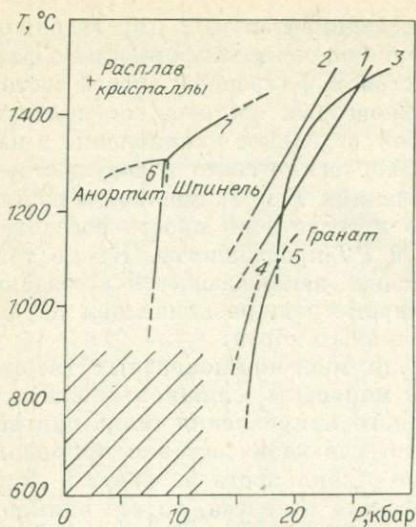


Рис. 8. Фазовые соотношения в системе $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ по экспериментальным данным.

1—5 — линии моновариантного равновесия инверсии шпинель-гранат по данным разных авторов (1 — МакГрегор, 1968; 2 — I. Kushiro, H. Yoder, 1966; 3 — O'Hara et al., 1971; 4 — D. Jenkins, R. Newton, 1979; 5 — O'Neill, 1981); 6 — анортит — шпинель [Куширо, Йодер, 1968]; 7 — солидус [Pressnal, 1976]. Штриховкой показана область PT-условий земной коры [Jenkins, Newton, 1979].

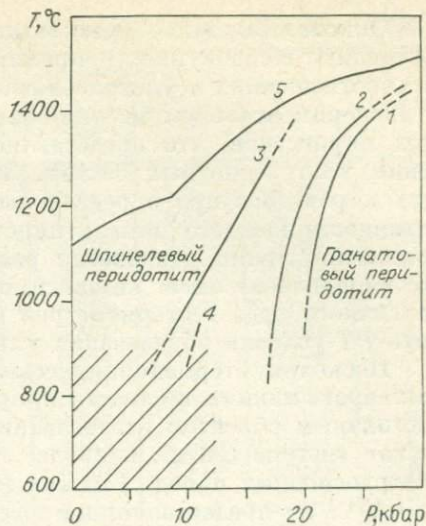


Рис. 9. Фазовые соотношения в природных ультраосновных системах по экспериментальным данным.

Линии: 1—4 — моновариантного равновесия между шпинелевыми и гранатовыми перидотитами по данным разных авторов (1 — D. Green, A. Ringwood, 1967a; 2 — O'Hara et al., 1971; 3 — K. Takazi et al., 1972; 4 — D. Jenkins, R. Newton, 1979); 5 — солидус [Takashi, 1985]. Штриховкой показана область PT-условий земной коры [Jenkins, Newton, 1979].

шпинель — гранат, полученное О'Нейлом, находится внутри интервала давлений (17,75—19,0 кбар), определенного О'Харой и др. Равновесные давления при 900°C ($16,7 \pm 0,3$ кбар) и при 1000°C ($17,3 \pm 0,3$ кбар), полученные О'Нейлом, отличаются от данных Д. Дженкинса и Р. Ньютона (15,0 и $16,0 \pm 0,5$ соответственно). Это несоответствие можно объяснить различием экспериментальных установок данных авторов. В целом результаты исследований О'Нейлла наиболее согласуются с данными О'Хары и др. и являются их продолжением в области низких температур. Таким образом, исследования субсолидусных фазовых соотношений в системе CMAS показывают, что если система CMAS представляет собой достаточно хорошую аппроксимацию природных ультраосновных систем, то гранатовые перидотиты не могут образовываться при давлениях, характерных для земной коры, и должны быть стабильными только в пределах верхней мантии.

Этот вывод не может быть опровергнут или подтвержден из-за значительной несогласованности результатов экспериментальных исследований в природных ультраосновных системах. Данные экспериментов Д. Грина и А. Рингвуда [Green, Ringwood, 1967], О'Хары и др. [O'Hara et al., 1971] допускают стабильность гранатовых перидотитов только в пределах верхней мантии, но экспериментальные исследования Такази и др. [Takazi et al., 1972], Д. Дженкинса и Р. Ньютона [Jenkins, Newton, 1979] показывают, что гранатовые перидотиты могут образовываться при метаморфизме высоких ступеней в пределах земной коры. Общий же разброс равновесных значений давления для реакции между шпинелевыми и гранатовыми перидотитами при 1000°C составляет, по крайней мере, 10 кбар (около 10 кбар у Такази и др. и около 20 кбар у Д. Грина и А. Рингвуда (см. рис. 9)). Подобную несогласованность в экспериментах в природных ультраосновных системах можно объяснить лишь трудностями достижения равновесия в экспериментах с природным материалом.

Описанные выше результаты экспериментальных исследований составляют в совокупности прямой способ получения информации о фазовых соотношениях в ультраосновных системах. Косвенный способ состоит в экспериментальном исследовании равновесных составов сосуществующих пироксенов, что представляет собой отдельное направление в изучении ультраосновных систем. Зная равновесные составы сосуществующих пироксенов при определенных значениях P и T , можно вычислить активности каждого минала пироксенов и достаточно просто рассчитать положение линий равновесия реакций в PT -пространстве. Кроме того, это направление имеет независимое значение, заключающееся в создании различного рода геотермометров и геобарометров, позволяющих определять PT -условия образования ультраосновных пород.

Поскольку термодинамические модели многокомпонентных твердых растворов, какими являются природные минералы, слишком сложны, то постоянным объектом исследований данного направления стала синтетическая система CMAS, наиболее полно отвечающая составам природных ультраосновных пород. Так как PT -поле стабильности анортита в системе CMAS не представляет петрогенетического интереса, то все внимание исследователей, работающих в этом направлении, было сосредоточено на определении равновесных составов сосуществующих пироксенов в PT -полях стабильности шпинели и граната. За последнее десятилетие этой проблеме было посвящено около 15 экспериментальных работ [Akella, 1976; Fujii, 1977; Gasparick, 1984; Nickel et al., 1985; и др.]. Однако из-за трудностей достижения равновесия в экспериментах только в некоторых из этих работ представлены корректные результаты.

Первым значительным исследованием равновесных составов сосуществующих пироксенов в PT -поле стабильности граната была работа Дж. Акеллы [Akella, 1976]. Однако впоследствии рядом авторов [Howells, O'Hara, 1978; и др.] результаты экспериментов Дж. Акеллы были подвергнуты серьезной критике. Основная ошибка Дж. Акеллы — выбор в качестве исходного материала для экспериментов закаленных стекол. В таком случае энергия активации и нуклеации и роста кристаллов может превышать разницу свободных энергий компонентов происходящих в эксперименте реакций и равновесное состояние в эксперименте может быть не достигнуто. Кроме того, различие в содержании сосуществующих пироксенов Al_2O_3 для двух точек (1300°C, 26 кбар и 1500°C, 31 кбар) настолько велико, что можно сомневаться в достижении равновесия в этих экспериментах. К тому же Дж. Акелла использовал недостаточно совершенную поправку на трение для своей экспериментальной установки. Поэтому приведенные в его работе значения давлений необходимо умножать на соответствующую поправку. В целом из-за этих причин, как показали результаты других авторов, содержание Al_2O_3 в пироксенах Акеллы значительно завышено.

Некоторые другие экспериментальные работы по определению равновесных составов сосуществующих пироксенов в PT -поле стабильности граната в системе CMAS [Howells, O'Hara, 1978; O'Hara, Howells, 1978; и др.] также проблематичны, поскольку в них недостаточно четко доказано достижение равновесия в экспериментах и отсутствуют представительные анализы сосуществующих пироксенов.

В конечном итоге лишь три экспериментальные работы по определению составов сосуществующих пироксенов в PT -поле стабильности граната наиболее достоверны [1 — Perkins, Newton, 1980; 2 — Jamada, Takahashi, 1984; 3 — Nickel et al., 1985] (табл. 2).

Первые эксперименты по определению равновесных составов сосуществующих пироксенов в PT -поле стабильности шпинели в системе CMAS были проведены Т. Фуджи [Fujii, 1977]. Однако, как и у Дж. Акеллы [Akella, 1976], это были синтезирующие эксперименты, и поэтому данные Т. Фуджи вызывают обоснованное сомнение.

Составы сосуществующих пироксенов в *PT*-поле стабильности граната в системе *CMAS*

№ п/п	T, °C	P, кбар	Ортопироксен		Клинопироксен				Источник
			X _{Эн}	X _{Ди}	X _{Mg-Чер}	X _{Ди}	X _{Эн}	X _{Ca-Чер}	
1	900	15	0,916	0,014	0,070	0,850	0,088	0,062	1
2	900	20	0,944	0,015	0,041	0,907	0,061	0,032	1
3	900	25	0,955	0,016	0,029	0,918	0,058	0,023	1
4	900	30	0,962	0,016	0,022	0,917	0,063	0,020	1
5	1000	16	0,869	0,029	0,102	0,819	0,089	0,092	1
6	1000	20	0,902	0,023	0,075	0,839	0,103	0,058	1
7	1000	22,5	0,916	0,021	0,063	0,857	0,094	0,049	1
8	1000	25	0,934	0,020	0,046	0,874	0,088	0,038	1
9	1000	30	0,945	0,019	0,036	0,901	0,074	0,025	1
10	1000	30	0,945	0,019	0,036	0,901	0,074	0,025	3
11	1000	40	0,971	0,014	0,015	0,917	0,069	0,014	1
12	1100	25	0,919	0,023	0,058	0,849	0,113	0,038	1
13	1100	30	0,930	0,024	0,046	0,851	0,115	0,034	1
14	1100	40	0,960	0,015	0,025	0,887	0,094	0,019	1
15	1100	50	0,954	0,025	0,021	0,893	0,092	0,015	1
16	1175	40	0,947	0,026	0,027	0,842	0,134	0,024	3
17	1200	30	0,892	0,042	0,066	0,774	0,167	0,059	3
18	1200	50	0,943	0,034	0,023	0,860	0,121	0,019	3
19	1200	50	0,950	0,030	0,020	0,879	0,100	0,021	2
20	1200	75	0,986	0,010	0,004	0,881	0,100	0,019	2
21	1200	100	0,988	0,009	0,003	0,905	0,080	0,015	2
22	1275	40	0,909	0,046	0,045	0,724	0,229	0,047	3
23	1300	30	0,868	0,055	0,077	0,639	0,279	0,082	3
24	1300	50	0,940	0,036	0,024	0,825	0,158	0,017	3
25	1300	50	0,930	0,044	0,026	0,808	0,160	0,032	2
26	1300	100	0,982	0,014	0,004	0,865	0,120	0,015	2
27	1400	30	0,844	0,066	0,090	0,539	0,364	0,097	3
28	1400	40	0,854	0,078	0,068	0,582	0,339	0,079	3
29	1400	50	0,906	0,057	0,037	0,728	0,238	0,034	3
30	1400	50	0,902	0,060	0,038	0,698	0,260	0,042	2
31	1400	75	0,966	0,024	0,010	0,779	0,200	0,021	2
32	1470	50	0,852	0,090	0,058	0,511	0,424	0,065	3
33	1500	50	0,856	0,090	0,054	0,584	0,360	0,056	2
34	1500	75	0,932	0,052	0,016	0,699	0,280	0,021	2
35	1500	100	0,954	0,040	0,006	0,741	0,240	0,019	2
36	1570	50	0,838	0,094	0,068	0,356	0,563	0,081	3

Примечание. Здесь и в табл. 3 Эн — энстатит ($MgSi_2O_6$); Ди — диопсид ($CaMgSi_2O_6$); Mg — Чер — Mg — чермакит ($MgAl_2SiO_6$); Ca — Чер — Ca — чермакит ($CaAl_2SiO_6$).

В последние годы появились две новые работы, посвященные этой проблеме [Gasparick, 1984; Sen, 1985]. При сравнении результатов этих исследований оказывается, что составы сосуществующих пироксенов не согласуются друг с другом. Это объясняется тем, что Т. Гаспарик [Gasparick, 1984] в качестве исходного материала брал смесь сверхчистых оксидов, в которую добавлял большие кристаллы синтетических пироксенов: диопсида, энстатита, Ca-чермакита и алюминийсодержащего ортопироксена. Как считает Т. Гаспарик, эти кристаллы пироксенов и должны были обеспечить обратимость по составу, достигая равновесия с окисной матрицей диффузионным путем. Однако он не показал в своей работе диффузионных профилей от ядер к краям кристаллов, а только отметил, что составы пироксенов на краях кристаллов практически совпадают. Но это может указывать только на участие исходных кристаллов в экспериментах в качестве нуклеационных затравок для роста пироксенов из окисной матрицы. Это практически низводит эксперименты Т. Гаспарика на уровень синтезирующих, поэтому данные, представленные им, не являются корректными.

Данные экспериментов Дж. Сена [Sen, 1985] выглядят более достоверными. Автор с помощью большого количества анализов пироксенов

Составы сосуществующих пироксенов в PT -поле стабильности шпинели в системе CMAS

№ п/п	T, °C	P, кбар	Ортопироксен			Клинопироксен		
			$X_{Эн}$	$X_{Ди}$	$X_{Mg-Чер}$	$X_{Ди}$	$X_{Эн}$	$X_{Ca-Чер}$
1	900	10	0,830	0,076	0,094	0,879	0,023	0,098
2	900	12,5	0,815	0,061	0,124	0,875	0,026	0,099
3	900	14,5	0,791	0,105	0,104	0,867	0,033	0,100
4	1000	10	0,755	0,103	0,142	0,833	0,040	0,127
5	1000	12,5	0,851	0,017	0,132	0,829	0,038	0,133
6	1000	15	0,777	0,094	0,129	0,841	0,036	0,123
7	1150	12,5	0,989	0,148	0,163	0,788	0,058	0,154
8	1200	15	0,675	0,145	0,180	0,761	0,061	0,178

как в ядрах, так и на краях кристаллов убедительно доказал достижение равновесия в своих обратимых экспериментах. Дж. Сен делает очень важное замечание, ссылаясь на собственные работы в системе $CaO-MgO-SiO_2$ и работы других авторов [Lindsley et al., 1981], что около линии солидуса в системе CMAS должны существовать три алюминийсодержащих пироксена: твердые растворы ортопироксена, пиконита и клинопироксена. Вследствие этого должна существовать разница в составах солидусных и субсолидусных клинопироксена и ортопироксена. В связи с этим данные Т. Гаспарика [Gasparick, 1984] представляются еще более сомнительными, так как все его эксперименты были проведены при 1300—1400°C, т. е. в непосредственной близости от линии солидуса.

Таким образом, единственной достоверной экспериментальной работой по определению равновесных составов сосуществующих пироксенов в PT -поле стабильности шпинели в системе CMAS является исследование Дж. Сена [Sen, 1985] (табл. 3).

Экспериментальные исследования составов сосуществующих пироксенов в системе CMAS показывают, что содержание Al_2O_3 в пироксенах в PT -поле стабильности шпинели практически не зависит от изменения давления, поэтому распределение Al_2O_3 между сосуществующими пироксенами может служить хорошим геотермометром для шпинелевых перидотитов. Содержание алюминия в пироксенах в PT -поле стабильности граната в системе CMAS зависит от температуры и от давления, поэтому двупироксеновые ассоциации в гранатовых перидотитах могут служить как геотермометры и геобарометры.

Несмотря на большое количество экспериментальных работ, субсолидусные фазовые равновесия в ультраосновных системах еще недостаточно изучены. Однако в последние 5 лет значительно возрос интерес к этой проблеме, и, вероятно, в ближайшие годы будут получены надежные обобщающие результаты.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ УЛЬТРАОСНОВНОЙ СИСТЕМЫ ПЕРЕМЕННОГО СОСТАВА ПРИ НЕРАВНОМ ДАВЛЕНИИ НА ФАЗЫ

Расчет модельных систем, характеризующих в определенной степени фазовый состав пород глубинных зон земной коры и верхней мантии, позволяет оценить влияние целого ряда факторов (PT -условия, состав твердой и равновесной с ней газовой фазы) на эволюцию вещества. Моделирование ультраосновной системы, результаты которого приводятся в настоящем разделе, дает информацию, дополняющую экспериментальные данные. Выявленные при этом закономерности имеют объективный характер и, несмотря на некоторую схематичность, отражают тенденции,

свойственные реальным системам, что подтверждается в ряде случаев прямыми геологическими наблюдениями.

Ультраосновные породы представляют собой достаточно гетерогенные образования. Формируясь в различной геодинамической обстановке, они соответственно имеют различный состав. В связи с этим цель проведенных нами исследований — изучение эволюции систем с различным заданным исходным составом. Для этого взяты крайние случаи. Основной объем расчетов проведен по шпинелевому лерцолиту. Такие породы часто встречаются в виде включений в щелочных оливиновых базальтах в различных регионах мира. Вариации химического состава в шпинелевых лерцолитах, как считают многие исследователи, обусловлены различными степенями выплавления базальтовой жидкости из пород. В качестве конкретного примера для расчета вектора химического состава мы взяли анализ KLB-1 из работы Е. Такахаши [Takahashi, 1985]. Выбор его определяется наличием данных экспериментальных исследований по плавлению перидотита в сухих условиях при давлении от 1 до 140 кбар и высоких температурах. Этот образец, близкий по составу к пиrolиту А. Рингвуда [1981], отвечает модели состава примитивной мантии.

Рассчитана система, в векторе исходного химического состава которой представлена группа ультраосновных пород повышенной железистости, весьма часто, наряду с альцинотипными гипербазитами, встречающихся на земной поверхности. Такие ультрабазиты появляются на ранних этапах развития литосферы в условиях особого теплового режима, способствовавшего выплавлению коматитовых расплавов. Для расчета взят анализ *D* из работы Б. Майсена и А. Беттчера [1979, табл. 1], соответствующий гранатовому лерцолиту. Используемые в расчетах анализы таковы:

Оксид	KLB-1	<i>D</i>	Оксид	KLB-1	<i>D</i>
SiO ₂	44,48	44,82	CaO	3,44	8,12
TiO ₂	0,16	0,52	Na ₂ O	0,30	0,89
Al ₂ O ₃	3,59	8,21	K ₂ O	0,02	0,03
Fe ₂ O ₃	—	2,07	P ₂ O ₅	0,03	0,04
FeO	8,10	7,91	Cr ₂ O ₃	0,31	0,20
MnO	0,12	0,19	NiO	0,25	0,20
MgO	39,22	26,53	Σ	100,02	99,73

В матрицу моделируемой системы включен 31 зависимый компонент (15 фаз), при числе независимых компонентов 10 (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, S, H, O). Расчеты проведены в интервале $P = 1 - 40$ кбар, $T = 500 - 1300^\circ\text{C}$. Основные рассматриваемые минеральные фазы: оливин, орто- и клинопироксены, амфибол, плагиоклаз, шпинель, гранат, магнетит, карбонат. Состав флюидной фазы задавался исходя из средних данных по соотношению флюидных компонентов (H₂O, CO₂, CO, H₂), определенных хроматографическими анализами в породах такого типа.

Многочисленные эксперименты показывают, что наиболее важные изменения минерального состава ультрабазитов фиксируются переходами плагиоклаз — шпинель и шпинель — гранат. Наблюдающиеся реальные парагенезисы различаются главным образом по наличию минералов, устойчивых в определенном интервале давлений, поскольку оливин и пироксены устойчивы в широком диапазоне как T , так и P . Не менее важно содержание в породе амфибола, появление которого в данном случае характеризует режим H₂O.

Используя метод физико-химического моделирования на ЭВМ, рассмотрим состав равновесных в условиях земной коры и верхней мантии парагенезисов, определяющихся разным валовым химическим составом ультраосновной породы. Таким образом, появляется возможность оценить количественно соотношение минеральных фаз, определить закономерности изменения их состава. Варьирование флюидной фазой (изменение соотношения порода — флюид, использование флюида различной сте-

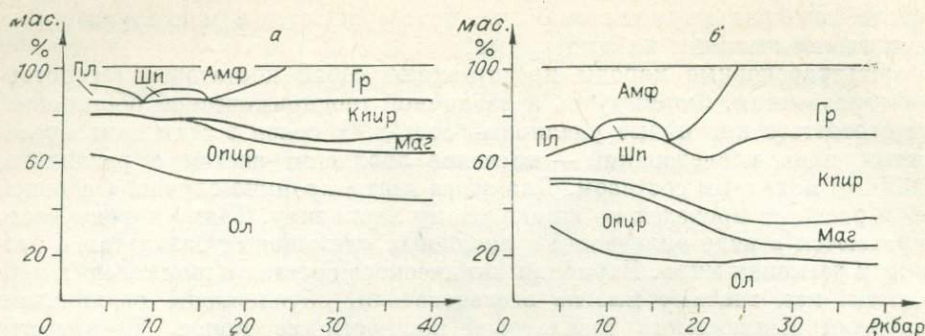
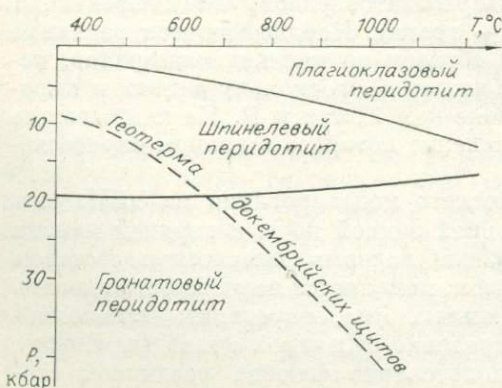


Рис. 10. Рассчитанные парагенезисы шпинелевого (а) и гранатового (б) лерцолита.

пени восстановленности и т. д.) также позволяет выходить на решение ряда вопросов петрогенезиса ультраосновных пород.

На рис. 10 приведены результаты расчета ультраосновной системы для двух составов — шпинелевого (а) и гранатового (б) лерцолита. Расчет проведен для 1000°C при наличии флюидной фазы, составляющей 1%. Для обеих систем использован флюид одинакового состава ($K_{\text{вос}} = 0,5$, $N/C = 4,6$). В составе парагенезисов, кроме фаз, вынесенных на диаграммы, присутствуют флогопит и карбонат. Однако их количество лимитировано содержанием соответственно калия и углекислоты в системе. При данных исходных составах содержание этих фаз крайне незначительно, поэтому на диаграммах они не приводятся. Содержание флогопита, устойчивого в очень широких интервалах P и T , 0,18% для состава KLB — 1 и 0,27% для состава D (табл.4). Вопросы устойчивости карбоната и его количественные пропорции с остальными фазами при меняющихся параметрах флюида рассмотрим ниже.

Вариации химического состава ультрабазитов влияют на количественные соотношения минеральных фаз, хотя парагенезисы, по существу, остаются аналогичными, что характерно для ультраосновных пород нормального ряда, сложенных ограниченным набором породообразующих минералов. Соответственно, в более магниезиальных породах с относительно низкими содержаниями кальция и алюминия преобладают оливин и ортопироксен, а в породах с повышенной железистостью (при повышенных содержаниях Al_2O_3 и CaO) — клинопироксен и при высоких давлениях — гранат. Породы с большей железистостью обладают и более высокими содержаниями магнетита. Поскольку титан как независимый компонент нами при расчете не учитывался, то условно можем принять, что магнетит здесь представляет и реально существующие титансодержащие фазы ультраосновной породы. В условиях, когда водосодержащие фазы



устойчивы, и при наличии водного флюида поле амфибола расширяется для составов, близких составу D (см. рис. 10, б). Важно обратить внимание на количественные соотношения оливина и ортопироксена, которые смещаются в сторону последнего в составах типа D (относительно более железистых).

Рис. 11. P - T -диаграмма для минеральных ассоциаций перидотита.

Минеральные фазы ультраосновной породы при неравном давлении на фазы (1000°C)

P	Минерал	P _{общ.} кбар							
		5	10	15	20	25	30	35	40
<i>Шпинелевый лерцолит (состав 1, KLB-1)</i>									
P _{фл} = 0,6 P _{общ}	Ол	61,91	55,44	55,07	53,63	48,49	45,40	43,96	43,22
	Опир	18,49	23,54	23,54	16,80	17,30	18,99	19,75	20,13
	Кпир	5,09	9,44	9,64	11,38	15,18	15,20	15,20	15,21
	Пл	6,42	—	—	—	—	—	—	—
	Амф	6,89	7,81	7,53	4,88	—	—	—	—
	Гр	—	—	—	9,89	12,17	12,15	12,14	12,14
	Шп	—	2,96	3,01	—	—	—	—	—
	Маг	—	—	—	2,82	5,43	6,61	7,18	7,49
P _{фл} = P _{общ}	Ол	61,48	55,01	52,06	52,03	48,47	45,39	43,95	43,22
	Опир	18,86	23,57	25,24	18,19	17,29	18,99	19,75	20,13
	Кпир	4,90	9,31	9,25	9,87	15,18	15,20	15,20	15,21
	Пл	6,05	—	—	—	—	—	—	—
	Амф	7,51	7,98	8,01	6,84	—	—	—	—
	Гр	—	—	—	8,92	12,17	12,15	12,14	12,14
	Шп	—	2,93	2,92	—	—	—	—	—
	Маг	—	—	1,31	2,94	5,54	6,68	7,23	7,52
<i>Гранатовый лерцолит (состав 2, D)</i>									
P _{фл} = 0,6 P _{общ}	Ол	30,90	18,84	18,82	18,20	17,98	16,25	15,42	14,99
	Опир	20,66	29,50	29,53	14,04	7,93	8,87	9,30	9,53
	Кпир	11,61	20,35	20,33	25,89	37,26	37,28	37,28	37,26
	Пл	11,28	—	—	—	—	—	—	—
	Амф	22,49	22,73	22,73	14,72	—	—	—	—
	Гр	—	—	—	19,77	26,72	26,66	26,64	26,64
	Шп	—	5,53	5,53	—	—	—	—	—
	Маг	1,77	1,77	1,77	5,62	8,56	9,27	9,63	9,82
P _{фл} = P _{общ}	Ол	30,74	18,84	18,82	16,58	17,97	16,24	15,42	14,99
	Опир	20,80	29,50	29,53	17,54	7,93	8,87	9,31	9,53
	Кпир	11,54	20,35	20,33	21,58	37,25	37,27	37,27	37,27
	Пл	11,14	—	—	—	—	—	—	—
	Амф	22,73	22,73	22,73	20,33	—	—	—	—
	Гр	—	—	—	17,28	26,71	26,66	26,64	26,64
	Шп	—	5,53	5,53	—	—	—	—	—
	Маг	1,77	1,77	1,77	5,16	8,67	9,35	9,67	9,85

Переходы плагиоклаз — шпинель и шпинель — гранат хорошо выявляются при расчетах. Здесь следует заметить, что появление более высокобарных фаз практически не зависит от изменения химического состава породы, которое выражается главным образом в количественных соотношениях этих минералов. Например, шпинель-гранатовый переход в составе KLB — 1 отмечается при 15,5, а в составе D — при 16,5 кбар.

Характер переходов ультраосновных пород с глубиной прослеживается на рис. 11. Рассчитанные равновесные парагенезисы для различных *PT*-условий определяют поля составов, которые экспериментально установлены многими исследователями. В частности, они очень близки к приводимым А. Е. Рингвудом [1981] полям устойчивости: плагиоклазовый пиролит → пироксеновый пиролит → гранатовый пиролит. В присутствии воды поле устойчивости амфиболового перидотита перекрывает поля устойчивости безводных ассоциаций состава плагиоклазового и шпинелевого перидотита.

Таблица 5

Минеральные фазы ультраосновной породы при меняющемся отношении Н/С (1000°C, $K_{вос} = 1$)

Н/С	Минерал	P, кбар							
		5	10	15	20	25	30	35	40
5,11	Ол	61,15	53,90	54,30	53,82	47,89	44,80	43,36	42,62
	Опир	18,79	24,22	23,97	16,99	17,71	19,40	20,16	20,54
	Кшпр	5,33	9,56	9,46	10,28	15,17	15,19	15,20	15,20
	Пл	6,91	—	—	—	—	—	—	—
	Амф	6,04	7,62	7,73	6,29	—	—	—	—
	Гр	—	—	—	9,21	12,17	12,14	12,14	12,14
	Шп	—	2,99	2,97	—	—	—	—	—
	Маг	—	—	—	1,63	4,94	6,09	6,65	6,94
	Карб	1,39	1,39	1,39	1,39	1,38	1,38	1,38	1,38
7,96	Ол	62,20	54,88	54,82	53,64	48,34	45,25	43,81	43,07
	Опир	18,18	23,64	23,69	17,12	17,40	19,09	19,85	20,23
	Кшпр	5,29	9,49	9,31	10,16	15,18	15,20	15,20	15,21
	Пл	6,83	—	—	—	—	—	—	—
	Амф	6,20	7,74	7,96	6,46	—	—	—	—
	Гр	—	—	—	9,13	12,17	12,15	12,14	12,14
	Шп	—	2,97	2,93	—	—	—	—	—
	Маг	—	—	—	2,20	5,35	6,50	7,06	7,35
	Карб	1,11	1,11	1,11	1,11	1,11	1,11	1,11	1,11
10,89	Ол	62,32	55,23	55,18	52,10	48,63	45,54	44,11	43,37
	Опир	18,19	23,44	23,49	18,16	17,19	18,89	19,65	20,02
	Кшпр	5,19	9,44	9,30	9,86	15,18	15,20	15,21	15,21
	Пл	6,61	—	—	—	—	—	—	—
	Амф	6,58	7,82	8,00	6,87	—	—	—	—
	Гр	—	—	—	8,91	12,18	12,15	12,14	12,14
	Шп	—	2,96	2,93	—	—	—	—	—
	Маг	—	—	—	2,99	5,64	6,79	7,35	7,64
	Карб	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93
15,48	Ол	62,77	55,62	55,67	51,98	48,97	45,88	44,45	43,72
	Опир	17,93	23,22	23,27	18,26	16,98	18,68	19,44	19,81
	Кшпр	5,21	9,45	9,31	9,80	15,19	15,21	15,22	15,22
	Пл	6,66	—	—	—	—	—	—	—
	Амф	6,51	7,82	8,00	6,97	—	—	—	—
	Гр	—	—	—	8,87	12,19	12,16	12,15	12,15
	Шп	—	2,97	2,94	—	—	—	—	—
	Маг	—	—	—	3,21	5,74	6,90	7,46	7,75
	Карб	0,74	0,74	0,74	0,74	0,74	0,74	0,74	0,74

Проведены расчеты для выявления закономерностей, проявляющихся в условиях, когда давление флюида не равно общему давлению. Результаты представлены в табл. 4. Отметим, что снижение флюидного давления сказывается главным образом на водосодержащих фазах, причем изменение количества амфибола более существенно при возрастании общего давления. Такая тенденция прослеживается для ультраосновных пород разного состава.

Значительную роль в соотношении минералов рассматриваемых парагенезисов играет состав равновесной с ними флюидной фазы. Соотношение восстановленных и окисленных флюидов сказывается на общем окислении породы — при увеличении окисленности системы естественно возрастает количество магнетита. Важная роль отношения Н/С в петрогенезисе горных пород показана Ф. А. Летниковым [1982а, б]. Мы попытались расчетным путем рассмотреть непосредственно состав парагенезисов шпинелевого лердолита при меняющихся отношениях Н/С равновесного с ним флюида. Результаты расчетов при коэффициенте восстановления $(H_2O + CO_2 / H_2 + CO) = 1$ и $T = 1000^\circ C$ приведены в табл. 5.

Минеральные фазы ультраосновной породы при меняющемся соотношении порода — флюид (1000°C)

Флюид, %	Минерал	P, кбар							
		5	10	15	20	25	30	35	40
1	Ол	61,48	55,01	52,06	52,03	48,47	45,39	43,95	43,22
	Опир	18,86	23,57	25,24	18,19	17,29	18,99	19,75	20,13
	Кпир	4,90	9,31	9,25	9,87	15,18	15,20	15,20	15,21
	Пл	6,05	—	—	—	—	—	—	—
	Амф	7,51	7,98	8,01	6,84	—	—	—	—
	Гр	—	—	—	8,92	12,17	12,15	12,14	12,14
	Шп	—	2,93	2,92	—	—	—	—	—
	Маг	—	—	4,31	2,94	5,54	6,68	7,23	7,52
	Карб	1,03	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	1,03	1,03
5	Ол	53,15	46,86	40,73	35,73	33,70	33,03	33,57	34,76
	Опир	23,58	28,15	25,19	27,71	28,58	28,55	27,09	24,81
	Кпир	4,78	9,10	8,69	8,86	9,10	9,70	11,82	14,84
	Пл	5,88	—	—	—	—	—	—	—
	Амф	7,42	7,83	7,85	7,74	7,47	6,21	3,49	—
	Гр	—	—	8,13	8,13	8,24	8,61	9,94	11,86
	Шп	—	2,87	—	—	—	—	—	—
	Маг	—	—	4,22	6,65	7,74	8,23	8,46	8,55
	Карб	5,02	5,02	5,01	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
10	Ол	43,26	37,15	30,81	26,44	24,61	23,94	24,18	25,74
	Опир	29,16	33,60	30,83	32,96	33,74	33,81	32,91	29,99
	Кпир	4,66	8,87	8,48	8,62	8,81	9,24	10,61	14,46
	Пл	5,73	—	—	—	—	—	—	—
	Амф	7,23	7,27	7,65	7,57	7,36	6,82	5,04	—
	Гр	—	—	7,91	7,91	7,99	8,25	9,11	11,55
	Шп	—	2,80	—	—	—	—	—	—
	Маг	—	—	4,38	6,58	7,58	8,04	8,24	8,34
	Карб	9,79	9,79	9,76	9,75	9,74	9,74	9,74	9,75

Отмечается изменение количественных соотношений минералов при вариациях рассматриваемого параметра. Показательно, что уменьшение отношения Н/С приводит к увеличению доли карбоната в парагенезисе. Здесь же отметим, что расчет показывает сокращение поля карбоната при увеличении температуры в широком интервале P . В данной модели при T выше 1200°C карбонат неустойчив, резко увеличивается парциальное давление углекислоты во флюиде. Таким образом, можно предполагать, что глубинные зоны литосферы, а также менее глубинные области локального разогрева могут продуцировать высокоуглеродистые высокотемпературные флюиды. В табл. 6 показано, насколько влияет на количественные пропорции минеральных фаз соотношение порода/флюид. При увеличении доли флюидной фазы расширяется поле устойчивости водосодержащих минералов, несмотря на то, что в количественном отношении они не преобладают. Поле устойчивости граната расширяется в область более низких давлений. В условиях большей водонасыщенности системы происходит смещение равновесия оливин — ортопироксен в сторону последнего. И весьма значительным оказывается увеличение карбонатной составляющей, что отражает тенденцию формирования карбонатитовых магм в условиях углекислотной флюидизации нижних горизонтов литосферы.

ФЛЮИДНО-ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Ультраосновные породы нормального ряда, являющиеся производными вещества верхней мантии, встречаются в самых разнообразных тектонических структурах Земли. По геолого-структурному положению и особенностям вещественного состава ультрабазиты подразделяются на ряд групп и семейств. Они занимают определенное место в последней генерализованной систематической классификации, основанной на химическом и минералогическом составе горных пород [Магматические горные породы..., 1983].

Нами рассмотрен химизм таких пород в совокупности с их флюидной составляющей. Подобный подход позволяет более целенаправленно проводить петрогенетические построения и тем самым дает возможность с петрологических позиций рассмотреть условия формирования ультрабазитов. Имеющийся в распоряжении авторов фактический материал по химизму и флюидным составляющим ультраосновных пород Байкальской горной области в совокупности с данными по геологическим условиям их размещения позволяет на принципиально новой основе провести их типизацию. Хотя следует оговориться, что для подобных обобщений ультраосновные породы не всегда являются подходящим объектом, так как они в большинстве случаев интенсивно преобразованы. Поэтому для таких целей отбирались образцы, практически не затронутые наложенными процессами (флогопитизацией, серпентинизацией, карбонатизацией и др.). Газовый хроматографический анализ проводился по стандартной методике [Летников, Шкарупа, 1977].

В качестве объекта исследований брались ультраосновные породы из разнотипных структурных зон Северного и Западного Прибайкалья [Грудинин, 1979], флюидный режим которых охарактеризован ранее [Флюидный режим формирования..., 1980]. Флюидный режим ультрабазитов Южного Прибайкалья изучен позднее [Грудинин и др., 1986]. Характер поведения флюидов в разнотипных ультраосновных породах в целом сводится к следующему: раннедокембрийские ультрабазиты обладают наиболее высокими отношениями восстановленных флюидов к окисленному ($K_{вос}$ максимален) и низкими отношениями водорода к углероду, тогда как относительно молодые ультраосновные породы верхнепротерозойских субплатформенных расслоенных интрузивов имеют более низкие $K_{вос}$ и высокие отношения Н/С.

Учитывая данные по геолого-структурному положению, составу породообразующих окислов и соотношению их с флюидными составляющими, все ультраосновные породы можно сгруппировать в следующие флюидно-петрохимические типы: 1) ультрабазиты повышенной железистости древних щитов; 2) высокомагнезиальные гипербазиты эвгеосинклинальных этапов; 3) ультраосновные дифференциаты габброидных массивов эвгеосинклинальных этапов; 4) ультраосновные породы субплатформенных расслоенных габбро-перидотитовых плутонов; 5) включения лерцолитов в кайнозойских щелочных базальтах.

В последнюю группу включены ультраосновные породы из щелочных базальтов Токинского Становика [Семенова и др., 1984] и Байкальской рифтовой зоны [Киселев и др., 1979]. Средние химические составы пород, а также содержания H_2O , CO_2 , CO и H_2 приведены в табл. 7. Весь аналитический материал обработан на ЭВМ с использованием факторного и кластерного анализов. Ниже дается флюидно-петрохимическая характеристика выделенных типов ультрабазитов.

Ультрабазиты повышенной железистости древних щитов

Такие породы обычно встречаются среди высокометаморфических толщ раннего докембрия и характерны для структур типа архейских кратонов, окруженных линейными мобильными поясами. Подобные ультраосновные породы, размещенные в указанных структурах, выявлены как в пределах территории нашей страны, так и за рубежом [Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы..., 1976; Кастрыкина, Карсаков, 1977; Равич, Каменев, 1972; Коллерсон и др., 1979; Windley et al., 1981; Mopenegro et al., 1982; Venkataramana et al., 1984; Morgan, 1984]. Встречаются они и среди высокометаморфических толщ шарыжалгайского комплекса Южного Прибайкалья. Более подробное описание их дают М. И. Грудинин и Ю. В. Меньшагин [1982, 1983, 1985]. Мы ограничимся лишь краткой информацией, указав, что тела ультрабазитов имеют линзовидную форму и представлены главным образом оливиновыми пироксенитами и пироксенитами, залегающими в амфибол-пироксеновых сланцах и гнейсах. В состав этих пород входят преимущественно оливин, ромбический пироксен, амфибол, флогопит, реже шпинель и сульфиды.

Результаты факторного анализа по петрогенным окислам показывают, что основная факторная нагрузка падает на первые два фактора, которые вместе составляют около 60% общей дисперсии системы. Причем по формуле главных компонент первого фактора видно, что он отражает магматический процесс, а последующие (в том числе и второй) факторы указывают на процентный вклад наложенных процессов, которые влияли на эти породы. Полученные формулы парагенезисов главных компонент как по обобщенной, так и по большинству отдельных выборок для ряда объектов подтверждают обычную схему дифференциации.

По результатам обобщенного факторного анализа петрогенных окислов и флюидных составляющих устанавливаются общие вариационные зависимости между всеми анализируемыми параметрами. Судя по кластерному анализу *R*-типа, некоторые порообразующие окислы обнаруживают близкое родство (по степени связи) с флюидными составляющими (рис. 12) и вместе с ними образуют ряд групп. Так, для данных ультрабазитов восстановленные флюиды CO и H_2 обнаруживают близкую связь соответственно с $\text{TiO}_2 - \text{FeO}$ и с $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$, тогда как H_2O четко коррелирует с $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$. Нельзя не обратить внимание на связь K_2O с H_2O и MgO , что указывает на более позднее появление K (его наложенную природу) и фиксацию всех этих трех компонентов во флогопите. Разнообразие коррелируемых групп компонентов, включая и флюидные составляющие, несомненно, предопределяет и широкий разброс факторной нагрузки по всем пяти факторам. Для подобного анализа отбирались относительно неизменные породы, однако на них в определенной степени оказывали влияние процессы преобразования. По другому и быть не могло, так как рассматриваемые разновидности пород относятся к одним из наиболее древних комплексов, претерпевших в течение длительной геологической истории значительную метаморфическую переработку. Это видно по дендрограмме кластерного анализа *R*-типа, где H_2O значимо коррелирует с $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{K}_2\text{O}$ (указывая на процессы серпентинизации, флогопитизации). Тем не менее магматический процесс при становлении данных пород является главнейшим. На это указывают соотношения в факторных нагрузках порообразующих окислов с флюидными составляющими. Присутствие в рассматриваемых породах в значительных количествах компонентов восстановленных флюидов, таких как H_2 и CO , высокая железистость и глиноземистость, а также значительные колебания в содержании этих окислов по отдельным выборкам, несомненно, указывают на их неистощенность. То есть все это дает основание предполагать о возможном существовании магматических расплавов, ко-

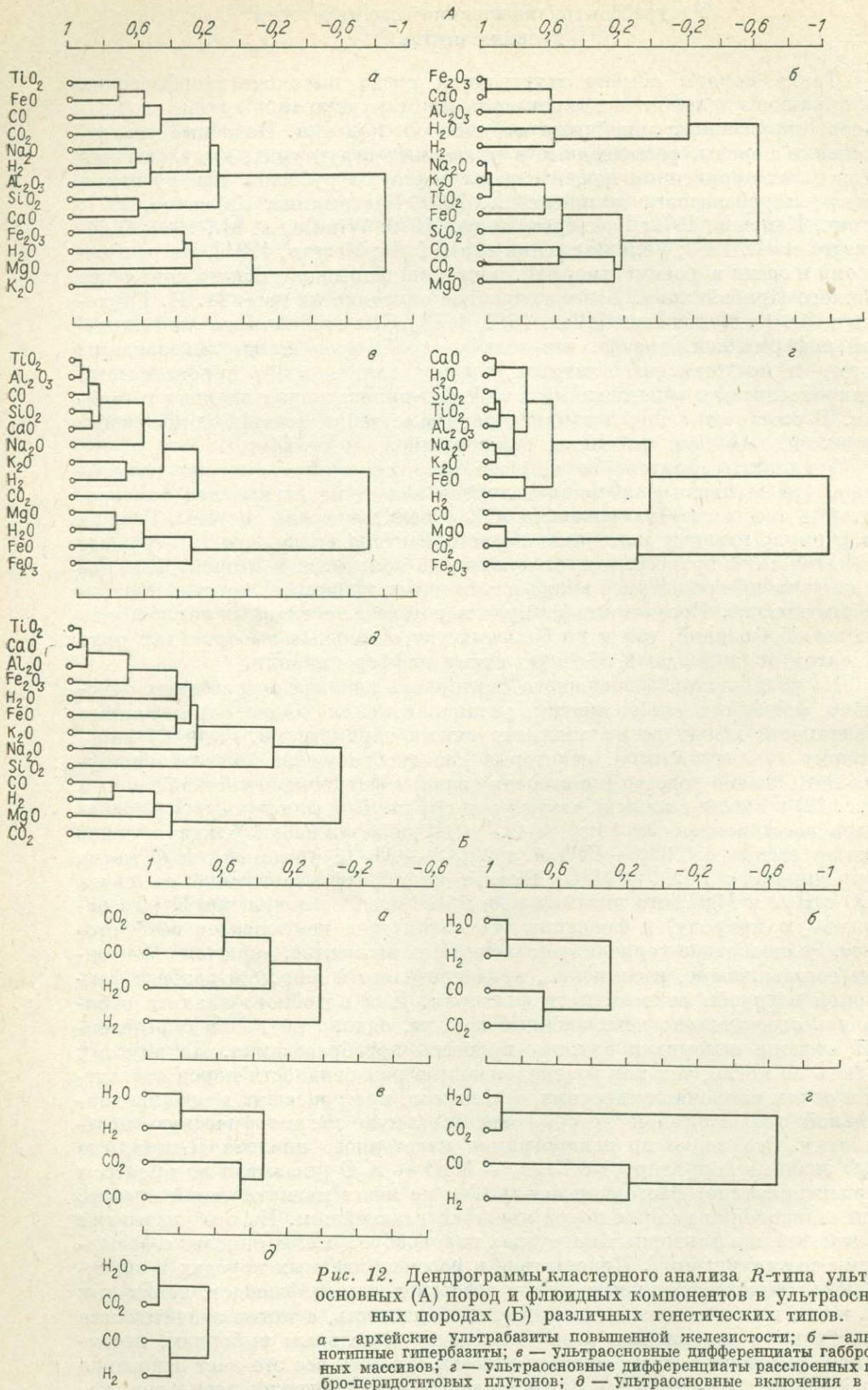


Рис. 12. Дендрогаммы кластерного анализа R-типа ультраосновных (А) пород и флюидных компонентов в ультраосновных породах (Б) различных генетических типов. а — архейские ультрабазиты повышенной железистости; б — альпийские гипербазиты; в — ультраосновные дифференциаты габброидных массивов; г — ультраосновные дифференциаты расслоенных габбро-перидотитовых плутонов; д — ультраосновные включения в базальтах.

торые могли образовывать дифференцированный ряд пород. Следовательно, изучаемые породы прошли стадию жидкого расплава, что, помимо всего прочего, подтверждается нахождением в них сульфидных капель в виде пирротина и пентландита [Вахрушев и др., 1985]. Такое заключение подтверждается и их железисто-магнезиальным трендом дифференциации.

Высокомагнезиальные гипербазиты эвгеосинклинальных этапов

Ультраосновные породы высокой магнезиальности (40—50% MgO) характерны для разновозрастных эвгеосинклинальных структур [Пинус, Колесник, 1966; Штейнберг и др., 1976; Грудинин, 1979]. Обычно они либо встречаются в виде самостоятельных автономных массивов разных размеров, либо пространственно связаны с габброидными массивами и составляют, как считает ряд исследователей [Петрология..., 1977], часть океанической коры, являясь одним из членов офиолитовой ассоциации. Высокомагнезиальные гипербазиты (нередко их называют альпинотипными) довольно хорошо изучены. В древней складчатой структуре Южного и Западного Прибайкалья они представлены очень мелкими линзами-будидами серпентинитов, реже дунитов и гарцбургитов [Грудинин, 1979; Грудинин, Меньшагин, 1985]. Высокомагнезиальные гипербазиты интенсивно переработаны и, возможно, перекристаллизованы, поэтому трудно установить их первичную природу, тем более трудно судить о их первичном химическом составе. Для исследований отбирались по возможности неизмененные или слабо преобразованные гипербазиты, и тем не менее мы не можем гарантировать, что они не являются вторичными (регенерированными) дунитами или гарцбургитами. Поэтому их характеристика схематичная и неполная.

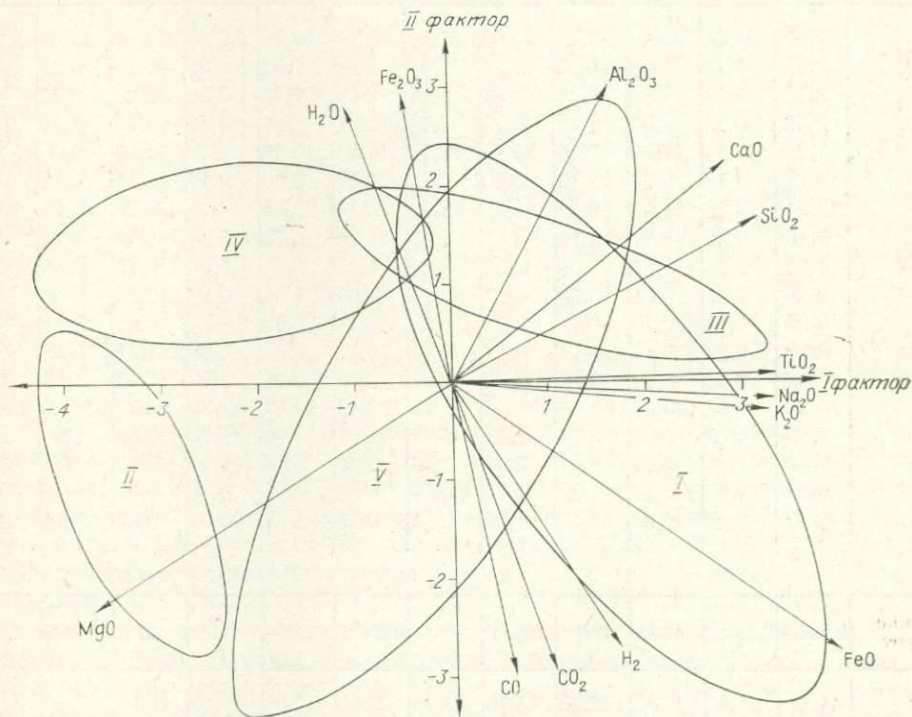


Рис. 13. Диаграмма факторного анализа ультраосновных пород разных генетических типов.

I — архейские ультрабазиты повышенной железистости; II — альпинотипные гипербазиты; III — ультраосновные дифференциаты габброидных массивов и IV — расслоенных габбро-перидотитовых плутонов; V — ультраосновные включения в базальтах.

Химические и хроматографические анализы ультрасновных пород

Компонент	181-80	418-82	419-82	424-82	427-82	430-82	436-82	437-82	438-82	439-82	16-81	17-81
SiO ₂	41,75	47,15	44,45	44,14	44,93	46,61	45,25	46,09	45,25	46,43	44,30	44,25
TiO ₂	0,48	0,45	0,44	0,38	0,29	0,33	0,28	0,50	0,31	0,41	0,34	0,33
Al ₂ O ₃	4,90	9,25	7,50	6,95	6,50	7,50	5,75	4,95	6,60	4,90	8,60	8,60
Fe ₂ O ₃	1,90	2,45	2,80	2,25	3,64	3,82	3,54	3,40	1,49	3,87	1,63	2,81
FeO	13,26	7,85	10,57	10,08	8,30	6,60	7,85	9,25	12,05	8,35	8,30	7,15
MnO	0,17	0,17	0,18	0,17	0,14	0,09	0,17	0,17	0,19	0,17	0,15	0,15
MgO	29,65	17,93	23,79	25,40	24,10	20,39	24,74	22,65	21,76	23,58	26,69	26,85
CaO	3,06	10,15	6,45	6,45	6,84	6,39	6,22	8,86	3,36	8,13	5,62	5,60
Na ₂ O	0,75	1,25	1,04	0,87	0,29	0,91	0,87	0,71	0,91	0,64	1,25	1,32
K ₂ O	0,32	0,61	0,51	0,34	0,69	1,73	1,09	0,06	2,34	0,06	0,37	0,40
P ₂ O ₅	0,05	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05
H ₂ O ⁻	0,39	0,10	0,17	0,23	—	0,40	0,30	0,27	0,47	0,13	0,13	0,14
H ₂ O ⁺	2,99	2,97	2,20	2,67	4,85	5,43	4,17	3,49	5,44	3,33	2,15	2,11
Σ	99,67	100,35	100,13	100,06	100,59	100,22	100,24	100,40	100,19	100,08	99,58	99,76
H ₂ O	3,50	4,10	2,67	7,73	6,70	12,30	8,30	8,05	9,53	5,08	4,00	5,30
CO ₂	2,30	2,77	0,36	2,76	12,0	1,90	8,60	7,96	3,54	1,40	1,50	1,40
CO	0,21	0,66	0,07	1,34	0,80	0,69	1,70	0,99	0,16	0,05	0,31	0,20
H ₂	0,54	0,61	0,42	0,56	0,70	1,22	1,08	0,77	0,75	0,56	1,20	0,90

Продолжение табл. 7

Компонент	34-81	93-82	96-82	106-82	232-82	234-82	235-82	237-82	III-41	137-82	385-82	379-82
SiO ₂	47,20	44,00	44,0	47,88	42,00	41,41	42,80	41,29	40,30	42,00	41,84	41,04
TiO ₂	0,40	1,36	1,09	0,65	1,51	1,44	1,48	1,32	0,05	0,10	0,25	—
Al ₂ O ₃	8,75	7,70	6,60	5,20	7,85	9,15	2,00	7,75	0,50	2,20	0,30	1,42
Fe ₂ O ₃	2,48	0,29	2,00	1,80	0,70	3,75	2,06	1,81	3,19	4,56	0,78	0,88
FeO	7,25	11,35	11,06	7,30	14,29	13,20	11,06	13,45	5,41	4,40	9,00	7,47
MnO	0,15	0,19	0,21	0,15	0,20	0,21	0,19	0,20	0,13	0,11	0,13	0,09
MgO	22,23	19,75	21,83	20,35	21,37	12,95	18,38	21,50	46,77	36,29	45,05	46,51
CaO	7,16	9,53	8,57	13,10	8,41	5,17	11,22	6,73	0,84	1,40	0,14	0,14
Na ₂ O	1,25	1,40	1,22	1,08	1,00	0,63	1,27	1,24	0,08	0,10	0,40	0,25
K ₂ O	0,48	0,82	0,80	0,59	0,17	0,17	0,33	1,09	0,05	0,04	0,33	—
P ₂ O ₅	0,02	0,16	0,13	0,15	0,23	0,23	0,23	0,23	—	0,04	0,01	—
H ₂ O ⁻	0,11	0,29	0,10	—	0,12	0,10	0,17	0,30	0,08	1,14	0,34	0,08
H ₂ O ⁺	1,98	3,12	2,42	2,34	2,23	2,07	2,96	2,96	2,98	7,47	1,73	1,53
Σ	99,38	99,94	100,01	100,49	100,06	99,46	100,13	99,87	100,38	99,78	100,30	99,68
H ₂ O	1,00	4,08	4,08	3,04	1,51	1,72	2,07	1,99	1,74	3,23	1,69	2,75
CO ₂	1,54	1,43	2,04	3,97	3,07	2,83	2,61	2,48	1,44	4,57	1,88	3,40
CO	0,35	0,53	0,24	1,23	1,17	0,68	0,57	0,80	0,32	0,27	0,19	0,34
H ₂	1,50	1,40	1,00	0,58	1,05	0,23	0,37	1,38	0,05	0,30	0,14	0,23

Продолжение табл. 7

Компонент	400-82	286-81	295-81	296-81	303-81	307-81	313-81	482	491	497	489	501
SiO ₂	41,11	46,15	45,30	45,20	45,70	43,70	43,45	37,56	41,20	42,84	41,90	41,7
TiO ₂	0,02	0,92	0,98	0,61	0,95	0,47	0,63	0,05	0,17	0,32	0,27	0,19
Al ₂ O ₃	0,55	5,76	5,66	3,77	6,27	3,52	3,57	0,93	4,10	7,46	7,10	4,68
Fe ₂ O ₃	2,05	2,25	0,80	1,79	2,15	3,22	2,66	4,11	3,45	1,45	4,62	1,17
FeO	6,65	7,51	8,31	7,84	6,55	7,54	8,37	6,92	9,95	9,61	7,54	9,74

Компонент	400-82	286-81	295-81	296-81	303-81	307-81	313-81	482	491	497	489	501
MnO	0,12	0,15	0,15	0,14	0,12	0,15	0,15	0,15	0,24	0,16	0,18	0,16
MgO	43,36	17,58	19,66	23,45	15,48	25,87	27,66	41,60	33,35	26,36	26,09	37,04
CaO	0,50	14,59	15,54	12,90	17,11	11,16	9,22	2,89	2,95	5,44	5,33	2,95
Na ₂ O	0,10	0,92	0,88	0,61	0,89	0,95	0,56	0,01	0,17	0,75	0,30	0,30
K ₂ O	—	0,26	0,28	0,14	0,21	0,19	0,21	0,01	—	0,55	0,25	0,30
P ₂ O ₅	0,04	0,10	0,08	0,04	0,08	0,05	0,06	0,03	0,04	0,09	0,12	0,08
H ₂ O ⁻	0,63	0,16	0,08	0,20	0,22	0,46	0,16	—	0,10	—	0,06	—
H ₂ O ⁺	4,60	3,36	1,80	2,91	3,73	3,35	2,77	4,40	3,15	3,73	5,49	1,74
Σ	99,83	99,67	99,50	99,58	99,44	100,35	99,45	99,71	99,29	99,87	99,56	100,31
H ₂ O	2,94	7,30	9,50	5,00	6,30	12,30	7,90	8,47	3,95	4,17	4,41	3,18
CO ₂	0,41	5,00	5,20	4,60	4,90	5,80	1,20	2,35	0,45	0,11	0,31	0,70
CO	—	0,80	0,50	0,06	0,60	0,17	0,05	0,02	0,07	0,01	0,01	0,02
H ₂	0,18	0,53	0,37	0,08	0,25	0,62	0,25	0,02	0,41	0,52	0,26	0,17

Компонент	502	7-68Б	K-121-5	K-121-13	C-5	24-77-5	140-75-5	25-77	25-77/2	39-77-5
SiO ₂	41,94	43,35	44,50	52,60	41,6	43,62	45,00	42,30	50,6	43,40
TiO ₂	0,24	0,33	0,01	0,25	1,35	—	0,09	0,99	0,81	0,12
Al ₂ O ₃	3,87	3,09	3,00	5,15	10,10	1,00	3,40	13,3	6,45	2,03
Fe ₂ O ₃	1,70	0,72	3,22	2,75	4,35	1,32	1,600	3,59	1,60	1,43
FeO	10,24	7,34	7,18	7,52	9,58	6,82	6,39	5,41	6,90	6,75
MnO	0,16	0,14	0,13	—	0,18	0,13	0,12	0,14	0,15	0,13
MgO	35,71	39,92	41,11	28,93	20,55	43,66	39,51	18,59	20,64	42,43
CaO	3,11	3,53	2,24	2,24	10,66	0,71	2,80	13,73	11,13	2,51
Na ₂ O	0,40	0,50	0,26	0,24	0,90	1,34	0,36	0,87	0,94	0,50
K ₂ O	0,30	0,37	0,05	0,05	0,26	0,08	0,10	0,15	0,19	0,14
P ₂ O ₅	0,05	—	0,02	0,51	0,11	0,22	0,07	0,21	0,05	0,16
H ₂ O ⁻	—	—	0,08	—	0,28	0,04	0,06	0,06	0,23	0,03
H ₂ O ⁺	1,60	—	0,19	0,26	0,10	0,52	1,15	0,79	0,78	0,39
Σ	99,88	99,42	100,86	100,15	99,77	99,46	100,55	100,07	100,24	99,99
H ₂ O	2,32	0,99	0,58	0,98	2,69	0,51	1,51	0,97	1,95	0,12
CO ₂	0,22	0,19	0,12	0,15	0,54	0,14	0,15	0,19	0,30	0,10
CO	0,08	0,38	0,24	0,13	0,33	0,13	0,024	0,10	0,23	0,07
H ₂	0,28	0,26	0,22	0,14	0,42	0,22	—	0,16	0,33	0,05

Из выполненного с помощью факторного анализа сравнения петрохимии ультрабазитов разной формационной принадлежности [Грудинин, Меньшагин, 1984] видно, что фигуративные точки химических составов высокомагнезиальных гипербазитов формируют обособленное ограниченное поле. При изучении результатов факторного анализа, выполненного для породообразующих окислов и флюидных составляющих данных гипербазитов, прежде всего обращает на себя внимание характер распределения факторной нагрузки: вся она полностью падает на первые четыре фактора (табл. 7). Судя по кластерной дендрограмме R-типа, можно заключить, что такие флюидные составляющие, как H₂, образуют прямую корреляционную связь с H₂O, а CO — с CO₂. Из этого следует, что все факторы не отражают первичную эволюцию вещества, а лишь указывают на степень его метаморфического преобразования. Такое заключение согласуется с характером корреляционных связей породообразующих окислов и флюидных составляющих (см. рис. 12, б).

На основании поведения порообразующих окислов и соотношения их с флюидными составляющими можно предположить, что рассматриваемые высокомагнезиальные гипербазиты — это образования особого типа, в первоначальном состоянии представляющие собой тугоплавкий остаток (рестит) истощенной мантии. В силу своей тугоплавкости такой остаток вряд ли мог пройти впоследствии стадию жидкого расплава. Тем более, что состав главного порообразующего минерала из этих образований (оливина) близок к чистому форстериту, который как продукт магматической или кристаллизационной дифференциации практически не встречается на земной поверхности. Поэтому на всех петрохимических диаграммах (в том числе факторных и кластерных) точки составов пород этих образований формируют ограниченные округлые поля без какой-либо направленной изменчивости. На обобщенной факторной диаграмме гипербазиты также образуют автономное поле, выделяющееся среди полей других ультраосновных пород (рис. 13).

Ультраосновные дифференциаты габброидных массивов эвгеосинклинальных этапов

В небольшом удалении от тел высокомагнезиальных гипербазитов или в непосредственном соприкосновении с ними встречаются массивы габброидов, в которых, как правило, как крайние дифференциаты встречаются ультраосновные породы. Они представлены обычно пироксенитами и перидотитами. Эти породы почти всегда содержат плагиоклаз и постепенно переходят в основные породы — габбро, габбро-нориты, оливинные габбро. Встречаются они в эвгеосинклинальных зонах и приурочены к офиолитовой ассоциации. В Байкальской горной области они довольно детально изучены [Конников, 1978; Грудинин, 1979]. Один из таких массивов (Осиновский в Южном Прибайкалье) находится в метаморфической толще слюдянского кристаллического комплекса [Слюдянский кристаллический комплекс, 1981]. На примере этого хорошо изученного нами массива, породы которого детально проанализированы, рассматриваются особенности ультрабазитов подобного типа.

Обработанный с помощью факторного анализа имеющийся фактический материал по петрогенным окислам показывает, что основная факторная нагрузка (более 90%) падает на первые три фактора. Причем на первый из них приходится 62,4% факторной нагрузки. Исходя из соотношений ряда порообразующих окислов, можно сделать вывод о том, что первый фактор отражает магматический процесс. Это подтверждается и кластерным анализом *R*-типа. В данной кластерной дендрограмме одна группа порообразующих окислов с высокой корреляционной связью ($\text{TiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—CaO—SiO}_2\text{—Na}_2\text{O}$) отрицательно коррелирует с другой группой (FeO—MgO), имеющей также высокие коэффициенты корреляции, что соответствует как раз магматическому процессу (магматической или кристаллизационной дифференциации). В результате факторного анализа петрогенных окислов с флюидными составляющими выявлена важная роль магматических флюидов при образовании этих пород. Таковыми оказываются, например, CO и H_2 . Первый из них значимо коррелирует как с $\text{TiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$, так и с $\text{SiO}_2\text{—CaO}$ (см. рис. 12, А), а близкая корреляционная связь K_2O с H_2 дает основание считать, что входящий в состав этих пород керсутит является первично-магматическим минералом.

В данных выборках рассматриваемой серии пород использовались совершенно свежие разновидности, однако в них, по-видимому, попали и породы, несколько измененные наложенными процессами. Это видно и на кластерных дендрограммах *R*-типа, где отдельные петрогенные окислы значимо коррелируют с окисленными флюидами, в частности, MgO и FeO — с H_2O (см. рис. 12, А). Это хорошо увязывается с другой клас-

терной дендрограммой *R*-типа, выполненной по флюидным составляющим. Здесь H_2O значимо коррелирует с H_2 .

Таким образом, анализ флюидно-петрохимических параметров для рассматриваемого типа пород, особенно с учетом высоких уровней связей породообразующих окислов с флюидными восстановленными и окисленными составляющими, подтверждает большое значение флюидов при их формировании. Проведенный факторный анализ показывает, какая роль принадлежит флюидам как в магматическом, так и в постмагматическом процессе. Факторный анализ также показывает, что рассмотренный тип пород отвечает особому тренду дифференциации (см. рис. 13), отличному от рассмотренных выше типов ультрабазитов.

Ультраосновные породы субплатформенных расслоенных габбро-перидотитовых плутонов

К данному типу относятся ультраосновные породы, являющиеся крайними железисто-магнезиальными дифференциатами расслоенных ультрабазит-базитовых интрузивов, которые формировались в субплатформенных режимах. Такой тип пород имеет широкое распространение [Богачев, и др., 1976; Штейнберг и др., 1976; Горбунов и др., 1978]. Типичный плутон в Байкальской горной области — Довыренский массив [Гурулев, 1965; Грудинин, 1965; Леснов, 1972]. Это крутопадающий интрузив, внедрившийся по зоне глубинного разлома, протягивающийся почти на 25 км с северо-востока на юго-запад при максимальной ширине не более 3,5 км. Ультраосновные породы залегают в лежащем боку интрузива, представлены преимущественно перцолитами и верлитами. Эти породы и были взяты для настоящих исследований.

Факторный анализ по породообразующим окислам данных пород показывает, что 68,5% нагрузки падает на первый фактор, определяющий вклад в кристаллизационную дифференциацию становления этого массива, а на последние три фактора — менее 10%. В кластерном анализе *R*-типа для этих пород отмечается высокая положительная связь $Na_2O-K_2O-SiO_2-TiO_2-Al_2O_3-CaO$ (см. рис. 12, А). Вполне закономерна высокая отрицательная связь FeO и MgO в этом анализе.

Результаты факторного анализа, выполненного по породообразующим окислам совместно с флюидными составляющими, мало чем отличаются и по вкладу факторных нагрузок, и по уровню связей отдельных компонентов от рассмотренных выше. Тем не менее здесь следует обратить внимание на высокую связь FeO с H_2 , а также MgO с CO_2 (см. рис. 12, А). Первая связь, вероятно, отражает магматический процесс, а вторая — наложенный (слабая карбонатизация). Наложенные процессы в данном массиве имели, по всей вероятности, крайне ограниченное распространение. Это видно и по высокой факторной нагрузке на первый фактор, и по почти не меняющимся диаграммам кластер-анализа *R*-типа, построенным как для петрогенных окислов, так и вместе с флюидными составляющими. Такой вывод вытекает и из кластер-анализа *R*-типа для флюидных составляющих, где окисленные флюиды (H_2O и CO_2) значимо коррелируют друг с другом (см. рис. 12, Б).

Таким образом, флюидно-петрохимические параметры данных ультраосновных пород значительно отличаются от рассмотренных выше. Они, как было показано ранее [Грудинин и др., 1986], характеризуются только им присущей эволюцией флюидного режима, заключающегося в низком $K_{вос}$ и высоком H/C по сравнению с другими сходными по составу образованиями. Исходя из общей факторной диаграммы (см. рис. 13), химические составы этих пород совместно с флюидными составляющими формируют отдельное самостоятельное вытянутое поле с трендом дифференциации, присущим только ему.

Включения лерцолитов в кайнозойских базальтах и некоторые общие выводы

Флюидно-петрохимические особенности данных пород выявлены на основе химических и флюидных анализов, взятых из работ В. Г. Семеновой и др. [1984] и А. И. Киселева и др. [1979; Флюидный режим метаморфизма..., 1980]. В указанных монографиях приведены сведения по петрографии, минералогии и химизму данных пород.

Анализ прежде всего показывает, что факторные нагрузки, а также дендрограммы кластерного анализа *R*-типа, составленные как по петрогенным окислам, так и по петрогенным окислам с флюидами (см. рис. 12, А), имеют большое сходство. Интересно и то, что кластер-анализ *R*-типа для флюидных составляющих четко отражает очень сильную корреляционную связь между восстановленными флюидами (СО и Н₂) и окисленными (Н₂О и СО₂). Высокая почти значимая связь (при $r_{0,05} = 0,66$ величина связи 0,63) обнаружена и между восстановленными и окисленными флюидами. На обобщенной флюидно-петрохимической диаграмме эти породы образуют отдельное самостоятельное поле между высокомагнезиальными гипербазитами и другими типами ультраосновных пород (см. рис. 13). Такое положение выделенных полей на обобщенной диаграмме дает основание сделать важные петрогенетические выводы. Первый из них заключается в том, что включения лерцолитов в базальтах генетически связаны с высокомагнезиальными гипербазитами, а не являются продуктами дифференциации основных магм. В то же время эти включения родственны и другим типам ультраосновных пород. Не менее важный вывод — заключение об общем родстве всех выделенных групп, несмотря на автономные поля для каждой из них. Лерцолиты из базальтов как раз и объединяют их в единый комплекс мантийных производных, фиксирующих разные уровни истощенности мантии. Из всего этого следует, что становление рассмотренных групп пород в условиях земной коры происходило в разных геодинамических режимах, что и отражается на их флюидно-петрохимических характеристиках.

Если сопоставить между собой данные кластерного анализа по перечисленным выше группам пород (см. рис. 12, А, Б), то можно сделать ряд выводов генетического характера, полагая, что сила и характер связей между компонентами отражают их поведение в ходе формирования конкретной группы пород. В обобщенном кластере (см. рис. 12, А) наиболее значимые связи в целом отражают первичный характер взаимоотношений между компонентами, обусловленный кристаллизацией расплава и не искаженный более поздними процессами. В порядке возрастания влияния искажающих факторов менее измененными являются ультраосновные дифференциаты расслоенных габбро-перидотитовых плутонов. Здесь в первую очередь выделяется большая группа элементов с очень сильной связью. Это связь групп (SiO₂—TiO₂—Al₂O₃)—(K₂O—Na₂O), которая отражает общую направленность процесса дифференциации с обособлением лейкократовой составляющей, обогащенной соединениями титана. К ней примыкает пара СаО—Н₂О, возможно отображающая взаимосвязь этих компонентов при формировании амфиболов кальциевого ряда, а пара FeO—Н₂ подчеркивает роль водорода в восстановлении Fe³⁺ до Fe²⁺. Тесная группировка MgO—СО₂ указывает на образование магнезита, возможно, на постмагматической стадии, что косвенно подтверждается наличием в этой группе Fe₂O₃, хотя и со слабой силой связи. О постмагматическом преобразовании породы с возникновением магнетит-гематитового парагенезиса можно судить еще и потому, что триада MgO—СО₂—Fe₂O₃ имеет со всеми остальными компонентами высокую отрицательную связь.

Кластер для ультраосновных дифференциатов габброидных массивов во многом схож с вышеописанным, в частности, выделяется группа ком-

понентов с максимальной связью — $(\text{TiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3)\text{—CO—}(\text{SiO}_2\text{—CaO})\text{—Na}_2\text{O—}(\text{K}_2\text{O—H}_2\text{O})$, отображающая опять же анортозитовую тенденцию дифференциации, с накоплением в лейкократовом остатке восстановленных компонентов флюида — H_2 и CO . К этой группе с очень слабой связью примыкает CO_2 , возможно указывая на то, что углекислота является продуктом окисления CO в ходе кристаллизации расплава за счет повышения фугитивности кислорода на ее конечных этапах. В этой серии пород фиксируется обособление некоторых окислов — $(\text{MgO—H}_2\text{O})\text{—FeO—Fe}_2\text{O}_3$, что может указывать на развитие позднемагматических амфиболов Mg—Fe ряда. Последнее существенно отличает эти два продукта дифференциации габбро-перидотитовых и габброидных массивов.

Высокая степень преобразования альпинотипных гипербазитов не дает оснований для каких-либо генетических выводов. Судя по структуре кластера, архейские ультрабазиты повышенной железистости (в сравнении с ультрабазитами расслоенных серий) также претерпели преобразование и первоначальные связи между компонентами нарушены, проявлены новые, о чем, в частности, можно судить по обособлению в отдельную группу $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O—MgO—K}_2\text{O}$, отражающему преимущественно их накопление во флогопите.

Если сопоставить с кластерами ультрабазитов из габброидных и расслоенных массивов, считая эти породы наименее измененными и наиболее информативными, кластер ультраосновных включений в базальтах, то можно говорить о сложной, возможно полигенной, истории формирования.

Вместе с тем кластер по одним флюидным компонентам (см. рис. 12, Б) четко разделяет все породы на пять групп. Для ультрабазитов расслоенных плутонов и ультраосновных включений в базальтах типично выделение отдельно окисленных ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) и восстановленных ($\text{H}_2 + \text{CO}$) флюидных компонентов, когда включениям свойственна очень тесная связь между этими двумя группами, а дифференциатам — сильная отрицательная. Можно полагать, что такая структура кластера указывает на низкую степень дифференциации вещества, представленного глубинными включениями. В то же время отрицательная связь между окисленными и восстановленными флюидными компонентами присуща продуктам глубокой дифференциации вещества [Летников и др., 1977]. Для альпинотипных гипербазитов и ультраосновных дифференциатов габброидных массивов характерно разделение водородных ($\text{H}_2 + \text{H}_2\text{O}$) и углеродных соединений ($\text{CO} + \text{CO}_2$). Если для альпинотипных гипербазитов природа выявленной зависимости может быть полигенной, то во втором случае она закономерная и вполне определенно можно говорить о формировании в ходе дифференциации исходного расплава двух флюидных систем — углеродной и водородной.

Структура флюидного кластера для архейских ультрабазитов также указывает на проявление аналогичной зависимости, но она выражена не столь четко.

Таким образом, в ходе эволюции мантийных расплавов в различной геодинамической обстановке возможны два пути эволюции флюидных систем: 1) обособление восстановленных и окисленных флюидов; 2) разделение флюидов на две ветви — углеродную и водородную, что, несомненно, будет влиять на весь ход фазообразования в этих системах и на рудоносность.

ФЛЮИДНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗИТОВ

БАЗИТЫ В *PT*-УСЛОВИЯХ ЛИТОСФЕРЫ

Основные горные породы (базиты) довольно разнообразны по химическому и минеральному составам. Пределы изменения содержания SiO_2 (44—53%) и определенная насыщенность кремнеземом по отношению к щелочам позволяют выделить нормальный, субщелочной и щелочной ряды семейств основных пород [Магматические горные породы, 1985]. Разнообразие базитов в значительной мере обусловлено условиями становления магматических тел в земной коре, тогда как по исходному химическому составу базитовые расплавы, зарождающиеся в верхней мантии, могут быть подразделены на ограниченное число типов (например, кварцевый и оливинный толеит, пикрит, высокоглиноземистый и щелочной оливинный базальт). Рассматривая литосферу в целом, достаточно проследить изменение минерального состава в ее разрезе только для широко распространенных петрохимических типов базитов.

Так как в мантийной части литосферы отсутствует частичное плавление вещества мантии [Белоусов, 1975], то при рассмотрении минеральных парагенезисов базитов можно ограничиться только субсолидусными условиями. Температура в литосфере в пределах докембрийских щитов платформ [Рингвуд, 1981] составляет около 400°C на границе кора — мантия (глубина ~ 40 км, $P \approx 10$ кбар,) затем она повышается по пологой кривой до 1000°C на глубине около 130 км ($P = 40$ кбар). Эти температуры ниже необходимых для плавления базитов даже в присутствии некоторого количества воды.

В пределах земной коры встречаются метаморфические породы высокотемпературных фаций регионального метаморфизма; температуры преобразования их значительно выше тех, которые могут быть достигнуты в результате погружения и прогрева пород в соответствии с установленным температурным градиентом [Фации метаморфизма, 1970]. Предполагается, что эти температуры обусловлены внедрившимся магматическим расплавом или потоками связанных с ними флюидов. Установлены метаморфические фации сверхвысоких давлений (17—25 кбар), превышающих возможное давление нагрузки пород на границе кора — мантия на 8—10 кбар [Фации метаморфизма, 1970]. Возникновение перегрузок связывается с тектоническими движениями. Гораздо сложнее установить возможные пределы колебания *PT*-условий относительно усредненных литостатического давления и геотермы для мантийной части литосферы.

Большинство базитов, кристаллизовавшихся из магматических расплавов в верхней части земной коры, являются неравновесными системами. При температурах несколько выше солидуса остаточный расплав не успевает прийти к равновесию с выделившимися кристаллами, так как слишком быстро происходит остывание магматических тел. По этой же причине базиты не претерпевают соответствующих минеральных преобразований и при последующем снижении температуры до уровня средней геотермы в верхней части земной коры. В низах земной коры и тем более в мантийной части литосферы достижение минеральных равновесий в базитах вполне вероятно вследствие достаточно большой длительности нахождения их при соответствующих температурах.

ОБЗОР ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Экспериментальные исследования по выяснению равновесных минеральных парагенезисов в базитах при различных давлениях в безводных условиях вынужденно ограничиваются температурами, близкими к соли-

дусу. Поэтому минеральные равновесия в базитах при температурах ниже 900°C, характерных для процессов регионального метаморфизма в пределах земной коры, не изучались экспериментальным путем [Фацци метаморфизма, 1970].

Часть экспериментов по плавлению и кристаллизации базитовых систем, отвечающих по составу природным горным породам, проводилась с целью выяснения происхождения производных базальтовых расплавов [Йодер, Тилли, 1965]. Минеральным ассоциациям в субсолидусной области при этом не придавалось особого значения.

Выяснение влияния воды проводилось как при кристаллизации базитов разного состава (оливиновый толеит, высокоглиноземистый базальт, щелочной базальт), так и при их гидротермальном изменении ниже температуры солидуса, вплоть до 600°C [Йодер, Тилли, 1965]. Газовая фаза была представлена только водой, давление которой равнялось общему (до 10 кбар). В результате экспериментов установлено, что при сравнительно низких температурах происходит амфиболизация базальтовых пород. Слюда появлялась лишь в породах, близких к щелочным базальтам. Экспериментальными исследованиями при $P_{H_2O} \approx P_s$ [Essene et al., 1970] верхняя граница устойчивости амфибола в щелочном оливиновом базальте определена при давлении 15—25 кбар и температуре 900—700°C. Биотит при этих температурах устойчив, по крайней мере до 40 кбар.

Граница дегидратации тремолита в присутствии оливина определена экспериментальным путем для искусственной системы $H_2O-CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ [Jenkins, 1983]. При $P_s = 4-6$ кбар тремолит устойчив до 820°C. Затем температура его устойчивости снижается до 640°C при $P_s = 20$ кбар.

Наибольший интерес для выяснения минеральных парагенезисов базитов в пределах литосферы представляют экспериментальные исследования по изучению перехода базальт — эклогит. Более или менее достоверные результаты, хотя и оценочного характера, были получены Г. С. Йодером и К. Э. Тилли [1965]. При высоких давлениях (20—40 кбар) они получили эклогитовые парагенезисы, хотя и не полностью равновесные, из различных типов базальтов. Они пришли к выводу, что различные по составу эклогиты имеют аналоги среди главных типов базальтов и являются, возможно, выплавками из гранатовых перидотитов, поскольку их плавление под высоким давлением носит «эвтектикоподобный» характер.

Более полные экспериментальные исследования перехода базальт — эклогит проведены А. Е. Рингвудом и др. [Green, Ringwood, 1964, 1967; Ringwood, Green, 1966; Green, 1967, 1970; Грин, Рингвуд, 1968; Рингвуд, Грин, 1968]. Исходные базальтовые стекла, отвечающие по составу различным типам толеитов (насыщенных и недосыщенных кремнеземом, бедных и богатых щелочами и глиноземом), кристаллизовались при температурах 1000—1300°C и давлениях 5—35 кбар. В результате этих исследований авторы пришли к следующим выводам [Грин, Рингвуд, 1968, Рингвуд, Грин, 1968]:

- 1) полученные при высоких давлениях по базальтовым стеклам минеральные ассоциации соответствуют таковым природных эклогитов;
- 2) при умеренных давлениях наблюдаются переходные различия между ассоциациями габбро и эклогита (гранатовые гранулиты), характеризующиеся совместным присутствием плагиоклаза и граната;
- 3) ширина зоны перехода по давлению от габбро к эклогиту (от давления, при котором появляется гранат, до давления, при котором исчезает плагиоклаз) изменяется в зависимости от исходного состава базальтового стекла; в недосыщенных составах переход гранатовый гранулит — эклогит наблюдается при более низких давлениях по сравнению с пересыщенными кремнеземом исходными составами базальтов;

4) в гранатах возрастает магнезиальность при повышении давления для одного и того же состава базальта;

5) границы появления граната и исчезновения плагиоклаза понижаются по давлению и сближаются между собой с уменьшением температуры. Экстраполяция данных, полученных при 1000—1250°C, позволила предположить, что граница перехода гранатовый гранулит — эклогит при 10 кбар соответствует $T = 670^\circ\text{C}$, а при 1 бар — 250°C при среднем градиенте наклона границы в 21 бар/град;

6) обычное отсутствие перехода базальтов, габбро и долеритов в эклогиты в земной коре при температурах ниже 300°C , низких давлениях водяного пара и незначительных тектонических напряжениях объясняется «кинетиической, а не термодинамической устойчивостью этих пород».

Перечисленные основные выводы экспериментальных исследований А. Е. Рингвуда с соавторами иллюстрированы диаграммами изменения минеральных ассоциаций в зависимости от давления при $T = 1100^\circ\text{C}$ для кварцевого толеита и щелочного оливинового базальта [Грин, Рингвуд, 1968, с. 42, фиг. 5 и 6], изменения ширины переходной зоны (зоны гранатового гранулита) для разных составов базальтовых стекол [там же, с. 85, фиг. 12] и экстраполяции переходной зоны в область низких температур и давлений [там же, с. 95, фиг. 16].

Экспериментальные исследования перехода базальт — эклогит проводились параллельно Д. К. Кеннеди и др. [Cohen et al., 1967; Ito, Kennedy, 1968; Ито, Кеннеди, 1972]. Исходные составы пород также изменялись от недосыщенных до насыщенных кремнеземом. Полученные результаты [Cohen et al., 1967] отличались от выводов А. Е. Рингвуда и др., а именно:

1) давление, при котором появляется гранат, мало изменяется для различных исходных составов базальтов, тогда как давление, при котором исчезает плагиоклаз, несколько варьирует при изменении состава базальтов;

2) переходная зона (поле гранатового гранулита) имеет небольшую ширину по давлению (около 4 кбар).

Позднее [Ито, Кеннеди, 1972] эти выводы были несколько изменены и сделаны другие:

1) в соответствии с уравнениями линий, разделяющих поля эклогита и гранатового гранулита (P , кбар = $0,020 \cdot T^\circ\text{C} + 4,0$), гранатового гранулита и базальта (P , кбар = $0,014 \cdot T^\circ\text{C} - 5,4$), переходная зона имеет большую ширину по давлению (12—15 кбар при $T = 500$ — 1000°C);

2) в недосыщенных кремнеземом составах гранат появляется при более низких давлениях по сравнению с кварц-нормативными составами;

3) магнезиальность гранатов или постоянна, или несколько уменьшается с увеличением давления для одного и того же состава породы;

4) при низких температурах экстраполированная граница перехода гранатовый гранулит — эклогит не опускается ниже 4 кбар.

В возникшей между двумя группами экспериментаторов дискуссии одни [Green, Ringwood, 1972] указывали на непоследовательность в интерпретации экспериментов Д. К. Кеннеди и К. Ито относительно ширины переходной зоны базальт — эклогит, а другие [Kennedy, Ito, 1972] — на предварительный характер всех экспериментов А. Е. Рингвуда и Д. Х. Грина, которые не контролировали потерю железа в платиновых тиглях, и на неверную экстраполяцию устойчивости эклогитов в земной коре при низких температурах и давлениях.

Экспериментальные исследования по плавлению и кристаллизации кварцевого толеита при высоких давлениях провели Н. И. Хитаров и др. [1972]. Они установили, что до 20 кбар сохраняется парагенезис кварцевого габбро, при 24 кбар появляется гранатовый гранулит, а при 28 кбар — кварцевый эклогит.

Позже целая серия экспериментов в аппарате НЛ (наковальня с лункой) по плавлению и кристаллизации базитов при высоких давлениях (до 35 кбар) была проведена под руководством В. А. Жарикова [Жариков и др., 1974, 1984, 1985; Ишбулатов, 1977]. Основные выводы следующие:

1) при 35 кбар в интервале температур субсолидуса 1510—1410°C порода базальтового состава была представлена полностью только клинопироксен + гранат; добавление небольшого количества воды снижает температуру солидуса, и сразу появляется ассоциация клинопироксен + гранат;

2) при 25 кбар в субсолидусной области температур порода базальтового состава была представлена ассоциацией клинопироксен + плагиоклаз + гранат (гранатовый гранулит переходной зоны);

3) возможно, в клинопироксены при высоких давлениях входит минерал $\text{Ca}_{0,5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$, что обеспечивает переход части «избыточного» кремнезема при эклогитизации в клинопироксены.

Позднее [Zharikov, Litvin, 1985] было отмечено, что в результате экспериментальных исследований модельной эклогитовой системы при 40 кбар во всей субсолидусной области температур был установлен парагенезис клинопироксен + гранат.

Эксперименты по кристаллизации эклогитового парагенезиса минералов при давлениях 35 и 50 кбар в аппарате НЛ проведены Ю. С. Геншафтом и др. [Геншафт, 1977; Геншафт и др., 1983]. Исходным материалом являлись естественные трахибазальты, обогащенные щелочами, имеющие высокую окисленность железа и содержащие до 3—4% летучих, главным образом воды. В субсолидусных условиях (ниже $1200 \pm 50^\circ\text{C}$) при давлениях 35 и 50 кбар установлен парагенезис клинопироксен + гранат + коэсит + санидин (последние два минерала предполагаются по химическому составу исходных образцов).

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ БАЗИТОВОЙ СИСТЕМЫ НА ОСНОВЕ МИНИМИЗАЦИИ СВОБОДНОЙ ЭНЕРГИИ

Обзор результатов экспериментальных исследований по изучению минеральных парагенезисов базитов при различных давлениях, характерных для литосферы, показывает, что для высоких температур были достигнуты относительно равновесные условия кристаллизации расплавов и перекристаллизации вещества в твердом состоянии. Экстраполяции в области низких температур оказались дискуссионными. Для мантийной части литосферы по экспериментам получены результаты, не противоречащие в принципе тем, которые получены путем изучения включений горных пород, выносимых с разных глубин магматическими базальтоидными и кимберлитовым расплавами [Соболев, 1974; Рингвуд, 1981].

Математическое моделирование равновесий в силикатных системах на термодинамической основе открывает более широкие возможности изучения минеральных парагенезисов по температурным условиям. Кроме того, легко проводить исследования по влиянию различных параметров на равновесные минеральные парагенезисы. Как и в любом другом методе исследований, результаты при этом получаются с некоторыми ошибками, зависящими от идеализации состава компонентов твердых фаз и от ошибок определения термодинамических констант веществ и их согласования. Учет данных экспериментальных петрологических исследований позволяет проводить некоторую корректировку справочных термодинамических констант применительно к конкретно моделируемым петрологическим системам, что повышает надежность результатов их математического моделирования.

В настоящее время для математического моделирования гидротермально-метасоматических и метаморфических процессов преобразования горных пород успешно используется методика физико-химического моделирования равновесий при различных P и T гетерогенных систем (газ, раствор, твердые фазы) путем численной минимизации свободной энергии системы [Казьмин и др., 1975; Карпов, 1981]. Нами использовалась программа «Селектор», разработанная под руководством И. К. Карпова в Институте геохимии СО АН СССР. Так как нам необходимо было проследить поведение базитов в условиях литосферы, т. е. в субсолидусных условиях при незначительном содержании флюидов, то моделировалась система твердые фазы + газ в интервале температур 400—1200°C. Основные положения используемой методики математического физико-химического моделирования и ее приложение к моделированию мультисистем горная порода + газ изложены Ф. А. Летниковым и др. [Флюидный режим..., 1977].

В моделируемую базитовую систему для 11 независимых компонентов (Si, Al, Ti, Fe, Mg, Ca, Na, K, H, O, C) были введены для расчета газовая и 18 твердых фаз:

- 1) газы — H_2 , H_2O , O_2 , CO_2 , CO; 2) шпинель — $MgAl_2O_4$, $FeAl_2O_4$;
- 3) оливин — Mg_2SiO_4 , Fe_2SiO_4 ; 4) ортопироксен — $MgSiO_3$, $FeSiO_3$;
- 5) клинопироксен — $CaMgSi_2O_6$, $CaFeSi_2O_6$, $CaAl_2SiO_6$, $NaAlSi_2O_6$;
- 6) титаномагнетит — Fe_3O_4 , Fe_2TiO_4 ; 7) форстерит-фаялитовая шпинель — Mg_2SiO_4 , Fe_2SiO_4 ; 8) ильменит — $FeTiO_3$, $MgTiO_3$, Fe_2O_3 ; 9) рутил — TiO_2 ; 10) плагиоклаз — $CaAl_2Si_2O_8$, $NaAlSi_3O_8$; 11) ортоклаз — $KAlSi_3O_8$; 12) кварц — SiO_2 ; 13) коэсит — SiO_2 ; 14) стишовит — SiO_2 ;
- 15) гранат — $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$, $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$, $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$; 16) амфибол (тремолит) — $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$, $Ca_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2$; 17) биотит — $KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$, $KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$; 18) доломит — $CaMg(CO_3)_2$;
- 19) кальцит — $CaCO_3$.

Использованные в расчетах термодинамические константы большинства минералов (молекулярный объем, изобарно-изотермический потенциал, энтропия, коэффициенты уравнения теплоемкости и теплота фазовых переходов) взяты из материалов П. И. Дорогокупца и И. К. Карпова [1984]; железистых силикатов и газов — П. И. Дорогокупца и др. [1987]; ульвошпинели, ильменита и гейкилита, стишовита — из справочника [Robie et al., 1978]; форстерито-фаялитовой шпинели и герцинита — И. К. Карпова и др. [1976]. Коэффициенты теплового расширения и сжимаемости приняты по П. И. Дорогокупцу и И. К. Карпову [1984], железистых силикатов — по Ф. Берчу [1969] и Б. Дж. Скиннеру [1969].

Для математического моделирования базитовой системы при различных P и T использовались составы кварцевого толеита, щелочного оливинового базальта и высокоглиноземистого толеита, которые ранее применялись в экспериментальных исследованиях [Green, Ringwood, 1967a, b; Green, 1967]. Подобный выбор исходных составов позволяет сопоставить результаты моделирования с данными экспериментальных исследований и в достаточной мере выявить влияние исходного состава на минеральные парагенезисы. Химический состав базитов (мас. %), использованных для физико-химического моделирования, таков [Рингвуд, 1981, с. 19]:

Компонент	1	2	3	Компонент	1	2	3
SiO_2	52,2	45,4	49,9	MgO	7,4	10,4	8,2
TiO_2	1,9	2,5	1,3	CaO	9,4	9,1	11,4
Al_2O_3	14,6	14,7	17,0	Na_2O	2,7	2,6	2,8
Fe_2O_3	2,5	1,9	1,5	K_2O	0,7	0,8	0,2
FeO	8,6	12,4	7,6	P_2O_5	0,2	—	—
MnO	0,1	0,2	0,2	Σ	100,0	100,0	100,0

(Здесь и ниже 1 — кварцевый толеит; 2 — щелочной оливиновый базальт; 3 — высокоглиноземистый толеит.)

Исходные составы были пересчитаны на атомные количества по Si, Al, Ti, Fe, Mg, Ca, Na, K и приведены к 100%. К полученным данным добавлены небольшие количества H₂O и CO₂, затем подсчитано общее количество атомов O₂. Полученные таким образом векторы исходных составов базитов следующие:

Элемент	1	2	3	Элемент	1	2	3
Si	48,38	42,16	45,91	Na	4,90	4,68	4,98
Al	15,94	16,08	18,58	K	0,90	0,90	0,22
Ti	1,28	1,73	0,88	H	0,66	0,66	0,66
Fe	8,31	11,00	6,96	O	155,34	150,27	154,47
Mg	10,20	14,41	11,23	C	0,06	0,06	0,06
Ca	9,36	9,05	11,23				

По результатам термодинамических расчетов для исходных составов кварцевого толеита и щелочного оливинового базальта при $T = 1100^{\circ}\text{C}$ и $P = 40$ кбар построены диаграммы изменения количественных соотношений минералов в зависимости от давления (рис. 14). При сравнении с аналогичными диаграммами по экспериментальным данным для тех же составов и для той же температуры [Грин, Рингвуд, 1968, с. 42, фиг. 5 и 6] общая картина смены минеральных парагенезисов сходная. Однако по данным расчетов установлены: а) появление эклогитового парагенезиса при несколько больших давлениях (на 5 кбар для кварцевого толеита и на 3 кбар для щелочного оливинового базальта); б) отсутствие ортопироксена в эклогитовом парагенезисе для щелочного оливинового базальта; в) уменьшенная ширина (по давлению) переходной зоны, представленной гранатовым гранулитом (5 кбар для кварцевого толеита и около 1 кбар для щелочного оливинового базальта); г) присутствие ильменита вместо рутила в минеральных парагенезисах высоких давлений при рассматриваемой температуре (1100°C).

Для высокоглиноземистого толеита по данным термодинамических расчетов при $T = 1100^{\circ}\text{C}$ по сравнению с экспериментами [Рингвуд, Грин, 1968] также устанавливается широкая по давлению зона гранатового гранулита (около 10 кбар), только она сместилась на 5 кбар в сторону больших давлений.

Таким образом, математическая термодинамическая модель перехода базальт — эклогит находится в достаточно хорошем соответствии с общими результатами экспериментальных исследований. Установленные различия относятся к тем дискуссионным вопросам, которые обсуждались разными группами экспериментаторов, что было отмечено в обзоре экспериментальных исследований.

Температура 1100°C в пределах литосферы может существовать лишь в локальных недолговременных тепловых аномалиях, которые со временем исчезают. После этого температура снижается в них до некоторой геотермы, сохраняющейся в течение длительного времени. Последняя различна для разных геодинамических обстановок. Например, для до-

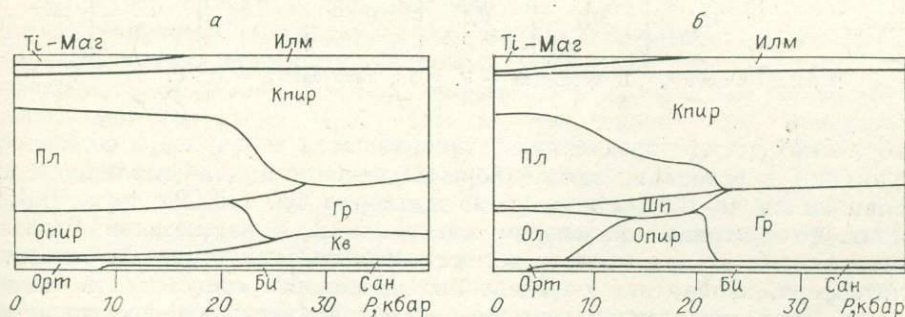


Рис. 14. Схема изменения минерального состава (мас.%) кварцевого толеита (а) и щелочного оливинового базальта (б) в зависимости от давления при 1100°C .

Минеральные парагенезисы базитов при $P = 10-40$ кбар и температурах, приблизительно соответствующих средней геотерме кристаллического щита, мас. %

Минерал	10 400	15 500	20 600	25 700	30 800	35 900	40 1000
<i>Состав кварцевого толеита</i>							
Шп	—	—	—	—	—	—	—
Ол	—	—	—	—	—	—	—
Опир	12,1	—	—	—	—	—	—
Кпир	20,7	30,3	40,8	42,0	43,1	44,3	45,7
Ti-Mag	—	—	—	—	—	—	—
Илм	5,8	5,8	5,4	5,2	5,2	5,3	5,6
Рут	—	—	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1
Пл	37,4	19,1	0,5	—	—	—	—
Орт (Сан)	2,8	2,8	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7
Кв	4,5	8,5	12,3	—	—	—	—
Ко	—	—	—	12,4	12,4	12,4	12,4
Гр	13,7	30,7	35,4	34,7	33,6	32,3	30,8
Би	2,7	2,7	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6
Дол	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	—
<i>Состав щелочного оливинового базальта</i>							
Шп	11,3	0,7	0,7	0,7	0,2	—	—
Ол	—	—	—	—	—	—	—
Опир	16,7	0,3	—	—	—	—	—
Кпир	39,1	49,9	50,4	50,7	50,2	50,4	50,9
Ti-Mag	—	—	—	—	0,7	0,9	1,2
Илм	6,4	6,3	6,3	6,3	5,8	5,7	5,5
Рут	—	—	—	—	—	—	—
Пл	18,1	—	—	—	—	—	—
Орт (Сан)	2,8	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7
Кв	—	—	—	—	—	—	—
Ко	—	—	—	—	—	—	—
Гр	2,9	37,4	37,2	36,9	37,7	37,6	37,1
Би	2,7	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6	2,6
Дол	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	—
<i>Состав высокоглиноземистого толеита</i>							
Шп	0,5	—	—	—	—	—	—
Ол	—	—	—	—	—	—	—
Опир	10,3	—	—	—	—	—	—
Кпир	21,5	25,6	35,5	40,3	41,8	43,4	45,3
Ti-Mag	—	—	—	—	—	—	—
Илм	3,9	3,8	3,0	2,7	2,7	2,8	2,9
Рут	—	—	0,4	0,6	0,5	0,5	0,4
Пл	41,7	24,2	6,2	—	—	—	—
Орт (Сан)	—	—	—	—	—	—	—
Кв	—	3,6	7,2	—	—	—	—
Ко	—	—	—	8,4	8,4	8,5	8,5
Гр	19,3	39,9	45,7	46,2	44,8	43,1	41,1
Би	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8
Дол	0,1	0,1	0,1	0,1	—	—	—

Примечание. В числителе — P , кбар; знаменателе — T , °C.

кембрийских щитов усредненная установившаяся температура составляет около 400°C в основании земной коры на глубине приблизительно 40 км и повышается до 1000°C на глубине примерно 130 км [Рингвуд, 1981]. Значит, рассматривая изменение минеральных парагенезисов базитов в зависимости от давления и, в частности, переход базальт — эклотит в литосфере, необходимо определенным давлениям сопоставлять температуры, соответствующие геотерме. Экспериментальные исследования при средних температурах (400—800°C) провести очень трудно, а может быть, и невозможно по кинетическим причинам, поэтому эксперимента-

торы ограничивались экстраполяцией данных, полученных при высоких температурах, в область средних и низких температур. Математическое физико-химическое моделирование минеральных парагенезисов базитов с этой стороны не встречает затруднений.

В табл. 8 приведены результаты термодинамических расчетов по изменению минеральных парагенезисов базитов, аналогичных по составу кварцевому толеиту, щелочному оливиновому базальту и высокоглиноземистому толеиту при давлениях 10—40 кбар и температурах 400—1000°C. Такое соответствие давлений и температур можно интерпретировать либо как медленное перемещение каких-то объемов горных пород, содержащих в том числе и базиты, по вертикали в пределах мантийной части литосферы, либо как регрессивное метаморфическое преобразование базитов, кристаллизовавшихся здесь на разных глубинах при более высокой температуре, чем это следует из геотермы.

По данным физико-химического моделирования на основе минимизации свободной энергии системы выявляются (табл. 8) следующие особенности минеральных парагенезисов базитов в мантийной части литосферы при температурах геотермы: а) при средних давлениях (10—20 кбар) кварцевый и высокоглиноземистый толеиты имеют парагенезис гранатового гранулита, а при высоких давлениях (25—40 кбар) — эклогита; для оливинового щелочного базальта эклогитовый парагенезис достигается с 15 кбар; б) шпинель появляется только в явно недосыщенных составах (щелочной оливиновый базальт), а оливин отсутствует в парагенезисах всех изученных составов; в) ортопироксен исчезает при давлениях выше 10 кбар; г) в случае насыщенных составов кварц сменяется коэситом с 25 кбар; д) в случае невысокой окисленности железа в исходных составах с 20 кбар в ассоциации с ильменитом появляется рутил.

Термодинамические расчеты показывают, что в соответствии с геотермой гранатовый гранулит (промежуточная зона для перехода базальт — эклогит) появляется при давлениях меньше 10 кбар, тогда как при $T = 1100^\circ\text{C}$ это происходит при давлениях более 20 кбар. Кроме того, при температурах, соответствующих геотерме, в эклогитовых минеральных парагенезисах появляются рутил и коэсит.

Как по экспериментальным данным [Рингвуд, Грин, 1968], так и по термодинамическим расчетам (см. рис. 2), границы перехода габбро (базальт) — эклогит и ширина переходной зоны, представленной гранатовым гранулитом, зависят от исходного состава базитов. Наиболее широкая переходная зона характерна для высокоглиноземистого толеита (около 9 кбар) в области высоких температур (900—1100°C), при которых проводились экспериментальные исследования. В пределах этих температур, по данным термодинамических расчетов, ширина переходной зоны несколько меньше для кварцевого толеита и значительно меньше для щелочного оливинового базальта (около 1 кбар), чем она определена по экспериментам.

Интерполированные границы перехода габбро — гранатовый гранулит и гранатовый гранулит — эклогит по экспериментальным данным в область низких температур [Рингвуд, Грин, 1968; Ито, Кеннеди, 1972] значительно отличаются от полученных нами данных при физико-химическом моделировании (рис. 15): а) переходная зона гранатового гранулита расширяется в сторону низких температур, тогда как интерполирована она сужающейся; б) граница перехода габбро (базальт) — гранатовый гранулит при 25°C проходит при давлениях 1—4 кбар в зависимости от состава базитов, а интерполирована она на давление 1 кбар при $T = 50\text{—}400^\circ\text{C}$; в) граница перехода гранатовый гранулит — эклогит располагается при 25°C в области давлений 9—11 кбар, тогда как интерполирована она при той же температуре на 4 кбар [Ито, Кеннеди, 1972] и даже на 1 кбар [Рингвуд, Грин, 1968].

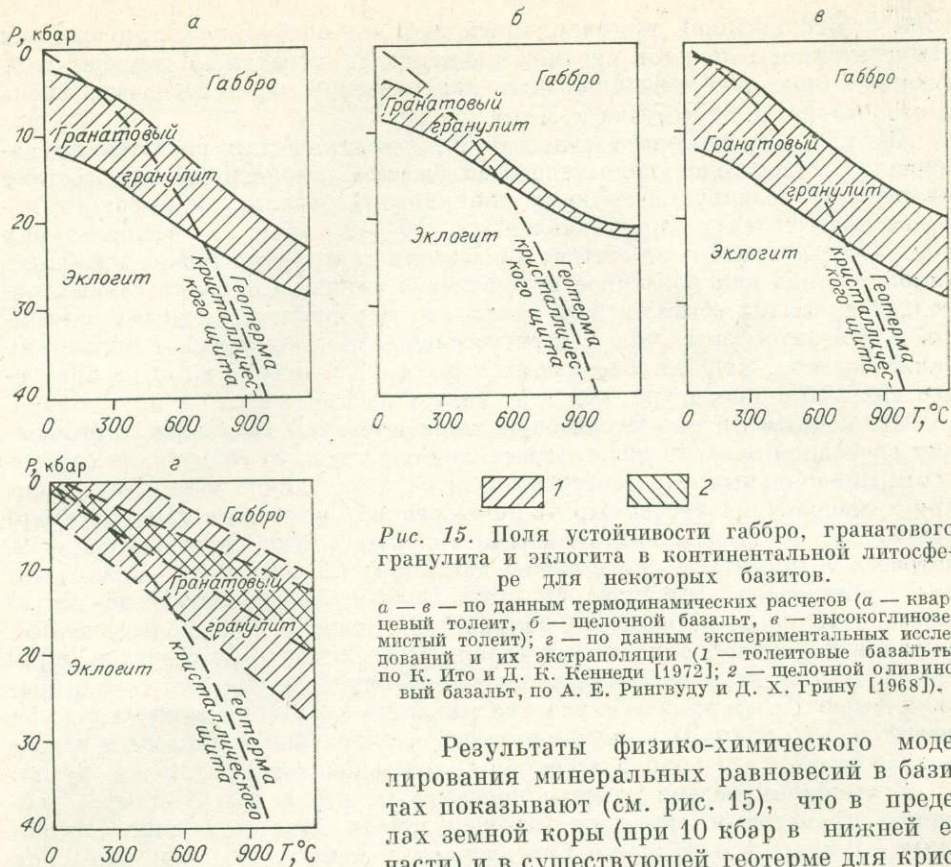


Рис. 15. Поля устойчивости габбро, гранатового гранулит и эклогита в континентальной литосфере для некоторых базальтов.

а — в — по данным термодинамических расчетов (а — кварцевый толеит, б — щелочной базальт, в — высокоглиноземистый толеит); г — по данным экспериментальных исследований и их экстраполяции (1 — толеитовые базальты, по К. Ито и Д. К. Кеннеди [1972]; 2 — щелочной оливиновый базальт, по А. Е. Рингвуду и Д. Х. Грипу [1968]).

Результаты физико-химического моделирования минеральных равновесий в базитах показывают (см. рис. 15), что в пределах земной коры (при 10 кбар в нижней ее части) и в существующей геотерме для кристаллического щита [Рингвуд, 1981] могут образоваться по базитам только гранатовые гранулиты. Однако при повышении давлений выше литостатического на 5—8 кбар вследствие напряжений при тектонических движениях может произойти эклогитизация базитов при низких температурах на любом глубинном уровне земной коры.

Влияние общего количества пониженного (по сравнению с общим) давления и восстановленности флюидов на минеральные парагенезисы базитов и смещение границ перехода базальт — гранатовый гранулит и гранатовый гранулит — эклогит можно проследить лишь в табличном виде (из-за небольших изменений в содержаниях минералов), т. е. оценить направленность этого влияния. В табл. 9 приведены молярные содержания минералов по данным проведенного физико-химического моделирования для исходного состава породы, отвечающего щелочному оливиновому базальту (колонка 1), при одном давлении (15 кбар) и разных температурах (600 и 800°C) и при разных давлениях (20 и 25 кбар) и одной температуре (1200°C). Для сравнения в этой же табл. 9 при тех же P и T приведены результаты расчетов того же исходного состава, но с более восстановленным флюидом (колонка 2), с увеличенным общим содержанием H_2O и CO_2 (колонка 3) и с давлением газовой фазы, равным 1/3 общего давления на твердые фазы (колонка 4).

Сравнение содержаний минералов в исходном составе породы и в породе, в состав флюида которой добавлены по 2 моль H_2O и CO_2 , показывает, что независимо от давления и температуры увеличение количества флюида приводит к уменьшению содержания (или исчезновению) шпинели, ортопироксена, клинопироксена, ортоклаза и к увеличению (или появлению) плагноклаза, кварца, биотита, амфибола, ильменита. Изменение содержаний граната, титаномагнетита и доломита зависит от температуры

Таблица 9

Влияние параметров флюида на минеральные парагенезисы базитов и границы перехода базальт — эглогит, моль

Минерал	1	2	3	4
---------	---	---	---	---

 $P = 15$ кбар, $T = 600^\circ\text{C}$

Шп	1,5696	0,6987	—	0,1943
Опир	3,4148	0,9682	0,0033	—
Кшир	11,6230	12,0850	7,9762	10,9820
Ti-Mag	—	—	—	—
Илм	2,4000	1,7301	2,4000	2,4000
Пл	1,3296	0,7762	3,1449	1,6047
Орт	0,5700	—	—	—
Кв	—	—	—	—
Гр	3,1227	4,1361	4,3826	4,4345
Амф	—	—	0,2238	—
Би	0,3300	0,9000	0,9000	0,9000
Дол	0,0300	0,0036	0,9789	—

 $P = 15$ кбар, $T = 800^\circ\text{C}$

Шп	3,7847	3,7045	3,2210	3,2224
Опир	9,9807	9,7702	9,3914	9,3923
Кшир	10,1550	9,9547	9,0922	9,0947
Ti-Mag	—	—	—	—
Илм	2,4000	1,7304	2,4033	2,4015
Пл	3,5447	3,7753	4,6376	4,6353
Орт	0,5700	—	—	—
Кв	—	—	—	—
Гр	—	—	—	—
Амф	—	—	—	—
Би	0,3300	0,9000	0,9000	0,9000
Дол	0,0300	—	—	—

 $P = 20$ кбар, $T = 1200^\circ\text{C}$

Шп	3,1483	3,1138	2,1388	2,6064
Опир	11,1000	10,9410	10,1100	10,4620
Кшир	10,7290	10,5350	8,7289	9,5483
Ti-Mag	0,1232	—	0,5453	0,1475
Илм	2,2922	1,7356	2,3083	2,2614
Пл	3,0013	3,1950	5,0011	4,1817
Орт	0,5704	—	—	—
Кв	—	—	—	—
Гр	—	—	—	—
Амф	—	—	—	—
Би	0,3296	0,9000	0,9000	0,9000
Дол	—	—	—	—

 $P = 25$ кбар, $T = 1200^\circ\text{C}$

Шп	—	—	—	—
Опир	0,4708	0,3864	—	—
Кшир	13,5730	13,5670	12,9560	13,3990
Ti-Mag	0,2338	—	—	—
Илм	2,1994	1,7340	2,7768	2,4028
Пл	—	—	0,5707	0,1385
Орт	0,5701	—	—	—
Кв	—	0,0779	1,5928	1,2702
Гр	4,2731	4,2779	3,8731	4,0550
Амф	—	—	—	—
Би	0,3299	0,9000	0,9000	0,9000

Примечание. 1 — исходный состав щелочного оливинного базальта; 2 — то же + 2Н; 3 — исходный состав + 2Н₂O + 2СО₂; 4 — то же, $P_{\text{газ}} = 1/3 P_{\text{общ}}$.

или давления. При низких температурах количество граната и доломита возрастает, а при высоких — снижается. Количество титаномагнетита снижается при более высоких давлениях (более 20 кбар).

Совокупность изменений содержаний плагиоклаза и граната свидетельствует о том, что увеличение количества флюида приводит к расширению переходной зоны гранатового гранулита при низких температурах (одновременно увеличивается содержание и плагиоклаза, и граната) и к смещению ее в область более высоких давлений при высоких температурах (растет содержание плагиоклаза и уменьшается граната). При этом граница перехода гранатовый гранулит — эклогит смещается в сторону более высоких давлений при всех температурах, а габбро — гранатовый гранулит при низких температурах смещается в область более низких давлений, а при высоких — в сторону более высоких давлений.

Сравнение содержаний минералов в породе с увеличенным количеством флюида, рассчитанных при равном давлении на газовую и твердые фазы (см. табл. 9, колонка 3) и в такой же по составу породе при разном давлении на эти фазы при $P_{\text{газ}} = 1/3 P_{\text{общ}}$ (колонка 4), показывает, что независимо от температуры снижение давления флюида приводит к уменьшению содержания (или исчезновению) плагиоклаза, кварца, ильменита, титаномагнетита, амфибола, доломита и к увеличению количества (или появлению) клинопироксена, граната и шпинели. Совокупность изменений содержания плагиоклаза и граната (уменьшение для плагиоклаза и увеличение для граната) приводит к смещению переходной зоны гранатового гранулита вниз по давлению, т. е. обе границы перехода габбро — гранатовый гранулит и гранатовый гранулит — эклогит смещаются в сторону меньших давлений при всех температурах. Меньшее давление газовой фазы по сравнению с общим давлением приводит к сокращению полей устойчивости флюидсодержащих фаз (амфибола и доломита) и к снижению содержания минералов, имеющих в своем составе окисное железо (титаномагнетит и ильменит), из-за снижения давления кислорода в газовой фазе.

Сравнение содержаний минералов в исходном составе породы (см. табл. 9, колонка 1) и в породе, в состав флюида которой добавлены 2 моля H_2 (колонка 2), показывает, что независимо от температуры и давления при более восстановленном флюиде наблюдается уменьшение содержания (или исчезновение) шпинели, ортопироксена, ортоклаза, ильменита, титаномагнетита, доломита и увеличение содержания граната, биотита и кварца. Изменение количества клинопироксена и плагиоклаза зависит от температуры. При низких температурах содержание клинопироксена возрастает, а плагиоклаза убывает, при высоких — наоборот.

Совокупность изменений содержаний плагиоклаза и граната свидетельствует о том, что восстановление флюида приводит к расширению переходной зоны гранатового гранулита при высоких температурах и к смещению ее вниз по давлению при низких температурах. При этом граница перехода габбро — гранатовый гранулит смещается в сторону более низких давлений при всех температурах, а граница перехода гранатовый гранулит — эклогит при низких температурах — в область более низких, а при высоких температурах — в сторону более высоких давлений.

Более восстановленный состав флюида в исходном составе щелочного оливинового базальта привел к значительному расширению поля устойчивости рутила при высоких температурах. Как показали расчеты, при давлениях 25—40 кбар поле рутила охватило геотерму кристаллического щита. С учетом почти постоянного присутствия рутила во включениях эклогитов из кимберлитов [Соболев, 1974] окисленность железа в базитах верхней мантии (в том числе в образующихся там базитовых расплавах) должна быть меньше той, которая определяется при исследовании базитов, кристаллизующихся в верхах земной коры.

Таким образом, математическое физико-химическое моделирование базитовой системы на основе минимизации свободной энергии позволило установить существенное влияние (наряду с исходным составом базитов по главным пороодообразующим элементам) некоторых параметров флюидной фазы (общее содержание, давление относительно общего, восстановленность) на минеральные парагенезисы базитов в *PT*-условиях литосферы и на положение границ перехода базальт — эклогит. Это влияние различно: повышение общего содержания флюида приводит к расширению переходной зоны гранатового гранулита при низких температурах и смещению ее в область более высоких давлений при высоких температурах; снижение давления флюида относительно общего давления вызывает смещение переходной зоны в область более низких давлений; восстановление флюида сопровождается расширением переходной зоны при высоких температурах и смещением ее в область более низких давлений при низких температурах. Эти закономерности не могли быть выявлены при экспериментах, поскольку они проводились при неконтролируемых параметрах флюида.

Термодинамические расчеты позволили уточнить минеральные парагенезисы базитов и положение границ перехода габбро (базальт) — гранатовый гранулит и гранатовый гранулит — эклогит в области низких температур, где ранее они были охарактеризованы лишь экстраполированием экспериментальных данных, полученных при высоких температурах. В результате физико-химического моделирования установлено расширение переходной зоны гранатового гранулита и ее смещение в сторону больших давлений при низких температурах так, что она не выходит в область давлений меньше 1 кбар, тогда как при экстраполировании результатов высокотемпературных экспериментов даже поле эклогитов выводилось иногда до дневной поверхности. Следует иметь в виду, конечно, что полученные минеральные парагенезисы в области низких температур действительны только для относительно сухих базитовых систем, что учитывали также и экспериментаторы при экстраполировании своих результатов.

ФЛЮИДНО-ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗИТОВ

Петрохимическая характеристика разных типов базитов, проявившихся в различных геодинамических обстановках, освещена достаточно детально [Магматические формации..., 1979; Магматические горные породы, 1985]. Систематическое изучение распределения флюидов (H_2O , CO_2 , SO , CH_4 , H_2) в континентальных базитах проводится лишь в последнее десятилетие [Летников и др., 1975а, б; Феоктистов, Шкарупа, 1976; Флюидный режим..., 1977, 1980; Грудинин, Забоева, 1977; Феоктистов, 1978, 1980, 1985; Киселев, 1980; Остафийчук и др., 1980; Грудинин, 1980; Летников, 1985]. Содержание флюидов в горных породах определялось методом хроматографии высокотемпературных газовых вытяжек, разработанным под руководством Ф. А. Летникова в Институте земной коры СО АН СССР [Флюидный режим..., 1977].

Далеко не во всех разнообразных типах базитов изучено распределение флюидов, тем не менее можно дать флюидно-петрохимическую характеристику четырех главных базитовых ассоциаций континентальной земной коры, выделенных О. А. Богатиковым и др. [Магматические горные породы, 1985]: 1) континентальных рифтовых областей (базальты Байкальской рифтовой зоны); 2) стабилизированных областей (траппы Сибирской платформы); 3) складчатых областей (базальты Армянского нагорья, габбро и анортозитов габброидных массивов Байкальской гор-

Средние химические составы базиты

Компонент	1		2		3		4	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	49,43	1,31	47,47	1,70	54,72	0,62	47,22	0,91
TiO ₂	1,29	0,50	1,66	0,60	0,20	0,08	0,53	0,20
Al ₂ O ₃	15,00	1,39	14,73	1,26	26,69	1,11	25,84	0,99
Fe ₂ O ₃	3,31	1,39	3,67	1,60	0,35	0,53	2,25	0,79
FeO	8,85	1,63	10,25	1,50	2,47	0,86	3,02	1,17
MgO	6,19	1,91	7,91	1,81	0,70	0,81	2,48	1,47
CaO	10,92	1,70	10,18	1,75	9,58	0,21	12,42	0,70
Na ₂ O	2,49	0,39	2,24	0,22	4,77	0,30	3,01	0,53
K ₂ O	0,53	0,22	0,51	0,17	0,64	0,10	0,74	0,33
H ₂ O	89,6	6,50	88,0	4,06	81,9	10,18	62,5	22,69
CO ₂	8,9	5,00	9,1	3,78	4,2	2,15	19,2	17,38
CO	0,8	1,36	1,4	0,53	2,5	2,39	9,9	8,68
H ₂	0,7	1,01	1,5	1,43	11,4	6,97	9,4	5,14
K _{вос} %	1,5	—	2,9	—	13,9	—	19,3	—
H/C	18,6	—	17,1	—	27,9	—	4,9	—
Кол-во анализов	32	—	27	—	8	—	5	—

Примечание. 1 — долериты Толстомысовского силла, юг Сибирской платформы; 2 — 3 — анортозиты Каларского массива Алданского щита; 4 — анортозиты Витимконского и Марек Байкальской горной области; 5 — базальты Удоканского плато Байкальской рифтовой зоны; 6 — мянского нагорья; \bar{x} — среднее содержание породообразующих окислов (мас. %) и флюидов (об. %); σ — стандартное отклонение; $K_{вос}$ — коэффициент восстановленности флюида.

ной области); 4) древнейших областей Земли (анортозиты Каларского массива Алданского щита Сибирской платформы).

Результаты детального изучения петрохимии и флюидного режима формирования рассматриваемых нами типов базитов (каждого в отдельности) имеются в работах О. А. Богатикова и др. [1984], Г. Д. Феоктистова [1980], М. И. Грудина [1980], И. М. Остафийчук и др. [1980] и здесь не приводятся.

В табл. 10 помещены средние содержания породообразующих окислов (мас. %) и флюидов (об. % к общей сумме флюидов) для отмеченных выше типов базитовых ассоциаций. Исходные химические анализы горных пород и определения содержаний флюидов, использованные для расчета средних составов, опубликованы: по траппам Сибирской платформы — Г. Д. Феоктистовым [1980], по базальтам Армянского нагорья — И. М. Остафийчук и др. [1980], по габброидам и анортозитам Байкальской горной области — М. И. Грудина [1980]. К имеющимся у нас флюидным анализам базальтов Байкальской рифтовой зоны и анортозитов Каларского массива Алданского щита были любезно предоставлены С. В. Рассказовым и Г. Н. Баженовой химические анализы соответствующих образцов горных пород.

Среднеквадратические отклонения (см. табл. 10) и результаты проведенного кластер-анализа Q-типа показали, что исходные выборки химических и флюидных анализов для расчета средних были однородными. Содержания CH₄ очень малы и во многих пробах вообще не зафиксированы, поэтому CH₄ был исключен из расчета средних составов как малоинформативный. Главной составляющей флюида в базитах является H₂O, содержание которой в нормальных неизмененных базитах известно по петрохимическим исследованиям и составляет обычно 1—2 мас. %. Следовательно, и общее содержание флюидов примерно такое же. Более важными являются объемные соотношения флюидов между собой, поэтому они и приведены при расчете средних составов базитов.

Тов и соотношение в них флюидов

5		6		7		8	
\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
44,12	3,04	46,40	1,16	46,15	2,47	49,39	1,44
2,26	1,16	2,32	0,29	2,21	0,21	1,18	0,15
14,71	4,65	15,24	0,43	14,07	0,87	17,43	0,32
4,92	2,68	4,60	2,71	0,83	0,71	4,57	1,66
8,18	1,60	8,83	2,84	14,70	4,73	5,10	1,84
8,60	4,31	8,05	0,82	7,53	0,62	6,67	0,77
11,72	2,82	8,46	0,50	8,00	0,80	9,18	0,38
2,37	0,91	3,49	0,29	3,43	0,20	3,88	0,36
0,50	0,29	1,44	0,23	1,57	0,25	1,11	0,31
67,0	13,19	86,5	6,64	92,4	4,84	66,0	20,88
23,3	11,76	11,8	6,84	4,7	2,38	29,9	20,58
3,1	3,33	1,4	1,45	1,6	1,08	3,4	4,07
6,6	3,33	0,3	0,58	1,3	1,55	0,7	1,37
9,7	—	1,7	—	2,9	—	4,1	—
5,6	—	13,1	—	29,7	—	4,0	—
26	—	15	—	6	—	12	—

долериты Моркокинского силла, юго-восточная часть Тунгусской синеклизы Сибирской платформы; тинского габброидных массивов Байкальской горной области; 5 — габброиды Осинского массива высокожелезистые базальты Восточного Саяна; 8 — базальты из андезитобазальтовой серии Ар — средненедратическое отклонение в тех же единицах измерения; $K_{вос} = (CO + H_2)100/(H_2O + CO_2 + CO + H_2)$ — коэффициент восстановленности флюида.

Базиты, для которых приведен флюидно-петрохимический состав, резко разделяются на две группы по времени и глубинности формирования: 1) габброиды и анортозиты докембрия и 2) базальты и траппы фанерозоя. В первых, как это видно из табл. 10 (колонки 3—5), заметно выше (в 5—10 раз) относительная доля восстановленных газов (CO и H₂) и, следовательно, коэффициент восстановленности. Это соответствует развиваемому Ф. А. Летниковым представлению [Флюидный режим..., 1977; Летников, 1985] о том, что любые магматические и метаморфические породы, образовавшиеся в ранние периоды формирования литосферы или на глубоких уровнях, имеют более восстановленный состав флюидов по сравнению с молодыми и менее глубинными аналогами. Однако отношение H/C, которое должно быть ниже в древнейших образованиях, для приведенных в табл. 10 средних составов базитов не показывает такой закономерности, как восстановленность флюида. Конечно, для достоверных статистических выводов по таким закономерностям имеющаяся у нас выборка средних составов по 8 представителям базитов является недостаточной.

На рис. 16 приведены дендрограммы кластер-анализа Q-типа выборки средних составов базитов (см. табл. 10) как для всех компонентов, так и отдельно для породообразующих и флюидных. Анализ дендрограмм показывает, что общая группировка типов базитов сохраняется в трех случаях: 1) наиболее близки по составу долериты из разных геолого-тектонических структур Сибирской платформы; 2) наиболее отличающимися от главной группы базитов являются анортозиты как из Каларского массива Алданского щита, так и из Витимконского и Маректинского габброидных массивов Байкальской складчатой области; 3) базиты средней группы (базальты и габброиды складчатых и рифтовых зон) несколько меняются местами на дендрограммах в зависимости от количества компонентов, использованных при кластер-анализе. Сохранение типа дендрограммы кластер-анализа Q-типа при расчетах отдельно по содержаниям

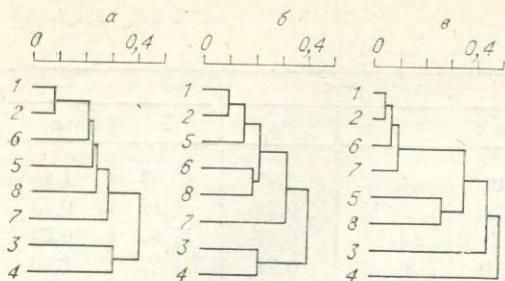


Рис. 16. Дендрограммы кластер-анализа Q-типа выборки из средних составов базитов.

а — по содержаниям породообразующих окислов и флюидов, б — породообразующих окислов, в — флюидов. 1—8 — типы базитов, соответствующие номерам колонок табл. 10.

породообразующих окислов и по количеству флюидов свидетельствует о некоторой взаимосвязи состава флюида с химизмом бази-

тов. Выяснение характера этой связи мы попытались провести с помощью факторного анализа.

На рис. 17 приведены распределение векторов компонентов (а) и положение средних составов базитов (б) в координатах первых двух факторов, имеющих факторную нагрузку 48 и 27% соответственно, что составляет 75% от общей дисперсии признаков по выборке табл. 10. В направлении первого фактора породообразующие окислы разделены на две группы: а) SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O и б) TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , K_2O , которые в целом характерны для лейко- и меланократовых базитов. При таком разделении породообразующих окислов векторы флюидных компонентов оказались в области более лейкократовых пород, за исключением H_2O . Наблюдаемая положительная корреляция H_2O и K_2O для базальтовых стекол в оторочках подушечных лав вулканов на Гавайях отмечается также и другими исследователями [Byers et al., 1985]. Причем изучение стекол проводилось другим методом, с помощью масс-спектрометра и микрозонда. Положительная корреляция по данным факторного анализа устанавливается для содержаний глинозема и H_2 , а также CaO , CO_2 и CO .

В направлении второго фактора породообразующие окислы разбиты на другие две группы: а) SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Na_2O , K_2O и б) TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , которые в целом могут быть характерными для низкотемпературных (более поздних) и высокотемпературных (более ранних) дифференциатов базитов. Векторы флюидных компонентов приурочены к полю высокотемпературных разностей пород, опять-таки за исключением H_2O .

Таким образом, направления первых двух факторов на диаграмме (см. рис. 17, а) определяются в основном соотношением в рассматриваемых базитах (см. табл. 4) породообразующих окислов и в целом соответствуют по характеру распределения векторов элементов первым двум факторам выборок химических составов дифференцированных платформенных толщ [Феоктистов, 1984, рис. 17, В, Г]. В последних первый фактор был отождествлен с процессом расслоения кристаллических фаз при их аккумуляции (образование лейко- и меланократовых дифференциатов), а второй — с процессом фракционирования кристаллов при кристалли-

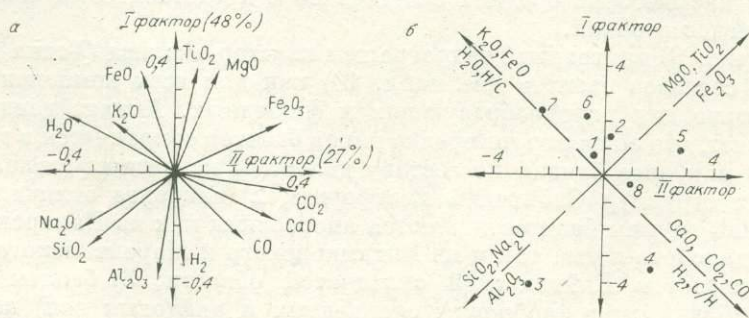


Рис. 17. Проекция векторов элементов (а) и концов векторов средних составов базитов (б) на плоскость первых двух факторов.

Номера векторов составов отвечают номерам колонок табл. 10.

зации магматического расплава (образование высоко- и низкотемпературных дифференциатов).

Рассмотрим положение точек, соответствующих средним составам базитов (см. табл. 10), в координатах этих факторов (см. рис. 17, б). В направлении первого фактора базиты резко разделены на две группы: 1) анортозиты и 2) габброиды, долериты и базальты. Анортозиты действительно являются лейкократовыми дифференциатами сложных габбро-анортозитовых комплексов, а средние составы долеритов и базальтов соответствуют в общих чертах недифференцированным исходным составам магматических расплавов. Разделение базитов по направлению первого фактора соответствует расслоению кристаллизующихся минеральных фаз.

По направлению второго фактора рассматриваемые составы базитов разделились на другие две группы: 1) долериты Моркокинского силла, анортозиты Витимконского и Маректинского массивов, габброиды Осиновского массива, базальты Армянского нагорья; 2) долериты Толстомысовского силла, анортозиты Каларского массива, базальты Удоканского плато и Восточного Саяна. Более высокая магнезиальность в долеритах Моркокинского силла (по сравнению с траппами Толстомысовского силла) и габброидов Осиновского массива (по сравнению с базальтами Удокана и Восточного Саяна), а также более высокая основность плагиоклазов в анортозитах Витимконского и Маректинского массивов (по сравнению с анортозитами Калара) (см. табл. 10) свидетельствуют о том, что первая группа базитов относится к более высокотемпературным образованиям. Последнее также соответствует установленному для второго фактора процессу формирования разнотемпературных дифференциатов при фракционной кристаллизации магматических расплавов.

На факторных диаграммах (см. рис. 17) наибольшая дисперсия распределения флюидных компонентов соответствует направлению, диагональному по отношению к направлениям первых двух факторов. Более высокие содержания CO_2 , CO , H_2 и повышенные значения отношения C/H приурочены к полю лейкократовых более высокотемпературных базитов и имеют положительную корреляцию с содержанием в породах CaO . Более высокие содержания H_2O и повышенные значения отношения H/C приурочены к полю меланократовых сравнительно низкотемпературных базитов и имеют положительную корреляцию с содержаниями в породах K_2O и FeO . В направлении, перпендикулярном направлению наибольшей дисперсии распределения флюидов, отмечается дисперсия в распределении содержаний в базитах только породообразующих окислов: с одной стороны, SiO_2 , Na_2O , Al_2O_3 (поле лейкократовых более низкотемпературных базитов), с другой — MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 (поле меланократовых сравнительно высокотемпературных базитов). С этими двумя группами окислов флюидные компоненты не имеют статистически значимой корреляции.

Выборка средних составов базитов (см. табл. 10) по характеру взаимоотношений флюидных компонентов и породообразующих окислов показывает, что независимо от принадлежности к общим четырем ассоциациям, характеризующимся разной геодинамической обстановкой формирования, флюидно-петрохимический тип в значительной мере зависит от степени дифференцированности магматических комплексов. Это происходит потому, что для одних и тех же временных интервалов и глубин формирования разные дифференциаты даже одного массива будут иметь различные флюидно-петрохимические характеристики. Например, в слабо дифференцированном Толстомысовском долеритовом силле в отдельных дифференциатах коэффициент восстановления флюидов варьирует от 0,2 до 10,6%, а отношение H/C — от 5 до 50 [Феокистов, 1980, с. 104, табл. 17]. Иными словами, имеет место инверсия флюидного режима в ходе процесса кристаллизации от более восстановленного к окисленному с возрастанием H_2O в поздних дифференциатах, а следовательно, и рост отношения H/C .

Имеющаяся в нашем распоряжении выборка флюидно-петрохимических характеристик базитов не позволяет рассмотреть вопрос о статистической зависимости восстановленности флюида и отношения в нем Н/С от времени и глубины формирования базитов. Для этого необходима выборка однотипных недифференцированных разновозрастных базитов или однотипных их дифференциатов, становление которых происходило на разных глубинах.

ГЛАВА IV

ПЕТРОЛОГО-ФЛЮИДНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Развитие представлений о путях формирования гранитоидов диктовало и постановку экспериментальных работ для проверки новых концепций. Все эксперименты по изучению гранитных систем можно разделить на 2 группы: 1) $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$, на основе которых создавалось большинство петрологических моделей эволюции гранитоидных систем, главным образом процессы плавления и кристаллизации, изучение коэффициентов распределения элементов между расплавом и флюидом и т. д. Эти условия реализуются не всегда и в подавляющем числе случаев $P_{\text{общ}} > P_{\text{H}_2\text{O}}$ и условия насыщения расплавов H_2O характерны для небольших по размерам магматических камер, фиксируемых телами лейкократовых гранитов с широким проявлением в них метасоматических и гидротермальных процессов; 2) $P_{\text{общ}} > P_{\text{H}_2\text{O}}$, меньше, но они более полно отражают специфику выплавления гранитоидных магм в земной коре.

Ранее нами был сделан критический обзор экспериментальных работ [Летников и др., 1984]. Почти все эксперименты проводились при избытке флюидной фазы и могут быть отнесены к условиям эволюции флюидизированных магм. К сожалению, очень мало работ по плавлению монолитных образцов и практически нет систематических исследований процессов кристаллизации в различных физико-химических условиях и вариациях флюидного режима, особенно когда $P_{\text{общ}} > P_{\text{H}_2\text{O}}$. Неполнота экспериментальной информации в какой-то мере может быть восполнена за счет физико-химического моделирования на ЭВМ.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГРАНИТНОЙ СИСТЕМЫ В УСЛОВИЯХ РАВНОГО ДАВЛЕНИЯ НА ФАЗЫ

Ранее с использованием программы «Селектор» исследовались гранитные системы [Летников и др., 1977; Леонтьев и др., 1981; 1983; Гантимурова, 1982]. Нами приводятся результаты исследования мульти-системы биотитовый гранит — флюид при различном содержании воды и углекислоты, переменном соотношении С и Н во флюиде (С/Н) при заданном составе гранита.

Моделная система состоит из 12 независимых и 53 зависимых компонентов. Зависимые компоненты представлены 1 газовой и 21 конденсированной фазами. В газовую фазу входят 9 различных газов: H_2O , H_2 , CO_2 , CO , CH_4 , C_2H_6 , N_2 , NH_3 и O_2 . Конденсированные фазы представлены отдельными минералами или твердыми растворами минералов. Термодинамические константы минералов и газов заимствованы из работ И. К. Карпова и др. [1976], Н. В. Вилора и др. [Флюидные постмагмати-

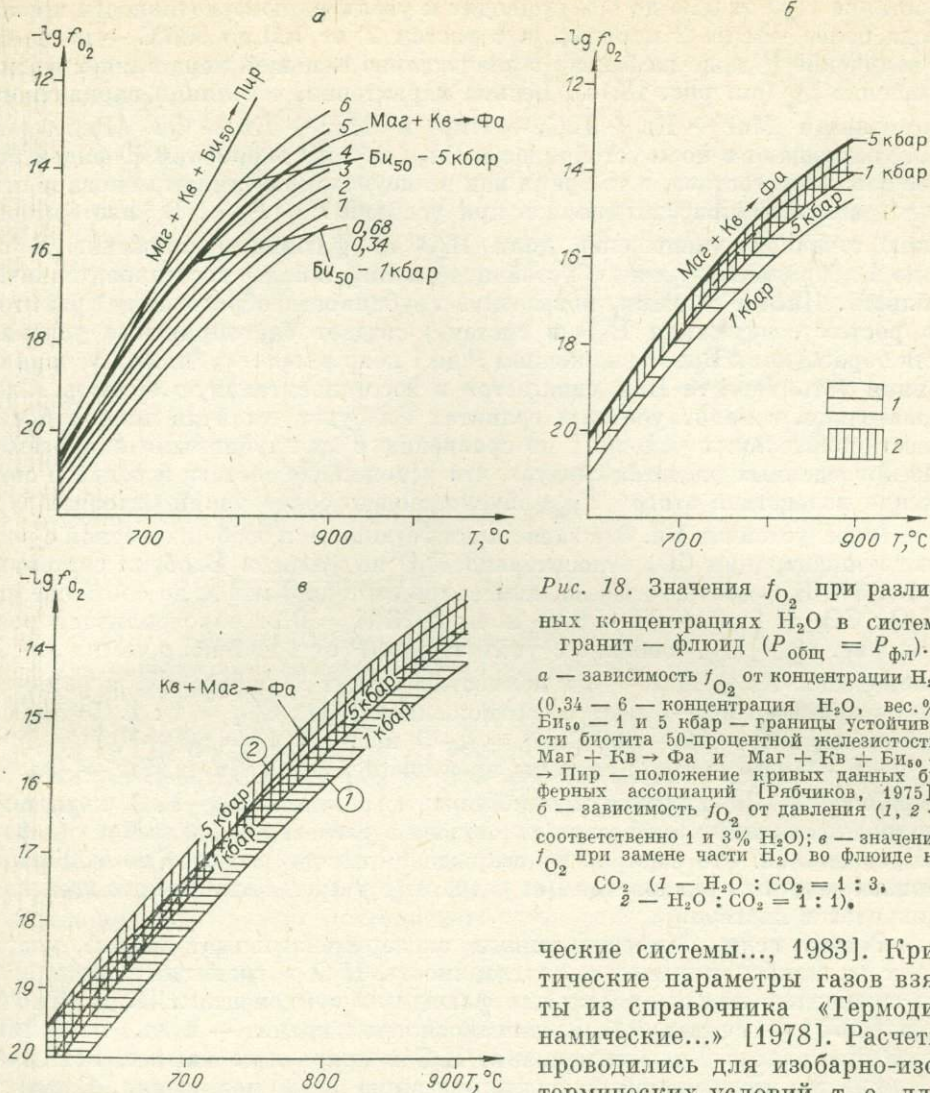


Рис. 18. Значения f_{O_2} при различных концентрациях H_2O в системе гранит — флюид ($P_{общ} = P_{фл}$).
 а — зависимость f_{O_2} от концентрации H_2O (0,34 — 6 — концентрация H_2O , вес.%; Би₅₀ — 1 и 5 кбар — границы устойчивости биотита 50-процентной железистости; Маг + Кв → Фа и Маг + Кв + Би₅₀ → Пир — положение кривых данных буферных ассоциаций [Рябчиков, 1975]);
 б — зависимость f_{O_2} от давления (1, 2 — соответственно 1 и 3% H_2O);
 в — значения f_{O_2} при замене части H_2O во флюиде на CO_2 (1 — $H_2O : CO_2 = 1 : 3$, 2 — $H_2O : CO_2 = 1 : 1$).

лены состав конденсированных фаз гранита и флюидной фазы, фугитивность и парциальные давления флюидных компонентов, а также относительные химические потенциалы элементов. Расчет мультисистемы дает возможность максимально приблизить полученные результаты к реальным геологическим условиям. В основу положены химический состав и флюидный анализы лейкократового биотитового гранита с аксессуарными магнетитом, ильменитом, рутилом, сфеном. Флюид рассчитывался как смесь реальных газов в надкритических условиях (900—400°C). Расчеты производились при концентрации H_2O — 0,34, 0,68, 1, 2, 3, 4, 5, 6 мас.%; CO_2 — 0,04, 1, 2, 3%.

В результате моделирования можно оценить отдельно и в совокупности влияние флюидных компонентов на фазообразование в гранитной системе.

Режим кислорода. Учет всех компонентов системы дает в итоге результат, более близкий к реальным природным условиям (по сравнению с расчетами, где учитывались лишь реагирующие между собой фазы в выделенных произвольно моновариантных реакциях). На рис. 18, а показана зависимость f_{O_2} от концентрации H_2O в системе. При $T = 900^\circ C$ воз-

рабатываются критические системы..., 1983]. Критические параметры газов взяты из справочника «Термодинамические...» [1978]. Расчеты проводились для изобарно-изотермических условий, т. е. для каждого значения T и P определены

растание H_2O от 0,34 до 6% приводит к увеличению фугитивности кислорода более чем на 2 порядка, а с ростом T от 700 до 900°C — на 4—5. Увеличение P даже на 5 кбар в значительно меньшей мере влияет на повышение f_{O_2} (см. рис. 18, б). Весьма характерно, что линии вариантного равновесия $Маг + Кв + Би_{50} \rightarrow Пир$ и $Маг + Кв \rightarrow Фа$ [Рябчиков, 1975] попадают в поле устойчивости $Би_{50}$, ибо мы оперируем флюидом более сложного состава, в то время как вышеуказанные линии моновариантных равновесий рассчитывались при условии $P = P_{H_2O}$. В изотермических сечениях уменьшение доли H_2O во флюиде и снижение P от 5 до 1 кбар смещают линию устойчивости $Би_{50}$ в более восстановительную область. Иными словами, повышение глубинности образования гранитов (с ростом содержания H_2O в системе) создает благоприятные условия для образования Би; со снижением P до 1 кбар в малоглубинных условиях линия устойчивости $Би_{50}$ сдвигается в восстановительную область. Следовательно, в малоглубинных гранитах Би будет устойчив лишь в более восстановительных условиях по сравнению с их глубинными аналогами. Из проведенных расчетов следует, что усложнение состава флюида и снижение вследствие этого P_{H_2O} обуславливают более узкий интервал f_{O_2} , в котором устойчив Би. Эта зависимость становится особенно четкой с ростом концентрации CO_2 относительно H_2O во флюиде. В обеих системах, с 1 и 3% H_2O соответственно, изменение состава флюида до соотношения $H_2O : CO_2 = 1 : 3$ ($C/H = 0,8$) и $1 : 1$ ($C/H = 0,2$) обуславливает рост (см. рис. 18, в) f_{O_2} , особенно с увеличением P от 1 до 5 кбар, когда линия равновесия $Кв + Маг \rightarrow Фа$ полностью лежит в пределах, ограниченных изобарами в 1—5 кбар с соотношением $H_2O : CO_2 = 1 : 1$. Таким образом, при $T = 800—900^\circ C$, $P = 4—5$ кбар и $T = 600—700^\circ C$, $P = 2—5$ кбар f_{O_2} данной системы превышает f_{O_2} для $Кв + Маг \rightarrow Фа$ буфера на 0,2—0,5 порядка и приближается к линии $Ni—NiO$, хотя ни в природном граните, взятом за основу, ни в расчетной модели Фа как фаза не установлен. Это еще раз подтверждает отличие расчетов по отдельным моновариантным равновесиям от расчетов с учетом баланса масс всех компонентов в системе.

Режим воды. Многочисленные экспериментальные данные указывают на наиболее высокую растворимость H_2O в гранитных расплавах по отношению ко всем остальным флюидным компонентам. И. Д. Рябчиков [1975] рассчитал PT -диаграмму системы гранит — вода, позволяющую примерно оценить содержание H_2O в природных магмах, исключая явление их интенсивной флюидизации выше линии насыщения. Судя по этой диаграмме, $T = 750^\circ C$ и $P = 1$ кбар должны отвечать 4% содержания H_2O . Для биотитового гранита борщовичного комплекса, используемого в расчете, для ассоциации $Кв — Пл — Кпш — Би — Маг$ равновесная концентрация H_2O при 1—3 кбар равна 4%. Химанализом в этом граните установлено 0,68% H_2O , из них 0,34% находятся во включениях, т. е. после кристаллизации в граните осталось всего 17% от первоначального количества, большая же ее часть перешла в поровый раствор или покинула пределы системы. Поскольку мы рассматриваем здесь гранитную систему, то основное внимание уделяем типоморфным для этой системы фазам. Рассмотрим вариант 1 с содержанием $H_2O = 0,68$, $H_2 = 0,02$, $CO_2 = 0,03$, $N_2 = 0,01\%$ (аналитические данные). Гранит состоит из Пл (34%), Кв (31,5%), Кпш (26%), Би (9,5%) и аксессуарных Маг, Рут, Сф. Результаты расчетов приведены на рис. 19, а. Флюидная фаза системы имеет сложный состав: $H_2O > H_2 > CO_2 > CH_4 > N_2 > CO > NH_3 > C_2H_6$ (рис. 19, б). При 900°C и 1 кбар в системе фиксируется наибольшее количество Маг, Илм и небольшое магнезиального Би. Снижение T или увеличение P приводит к росту железистости Би с одновременным возрастанием его количества на фоне понижения содержания Маг (рис. 20, а). В диапазоне 500—700°C с ростом P происходит смена $Илм + Рут + Сф \rightarrow$

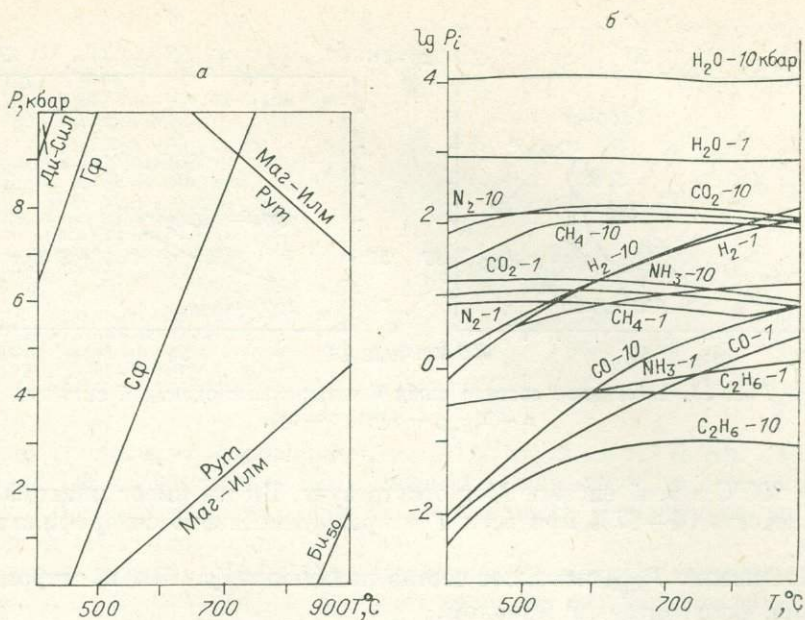


Рис. 19. Система гранит — флюид с $H_2O = 0,68\%$.
 а — P - T -диаграмма фазового состава; б — парциальные давления газов P_i .

→ Сф + Ру. Фугитивности и P_i восстановленных газов с понижением T резко уменьшаются, а у CO_2 возрастают. Начиная с $600^\circ C$, флюид становится углекисло-водным: $H_2O > CO_2 > N_2 > CH_4 > H_2$. При $860^\circ C$ и $P = 1$ кбар Би имеет железистость, равную 50, снижение T приводит к увеличению его содержания от 2,5 до 8%.

Если предположить (см. рис. 20, а, б), что система со столь малым содержанием H_2O может претерпевать плавление при $800^\circ C$, то мы имеем дело с продуктами гранитизации (или кристаллизации) дегазированного расплава. Отметим ее наиболее характерные особенности:

1. В интервале $400-500^\circ C$ с ростом P от 6 до 10 кбар в системе появляется графит, поле которого расширяется с ростом P (см. рис. 20, а).
2. В высокобарных условиях, отвечающих гранулитовой фации метаморфизма, появляются типичные для алюмосиликатных составов с Ди и Сил, когда в них постоянно присутствует графит.

Повышение концентрации H_2O в системе до 1—6% вносит некоторые изменения в ее эволюцию, наиболее существенные при максимальных содержаниях. По сравнению с рассмотренной диаграммой (см. рис. 19, а) рост H_2O до 1% приводит лишь к небольшому смещению границ устойчивости Би₅₀ и титаномagnetита в низкотемпературную, а сфена — в высокотемпературную области. Особенно велико влияние этого фактора на устойчивость и количество Би в системе. Минимальное его содержание характерно для высокотемпературной области ($H_2O = 2\%$), максимальное — для низких T и высоких концентраций H_2O . Состав Би изменяется в зависимости от T , P , C_{H_2O} и f_{O_2} . На рис. 20, а, б представлены диаграммы составов Би серии флогопит — аннит — сидерофиллит — истонит, построенные по результатам расчета системы гранит — флюид при различном содержании H_2O . При концентрации воды 0,68% ($P = 1$ кбар, $T = 900^\circ C$) Би имеет минимальную железистость — 48%, снижение T смещает линию состава Би из флогопитового в сидерофиллитовый квадрант. Отрезок кривой (см. рис. 20, а) от 900 до $600^\circ C$ соответствует ассоциации Би — Маг, при $600^\circ C$ Маг исчезает, а Би достигает максимально возможной для данной системы железистости — 67%. При P выше 4 кбар

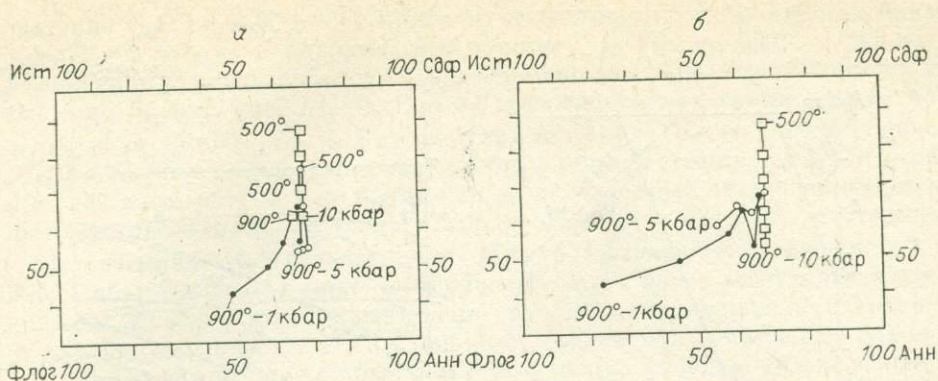


Рис. 20. Изменение состава слюд в четырехкомпонентной системе.
а — $K_2O = 0,68$; б — 3% .

и $T = 900^\circ C$ в этой системе Маг отсутствует, Би же имеет максимальную железистость 66—67% при всех T и преимущественно сидерофиллитовый состав.

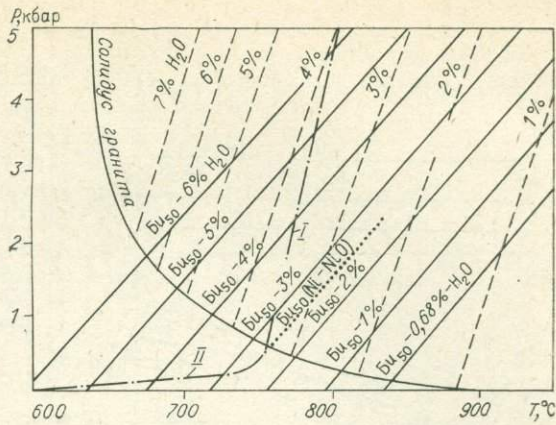
Повышение P_{H_2O} изменяет состав начальных фаз Би в сторону обогащения флогопитовым миналом.

При $K_{H_2O} = 3\%$, $T = 900^\circ C$ и $P = 1$ кбар образуется Би₂₄, в результате снижения T Би постепенно обогащается аннит-сидерофиллитовыми компонентами и при $500^\circ C$ достигает 67%-ной железистости. Состав Би при 5 кбар изменяется в пределах сидерофиллитового квадранта (см. рис. 20, б).

Результаты этих исследований позволили построить PT -диаграмму моновариантного равновесия Би₅₀ серии флогопит — аннит — сидерофиллит — истонит при различных концентрациях воды в системе гранит — флюид (рис. 21). На диаграмму дополнительно нанесены линии солидуса гранита при $P_{общ} = P_{H_2O}$, линии равновесных концентраций воды в расплаве и линии равновесия Би₅₀ серии флогопит — аннит и буфера никель — бунзенин с известных диаграмм [Рябчиков, 1975]. На этой диаграмме наклон линий Би₅₀, рассчитанных нами, параллелен линии Би₅₀ (никель — бунзенин — точечная линия), полученной экспериментальным путем Д. Уонсом и Х. Югстером. В точке пересечения этой линии с солидусной кривой на отметке $760^\circ C$ в составе Би все четыре минала представлены в равных количествах. Поскольку в литературе неоднократно обсуждалось влияние $P_{общ}$ и T на изменение состава Би [Маракушев, Тарарин, 1965; Wones, Eugster, 1965; и др.], то вопрос о влиянии концентрации H_2O в системе на его состав исследован в меньшей мере. Судя по полученным зависимостям, с ростом P и снижением T высокожелезистые разности Би могут образовываться только лишь в условиях высокой концентрации H_2O в расплаве или гнейсе. В изотермических условиях возможность существования высокожелезистого Би возрастает на фоне падения P даже со снижением общего количества H_2O в системе (см. рис. 21). В изобарических сечениях с ростом T эта тенденция проявляется в еще большей мере. Ниже линии водонасыщенного солидуса гранита увеличение P_{H_2O} ($C_{H_2O} = 3\%$) приводит к образованию Мус вплоть до 5 кбар, а повышение C_{H_2O} до 6% расширяет эту область до $670-680^\circ C$, где Мус становится устойчив и в области субсолидуса. Ниже линии водонасыщенного солидуса Мус ассоциирует с железистым Би аннит-сидерофиллитового состава при $C_{H_2O} = 3\%$ в примерно равных количествах вплоть до $400^\circ C$, что отвечает условиям формирования Би-Мус сланцев. В этих же условиях ($<700^\circ C$) намного раньше Мус появляется гранат гроссуляр-андрадитового состава, который далее ассоциирует с Мус, одно-

Рис. 21. P - T -диаграмма устойчивости Би₅₀ состава Флог — Анн — Сдф — Ист при различных концентрациях H₂O.

От Би₅₀ — 0,68% до Би₅₀ — 6% — рассчитанные линии равновесия Би₅₀; 1—7% H₂O — линии равновесных концентраций H₂O в расплаве; Би₅₀ (Ni—NiO) — линии равновесия Би₅₀ серии Флог—Анн и буфера Ni—NiO, построенная по экспериментальным данным [Wones, Eugster, 1967] (I — при P_{O₂} буфера Ni—NiO в присутствии гранитного расплава, недосыщенного водой, но находящегося в равновесии с кристаллами кварца и полевых шпатов, и II — в присутствии избытка водяного пара [Рябчиков, 1975]).



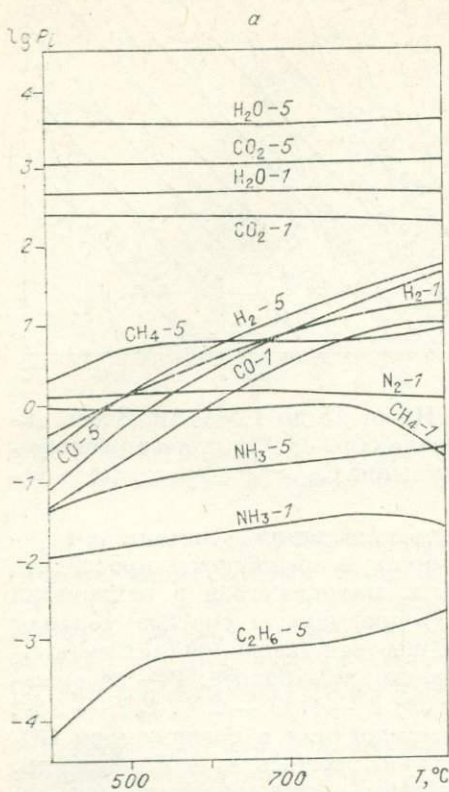
временно происходит изменение состава Пл от 15 до 1,5% Ан. Здесь акцессорные Сф и Рут образуются в интервале 500—600°C за счет разложения Илм при $P_{O_2} < 10^{-20}$. Рост P и снижение C_{H_2O} расширяют поле устойчивости этих минералов.

Система гранит — H₂O — CO₂. Исследование данной системы с переменными количествами CO₂ и H₂O дает хорошую возможность проследить эволюцию состава магматического флюида, находящегося в равновесии с гранитом в широком P - T -интервале. В предыдущей системе мольная доля CO₂ во флюиде составляла 0,05 (среднее для газовой-жидких включений в гранитах). В этом расчете исследованы два варианта: 1 — содержание H₂O — 0,68%, CO₂ — 3%, C/H = 0,63; 2 — H₂O — 3%, CO₂ — 3%, C/H = 0,3. Кроме того, проводились исследования с содержанием CO₂ от 1 до 6 вес. %, данные по которым будут привлекаться по необходимости. Экспериментальные исследования силикатных систем показали, что замена H₂O на CO₂ приводит к повышению температур ликвидуса — солидуса. Так, в системе Аб — H₂O — CO₂ в условиях избытка флюидной фазы и при мольной доле X_{CO_2} , равной $0,5 \left(\frac{CO_2}{H_2O + CO_2} \right)$ при 10 кбар, плавление Аб начинается на 155°C выше, чем в системе Аб — H₂O [Millhollen et al., 1971]. Подобные результаты получены и для других систем. Эти данные, а также данные прямых измерений растворимости CO₂ в силикатных расплавах [Кадик, 1974; Кадик, Луканин, 1973; Орлова, 1973; и др.] свидетельствуют о низкой растворимости CO₂ в расплавах, вследствие чего добавление ее к системе силикат — вода снижает равновесное давление воды при заданном общем давлении.

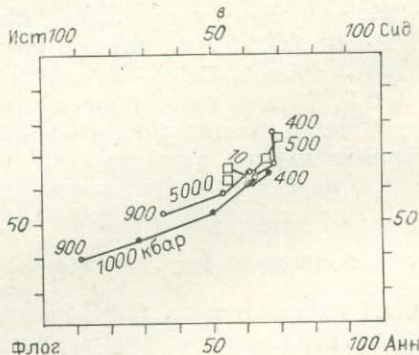
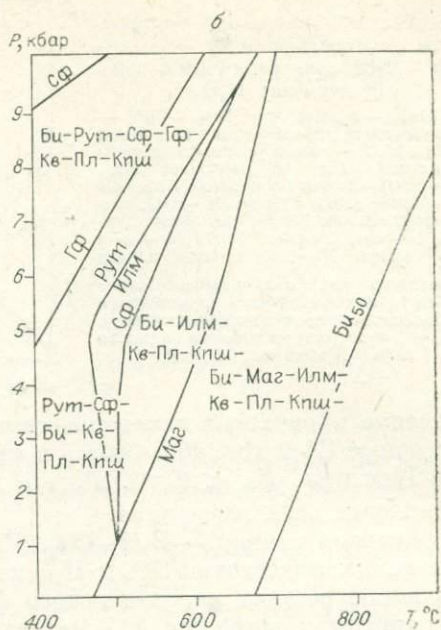
И. Д. Рябчиков [1975], рассмотрев пути кристаллизации в системе гранит — вода — CO₂, обнаружил существенные изменения концентрации CO₂ в магматическом флюиде от 50 мол. % и более на раннемагматическом этапе до 0,05 на позднемагматическом. То есть распределение CO₂ осуществляется в сторону флюида, и происходит обеднение расплава углекислотой.

По данным изучения состава газовой-жидких включений в гранитах, в ранних фазах гранитов, гранодиоритов X_{CO_2} составляет в среднем 0,03—0,05, постепенно увеличиваясь до 0,1 в поздних дифференциатах и до 0,2—0,3 в гидротермальном кварце. В минералах CO₂ распределяется также неравномерно. Минералы начальных стадий кристаллизации (Пл, Рог, Пир, Би) обеднены CO₂ ($X_{CO_2} = 0,01 — 0,04$). В Кшш мольная доля CO₂ во флюиде составляет 0,03—0,07, наиболее обогащены углекислотой кварцы, апатиты и другие акцессорные минералы.

Программа «Селектор» не позволяет исследовать расплавы, но дает возможность проследить эволюцию флюида и его взаимодействие с породой.



I



Вариант 1. H_2O — 3%, CO_2 — 3%, $C/N = 0,3$. Флюид при $900^\circ C$ представлен рядом $H_2O > CO_2 > H_2 > CO > CH_4$. С понижением T и P происходят возрастание фугитивностей и парциальных давлений воды, углекислоты и углеводородов и снижение этих параметров у CO и H_2 . Парциальное давление воды $P_{H_2O} = 277$ бар, $P_{CO_2} = 605$ бар при $900^\circ C$ и $P_{общ} = 1000$ бар, $P_{CO_2} = 306$ бар и $P_{H_2O} = 690$ бар при $400^\circ C$. В условиях более высокого давления снижаются f_i и P_i у H_2O , H_2 , CO , CH_4 и возрастают у CO_2 и N . В общем изменения состава флюида аналогичны таковым в чисто флюидных системах, которые уже описаны [Летников и др., 1981].

Фугитивность кислорода в этой системе соответствует буферу $Kv + Маг \rightarrow Фа$ (см. рис. 18, e), при $P = 1$ кбар f_{O_2} несколько ниже, а при $P = 5$ кбар выше его. В низкотемпературной зоне в углекислотно-водном флюиде установлены незначимые количества восстановленных газов — CO , H_2 и др. При $T = 500-400^\circ C$ и $P = 5$ кбар парциальное давление CO_2 стабилизируется на уровне 1527 бар, а P_{H_2O} начинает возрастать, P_{CH_4} резко снижается с 5,5 при $500^\circ C$ до 2 бар при $400^\circ C$. Этот момент соответствует образованию графита из газовой фазы (рис. 22, a) в условиях летучести $O_2 = 10^{-26,7}$.

В твердой фазе также происходят изменения (см. рис. 22, б). На базе CO_2 в изученном интервале карбонаты не образуются, но появляется графит. По сравнению с системой с преимущественно водным флюидом имеются некоторые различия. Положение линии равновесия Маг соот-

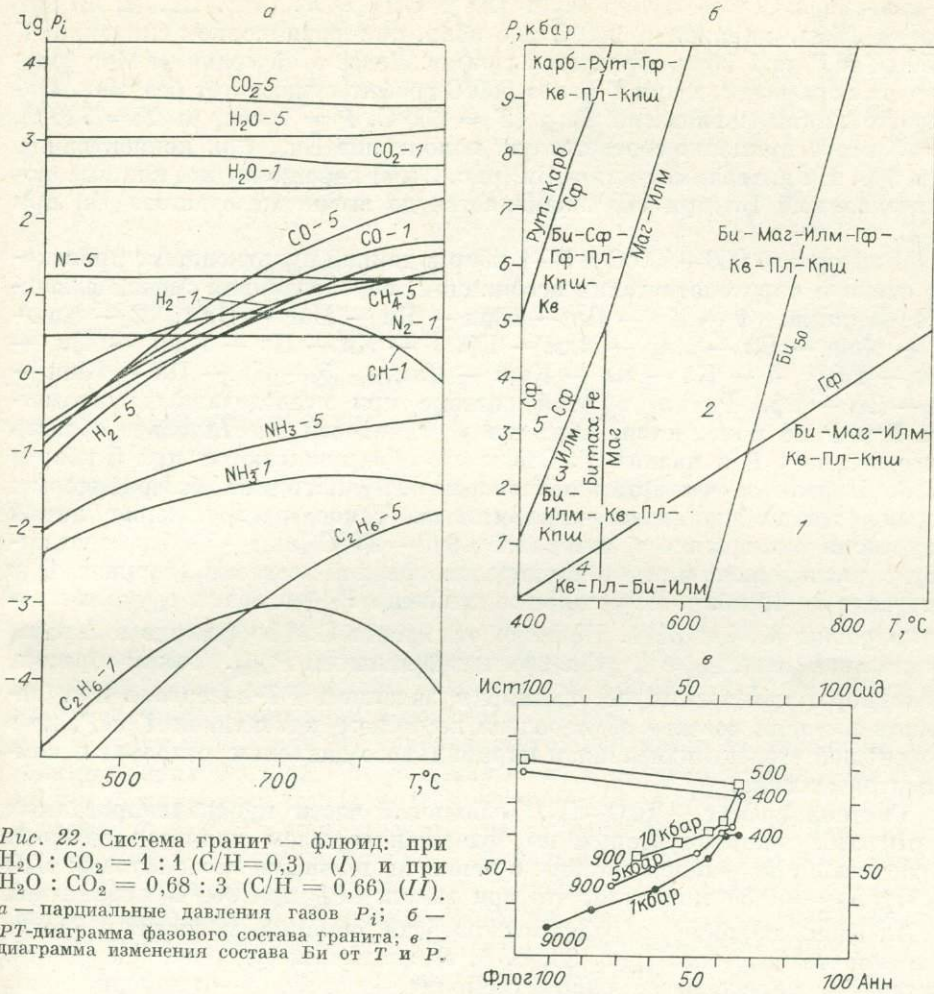


Рис. 22. Система гранит — флюид: при $\text{H}_2\text{O} : \text{CO}_2 = 1 : 1$ ($\text{C}/\text{H} = 0,3$) (I) и при $\text{H}_2\text{O} : \text{CO}_2 = 0,68 : 3$ ($\text{C}/\text{H} = 0,66$) (II). а — парциальные давления газов P_i ; б — PT-диаграмма фазового состава гранита; в — диаграмма изменения состава Би от T и P .

ответствует такому в системе с водным флюидом, но количество его возросло. Линия равновесия Илм сдвигается в область низких температур примерно на 150°C при $P = 5$ кбар и T около 500°C , когда $P = 1-5$ кбар, ильменит присутствует вместе со сфеном (см. рис. 22, б), чего мы не наблюдали ранее, затем появляется рутил. Линия равновесия Маг — Би₅₀ смещается на PT-диаграмме также влево на 60° , положение ее примерно соответствует таковой при содержании H_2O около 5%. Состав Би изменяется под воздействием богатого CO_2 флюида от преимущественно флогопитового (900°C) до сидерофиллитового (см. рис. 22, в). Повышение P сдвигает состав от Би₁₁ до Би₆₆, и при T менее 740°C преобладают Сдф-Ист компоненты.

Таким образом, в процессе охлаждения от 900° до 400°C происходит последовательная смена четырех ассоциаций: Кв — Пл — Кпш — Би — Маг — Илм \rightarrow Кв — Пл — Кпш — Би — Илм \rightarrow Кв — Пл — Кпш — Би — Илм — Сф \rightarrow Кв — Пл — Кпш — Би — Сф — Рут и при $P = 5$ кбар и $T = 400^\circ\text{C}$ появляется аксессуарный графит.

Вариант 2. В данном модельном варианте была повышена мольная доля CO_2 до 0,63 путем снижения количества H_2O ($\text{H}_2\text{O} - 0,68, \text{CO}_2 - 3\%$). Фугитивность O_2 в этой системе ниже, чем в предыдущей, на 0,5 порядка. Парциальное давление CO_2 составляет больше $0,5P_{\text{общ}}$ ($P_{\text{CO}_2} = 592, P_{\text{H}_2\text{O}} = 328, P_{\text{CO}} = 55, P_{\text{H}_2} = 18, P_{\text{CH}_4} = 1,3$ бар при $T = 900^\circ\text{C}$ и

$P_{\text{общ}} = 1$ кбар). Флюид имеет водно-углекислотный состав во всем PT -интервале $\text{CO}_2 > \text{H}_2\text{O} > \text{H}_2 > \text{CO} > \text{CH}_4 > \text{N}_2$ (рис. 22, а, б). Из газовой фазы, начиная с 900°C и 5 кбар, при равномерном снижении T до 500°C и P до 1 кбар образуется графит. Левее этой границы Маг ассоциирует с графитом, а при T менее 500°C графит существует без Маг. Положение линии равновесия Bi_{50} ($T = 650^\circ\text{C}$, $P = 1$ кбар и $T = 720^\circ\text{C}$, $P = 5$ кбар) примерно соответствует положению Bi_{50} при концентрации воды 6%. На диаграмме состава Би (рис. 24, в) хорошо видно, как высокомагнезиальный Би при 900°C изменяется до высокожелезистого Би при 400°C .

В интервале $900-400^\circ\text{C}$ и 5—1 кбар в данной мультисистеме происходит смена 5 парагенетических ассоциаций, обусловленная сменой флюидного режима: 1 — Кв — Пл — Кпш — Би — Маг — Илм, 2 — Кв — Пл — Кпш — Би — Маг — Илм — Гф, 3 — Кв — Пл — Кпш — Би — Илм — Гф, 4 — Кв — Пл — Кпш — Илм, 5 — Кв — Пл — Кпш — Би — Сф — Гф. Рутил в этой системе при исследованных параметрах T и P не появляется, поле его устойчивости сместилось в область более высоких P и низких T . Следы его обнаруживаются при 5 кбар и 400°C . Первая и четвертая области на PT -диаграмме безграфитовые; вторая, третья и пятая — графитовые. Такое расположение линий равновесия минералов в интервале $900-400^\circ\text{C}$ и 1—5 кбар соответствует расположению их в вышерассмотренной системе (вариант 1) в интервале 5—10 кбар. Парциальные давления P_{CO_2} в обоих случаях примерно равны 3054 и 3111. Повысив отношение C/H во флюиде в 2 раза, можно повысить P_{CO_2} в 2 раза при вдвое меньшем $P_{\text{общ}}$. Таким образом, смена парагенетических ассоциаций в заданном PT -интервале при заданном валовом составе обусловлена не только изменением T и P , но в не меньшей степени изменением парциального давления отдельных компонентов флюида.

Система гранит — H_2O — H_2 . В большей части проанализированных биотитовых гранитов вторым по содержанию газом является водород. Исследование модельной системы с равными мольными количествами H_2O и H_2 ($X_{\text{H}_2} = 0,5$) показало, что при высоком P_{H_2} при 900°C в гранитной Кв-Пл-Кпш матрице образуются роговая обманка, магнетит и биотит 58%-ной железистости (рис. 23, а, б, в) с высоким содержанием аннита. Состав Рог определяется рядом тремолит — паргасит — грюнерит. Bi_{50} стабилен в данной системе при более высоких T (выше 900°C). Количество этих минералов лимитируется содержанием Са, Mg и Fe в системе. Изменение состава Би отражено на рис. 23, б, из которого видно, что начальный состав Би лежит в поле Анн, а конечный — в поле Сдф, железистость изменяется от 58 до 67%. Состав Би при 900°C и 1 кбар следующий (%): Флог — 29, Анн — 31, Сдф — 27 и Ист — 13.

В минералах гранитной матрицы Кв — Пл — Кпш со снижением T отмечаются лишь небольшие изменения содержаний кварца, уменьшение Кпш и Пл, изменение N_2 Пл от 15 до 1—2 при $600-400^\circ\text{C}$.

На PT -диаграмме отмечается 5 парагенезисов: 1 — Кв — Пл — Кпш — Би — Ти — Маг — Рог, 2 — Кв — Пл — Кпш — Би — Рог — Рут, 3 — Кв — Пл — Кпш — Би — Маг, 4 — Кв — Пл — Кпш — Би — Рут, 5 — Кв — Пл — Кпш — Би — Рут — Сф.

Поведение флюидных компонентов аналогично поведению в чисто флюидной системе (гранит-II) с метан-водородно-водным флюидом. При высоком P_{H_2} в системе резко повышаются фугитивности и парциальные давления CH_4 , N, H_3 и N_2 . Состав флюида метан-водородно-водный: $\text{H}_2\text{O} > \text{H}_2 > \text{CH}_4 > \text{N}_2 > \text{NH}_3 > \text{CO} > \text{CO}_2 > \text{C}_2\text{H}_6$. В интервале $900-400^\circ\text{C}$ P_i H_2O , CO_2 , N_2 и C_2H_6 уменьшается, а P_i H_2 , CH_4 и NH_3 возрастает, и флюид при $600-400^\circ\text{C}$ становится метан-водно-водородным.

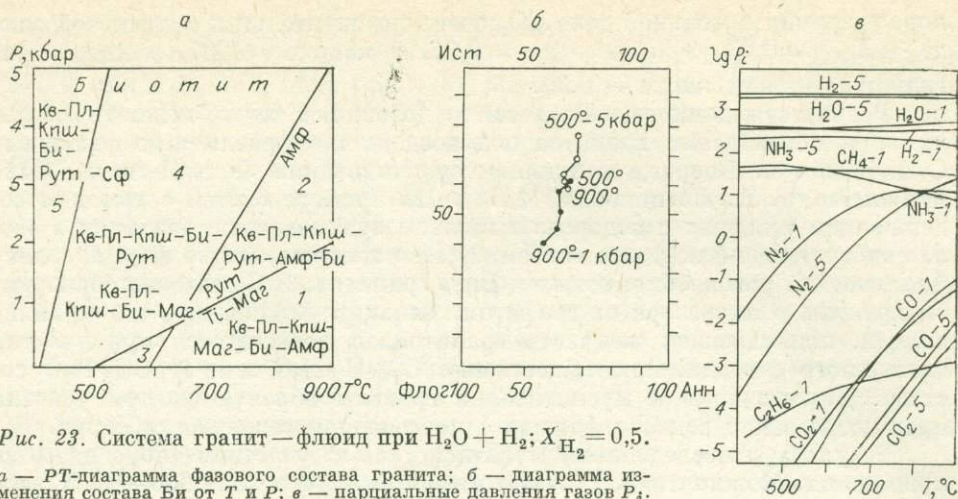


Рис. 23. Система гранит — флюид при $\text{H}_2\text{O} + \text{H}_2$; $X_{\text{H}_2} = 0,5$.

а — PT -диаграмма фазового состава гранита; б — диаграмма изменения состава Би от T и P ; в — парциальные давления газов P_i .

Физико-химическое моделирование на ЭВМ системы флюид-порода подтверждает изменение качественного и количественного составов гранитно-флюидных систем в широком PT -диапазоне и помогает в решении целого ряда генетических вопросов. На ранней стадии эволюции гранитно-флюидных систем образуются Рог, Маг и Би, Пл в условиях наибольшей восстановленности флюида. На более поздних стадиях формируются Кпш и Кв. Для таких акцессорных минералов, как рутил, сфен, графит, ильменит, также установлены значительные колебания TP -устойчивости, обусловленные изменением флюидного режима.

Из всех минералов Би наиболее чутко реагирует на изменение физико-химических условий. Он устойчив во всем изученном диапазоне T и P , но его количество и состав постоянно меняются в зависимости от состава флюида, T и P . Поскольку в Би связывается большое количество H_2O , то чем меньше в расплаве Fe и Mg, тем больше водного флюида будет участвовать в послемагматической деятельности. Не случайно с лейкократовыми гранитами, образующими главную фазу магматической деятельности, связаны наиболее продуктивные постмагматические процессы (например, кукульбейский комплекс в Забайкалье).

Результаты моделирования показывают, что если флюид после окончания кристаллизации не удаляется из системы, а продолжает циркулировать в межзерновом пространстве, то он изменяет породу вплоть до самых низких температур уже при концентрации $\text{H}_2\text{O} \sim 3\%$. Процесс образования мусковита, граната, кварца, альбита при $T < 600^{\circ}\text{C}$ можно вполне отождествить с процессом аутометасоматоза, в результате которого происходит высвобождение элементов-примесей, рассеянных в породообразующих минералах, и переотложение их в виде собственных минералов в новых физико-химических условиях.

При охлаждении и снятии давления изменяется состав флюида. Если при 900°C флюид содержит значительные количества водорода, окиси углерода, метана, то при 600°C эти газы фиксируются в следовых количествах. Флюид состоит на 99% из воды и углекислоты. Поскольку вода связывается в процессе кристаллизации в минералах, то в равновесном флюиде возрастает концентрация CO_2 , что мы и наблюдаем, когда анализируем отдельные породообразующие минералы. В биотите флюид водородно-водный, в плагиоклазах — смешанного состава $\text{CH}_4 - \text{CO} - \text{H}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, в калишпате — $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ с небольшим количеством H_2 , в кварце — $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$. Соответственно изменяется и мольная доля CO_2 во флюиде от 0,01 до 0,2—0,3. Если процесс образования минералов в породе сближен по PT -условиям (например, в амазонитовом граните Этыкинского массива), то во флюиде, выделенном из породообразующих минера-

лов, различия в мольной доле CO_2 очень незначительны: в литиевой слюде — $X_{\text{CO}_2} = 0,03$, в амазоните = 0,05, в кварце = 0,07, в кварце из гидротермальной жилы — 0,30.

Результаты данного исследования позволяют также выявить различия при образовании гранитов под воздействием различных флюидных C- и H-систем. Впервые концепция существования C- и H-систем была выдвинута Ф. А. Летниковым [1978]. На примере систем с высоким содержанием углерода и водорода выявлены существенные различия в эволюции гранитно-флюидных систем. В H-системе возможно формирование фаялитовых, роговообманковых и Би_{Fe} гранитов. В C-системах образуются граниты с аксессуарным графитом, кальцитом. Конечно, это крайние случаи, подавляющая же часть гранитоидов формируется при участии смешанного флюида, преимущественно $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{-H}_2\text{O}$ или $\text{H}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ состава. Двуслюдяные и мусковитовые граниты образуются при участии преимущественно водного флюида с повышением содержания фтора.

Результаты исследования мультисистемы с участием фтора здесь не приводятся. Можно лишь указать, что фтор в интервале 900—400°C весь связывается в минералах и во флюид не переходит. Появление его следует ожидать при более низких температурах в системах с участием гидротермальных растворов. Сера (в отличие от фтора) полностью переходит во флюид. Расчет гранитной системы с участием серы (использовано среднее содержание серы в кислых породах) при $T = 700^\circ\text{C}$ и $P = 1$ кбар показал суммарное содержание сернистых газов во флюиде $n \cdot 10^{-5}$ моли и отсутствие серосодержащих минералов в породе.

СИСТЕМА ГРАНИТ — ФЛЮИД ПРИ НЕРАВНОМ ДАВЛЕНИИ НА ФАЗЫ

Подавляющее число кислых алюмосиликатных систем в земной коре формируется в условиях, когда $P_{\text{общ}} > P_{\text{фл}}$, и явления насыщения водой расплавов (а тем более пород высокой степени метаморфизма) реализуются значительно реже. Этот тезис неоднократно обсуждался в петрологии, генетические следствия из него очевидны. Мы впервые предприняли попытку рассмотреть гранитную систему с неравным давлением на фазы, используя для этого столь мощный аппарат исследования, как физико-химическое моделирование на ЭВМ.

Мы уже рассмотрели вариант $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{общ}}$ при $P_{\text{общ}} = P_{\text{фл}}$, когда $P_{\text{H}_2\text{O}}$ снижалось за счет разбавления углекислотой. Программа «Селектор» позволяет просчитать другие варианты, без химического разбавления, отвечающие условию $P_{\text{фл}} < P_{\text{общ}}$ и $P_{\text{фл}} > P_{\text{общ}}$.

В расчете использован тот же состав гранита и флюида, концентрация воды менялась от 2 до 6 мас.%. Давление флюида принималось равным $0,5 P_{\text{общ}}$ для большей контрастности с вариантом $P_{\text{фл}} = P_{\text{общ}}$.

Система гранит + 6% H_2O ; $\text{H}_2 = 0,01\%$, $\text{CO}_2 = 0,03$ вес.%. Флюид состоит практически из одной воды ($X_{\text{H}_2\text{O}} = 0,95$). Фугитивность кислорода почти полностью совпадает с кривой буферной ассоциации $\text{Маг} + \text{Кв} \rightarrow \text{Фа}$ при 5 кбар общего давления и на 0,2 ед. логарифма ниже при $T = 900^\circ\text{C}$ и $P_{\text{общ}} = 1$ кбар (рис. 24). В условиях пониженного давления

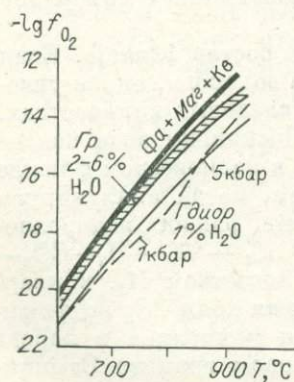


Рис. 24. Значения f_{O_2} при различных концентрациях H_2O в гранитной и гранодиоритовой системах при $P_{\text{фл}} = 0,5 P_{\text{общ}}$.

водного флюида $P_{\text{фл}} = 0,5 P_{\text{общ}}$, в биотитовом граните до 800°C устойчив ортопироксен (34,5% ферросилиитового минала) при $P_{\text{общ}} = 1$ кбар и до 890°C при $P_{\text{общ}} = 5$ кбар (рис. 25). Максимальное количество пироксена (3,0%) соответствует $T = 880^{\circ}\text{C}$ и 1 кбар общего давления, при дальнейшем повышении температуры количество пироксена снижается, и при 900°C в ассоциации с ним появляется оливин с содержанием 30% фаялитового минала. Биотит устойчив во всем PT -интервале, изменяются лишь его состав и количество. Повышение давления и снижение температуры способствуют накоплению Би в породе. В этом же направлении возрастают железистость Би и количество сидерофиллит-аннитового минала в Би (см. рис. 19, б). Черные кружки соответствуют составам Би при $P_{\text{общ}} = 1$ кбар, квадраты — $P_{\text{общ}} = 3$ кбар, светлые кружки — $P_{\text{общ}} = 5$ кбар. Эти основные знаки действительны для всех последующих диаграмм составов биотитов. Линия биотита 50%-ной железистости (Би₅₀) располагается по температуре несколько правее (на 20°), чем на диаграмме (см. рис. 21) устойчивости Би₅₀ при 6% H_2O и $P_{\text{фл}} = P_{\text{общ}}$.

Мусковит в этой системе появляется в узком интервале ниже 550°C и $P_{\text{общ}} = 5$ кбар. При более низком давлении Мус устойчив ниже 500°C (см. рис. 25, а).

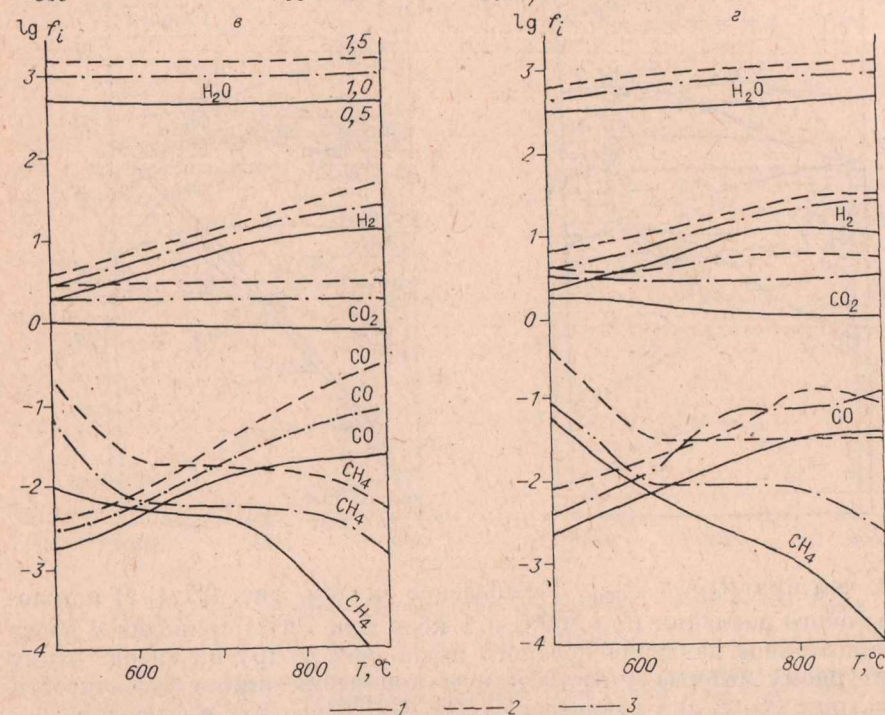
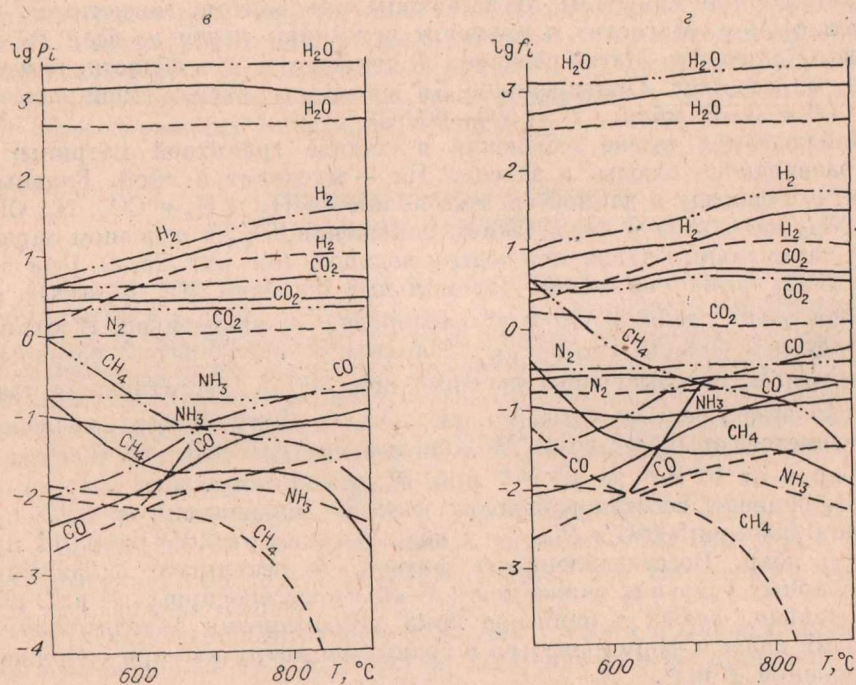
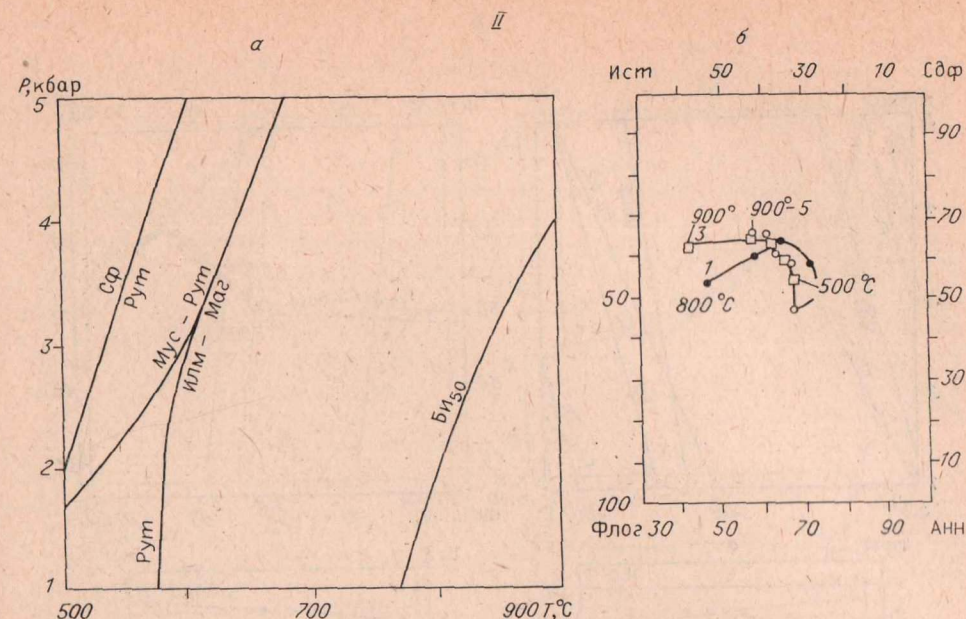
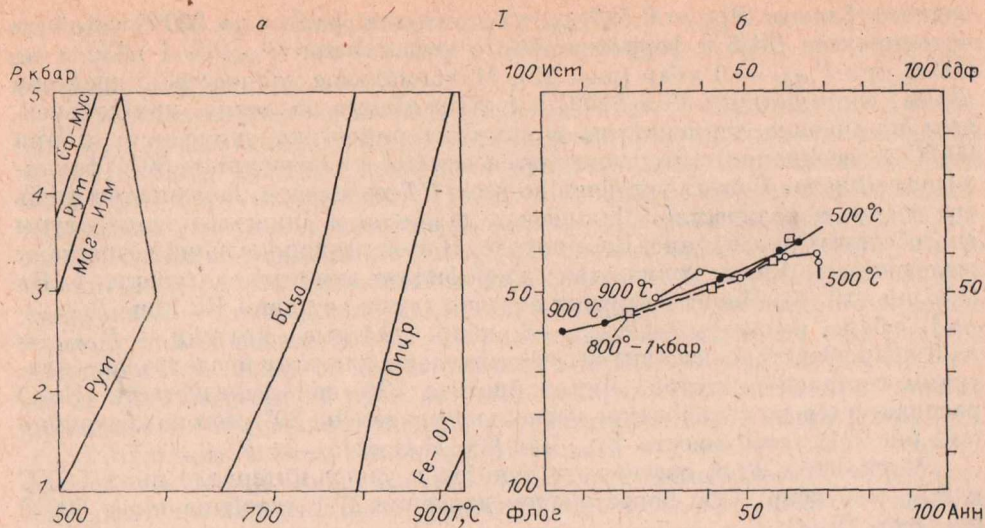
Акцессорные минералы представлены ильменитом, магнетитом, рутилом и сфеном. Магнетит и ильменит устойчивы почти во всем PT -интервале. Количество Маг с падением T снижается, и в области, близкой к Мус, он исчезает. Одновременно Би достигает максимальной железистости ($P = 3-5$ кбар, $T = 500-600^{\circ}\text{C}$).

Наблюдаются также изменения в составе гранитной матрицы: по Кпш развиваются слюды, а за счет Пл — мусковит и сфен. Главными элементами флюида в данной системе являются H_2O , H_2 и CO_2 ; N_2 , CH_4 , CO и NH_3 находятся в подчиненном положении. $P_{\text{фл}}$ в основном определяется парциальным давлением воды и водорода (см. рис. 25, в). При снижении T P_{H_2} резко снижается, парциальные давления CO_2 , N_2 и NH_3 изменяются очень слабо, а CO и углеводородов — значительно. В высокотемпературной области $P_{\text{CO}} > P_{\text{CH}_4}$. Начиная с 700°C , резко возрастает P_{CH_4} , достигая максимального значения при 500°C . Фугитивности газов несколько выше, чем у воды (см. рис. 25, г). Фугитивность кислорода f_{O_2} изменяется от $10^{-13,3}$ до $10^{-23,7}$ при температуре $900-500^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{общ}} = 5$ кбар и от $10^{-13,06}$ до $10^{-23,42}$ при $P_{\text{общ}} = 1$ кбар.

Коэффициент восстановленности флюида изменяется от 0,17 при 900°C до 0,036 при 500°C и $P_{\text{общ}} = 1$ кбар, а также от 0,019 до 0,014 при $P_{\text{общ}} = 5$ кбар. Восстановленность флюида в результате охлаждения в низкобарных условиях снижается в 4—5, а в высокобарных — в 12 раз. Следовательно, флюид с наиболее ярко выраженными окислительными свойствами должен формироваться в гранитном интрузиве при сопряженном снижении T и P .

Уменьшение концентрации воды до 2 мас.% при $P_{\text{фл}} = 0,5 P_{\text{общ}}$ еще более расширяет поле устойчивости высокотемпературных Fe-Mg минералов. Граница устойчивости ортопироксена снижается до $750-800^{\circ}\text{C}$, а по фугитивности кислорода — до $10^{-15,7}-10^{-16,9}$. Верхний предел его устойчивости опускался до $800-880^{\circ}\text{C}$ и $f_{\text{O}_2} = 10^{-15,6} - 10^{-14,0}$, причем поле стабильности магнезиальной слюды (с содержанием Mg более 50%) сильно сужается и ограничивается слева линией устойчивости биотита 50%-ной железистости (Би₅₀ — заштрихованный треугольник на рис. 26, а). Биотит и ортопироксен сосуществуют в небольшом интервале, равном $60-80^{\circ}\text{C}$, причем с магнезиальной слюдой ассоциирует железистый пироксен, а с железистым биотитом — пироксен с преобладанием энстатитовой составляющей.

Выше области сосуществования Би + Пи ортопироксен присутствует совместно с магнетитом и ильменитом при избытке кремнезема, затем



около 900°C появляется оливин. Верхний предел устойчивости ортопироксена в данных условиях находится немного выше 900°C.

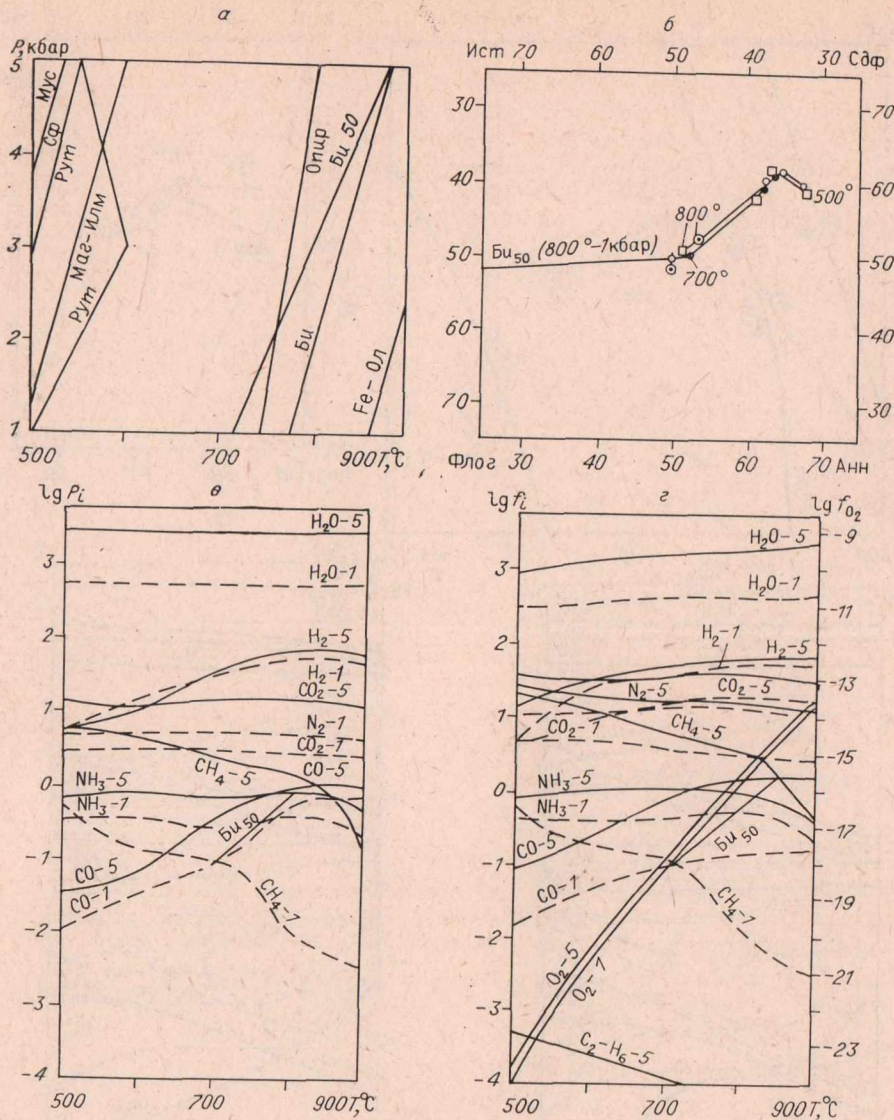
Состав Fe-Mg минералов сильно зависит от P и T . Изменение состава биотита от T и P показано на рис. 26, б, из которого видно, что в «сухом» граните в условиях низкого флюидного давления должны образоваться железистые биотиты. В узком температурном интервале за счет частичного разложения ортопироксена устойчивы магнезиальные слюды с железистостью < 50%. Для биотита с железистостью > 50% в данном граните характерно преобладание истонит-сидерофиллитовой составляющей над флогопит-аннитовой.

Кривая устойчивости Bi_{50} при $P_{фл} = 0,5 \cdot P_{общ}$ и $K_{H_2O} = 2\%$, $P_{общ} = 1$ кбар смещена до 720°C. В этих же условиях, но когда $P_{фл} = P_{общ}$, кривая Bi_{50} проходит около 800°C (см. рис. 21).

Рис. 25. Система гранит — флюид при $K_{H_2O} = 6\%$, $P_{фл} = 0,5 P_{общ}$ (I) и $P_{фл} = 1,5 P_{общ}$ (II).

а — PT -диаграмма фазового состава гранита; б — диаграмма изменения состава Би в зависимости от T и P ; в — парциальные давления газов P_i при $P_{общ} = 1 - 5$ кбар; г — логарифмы фугитивности f_i газов при $P_{общ} = 1 - 5$ кбар. 1 — 3 — $P_{общ} = 1, 3, 5$ кбар соответственно.

Магнетит и ильменит устойчивы во всем P -интервале до 500—600°C, и Маг имеет с Би обратные количественные соотношения. Во флюидной фазе вода и водород преобладают над остальными компонентами флюида. Восстановленность флюида изменяется при $P_{общ} = 1$ кбар от 0,37 до 0,073 (900—500°C). Доля метана в этой системе начинает повышаться



раньше, чем при $P_{\text{фл}} = P_{\text{общ}}$. Уменьшение f_{O_2} (см. рис. 26, в, г) в условиях высокого давления при 850°C и 1 кбар при 720°C приводит к росту CH_4 , парциальное давление которого выше, чем у других газов. Этому температурному интервалу соответствует положение линии устойчивости Би_{50} (см. рис. 28, а, б) в равновесии с Кв, Пл, Кпш, Маг и флюидом.

С понижением T и f_{O_2} железистость биотита возрастает до максимального своего значения для данного состава гранита, вплоть до полного разложения магнетита.

Замена большей части воды на CO_2 ($\text{CO}_2 - 3, \text{H}_2\text{O} - 0,68\%$, $X_{\text{CO}_2} = 0,7$ мол.%) снижает парциальное давление примерно до $0,2 \cdot P_{\text{общ}}$ при $P_{\text{фл}} = 0,5 \cdot P_{\text{общ}}$. В условиях низкого парциального давления воды (185 бар при 1000 бар $P_{\text{общ}}$ и 600 бар при 3000 бар $P_{\text{общ}}$) в системе с избыточным кремнеземом становится устойчив Fe-оливин, вплоть до 760°C (см. рис. 26). Кроме главных породообразующих минералов (Кв — Пл — Кпш совместно с Ол, представленным твердым раствором Фа — Фо) существуют Маг, Ил и небольшое количество Опир (0,1—0,2%). Область

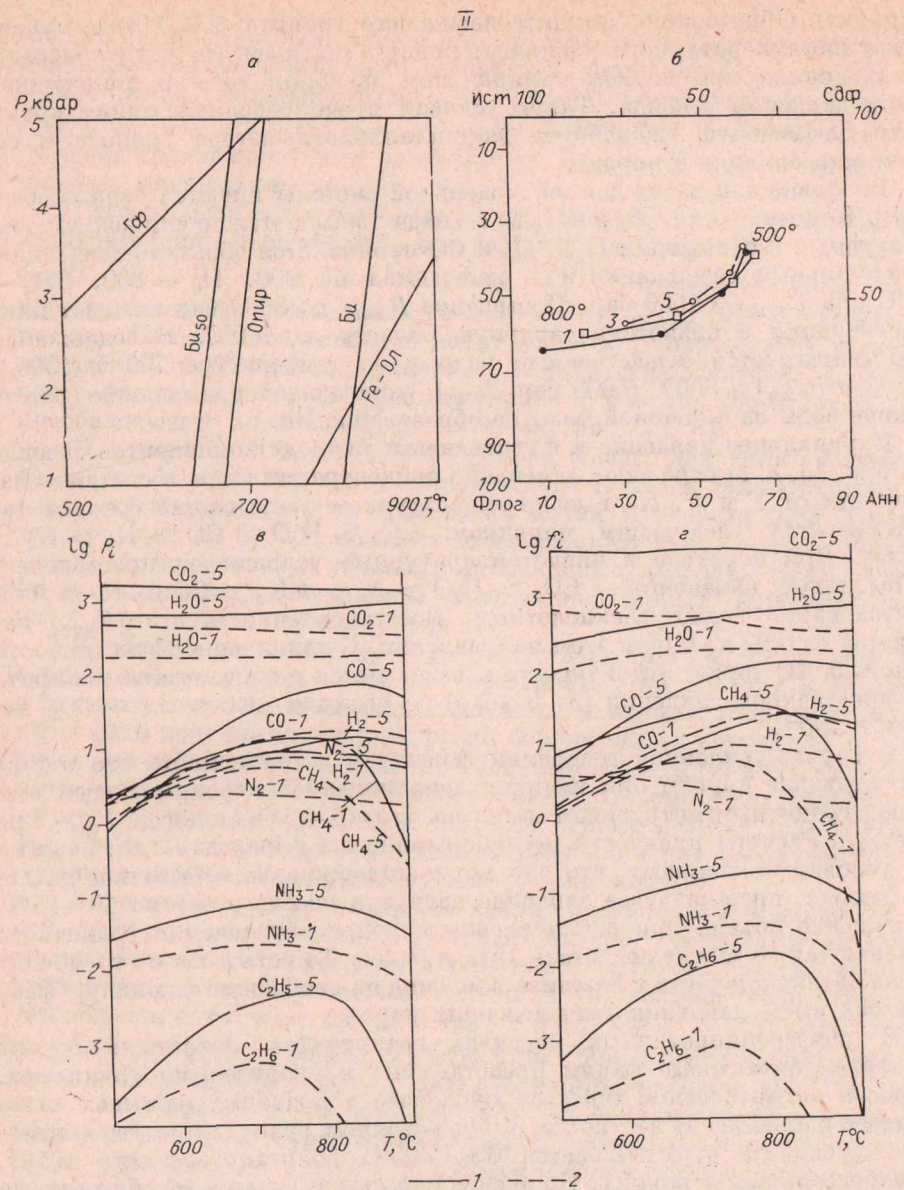


Рис. 26. Система гранит — флюид при $K_{\text{H}_2\text{O}} = 2\%$, $P_{\text{фл}} = 0,5 P_{\text{общ}}$ (I) и при $K_{\text{H}_2\text{O}} = 0,68\%$, $K_{\text{CO}_2} = 3\%$, $\text{C/N} = 0,66$, $P_{\text{фл}} = 0,5 P_{\text{общ}}$ (II).

а — PT -диаграмма фазового состава гранита; б — диаграмма изменения состава Би в зависимости от T и P ; в — парциальные давления P_i при $P_{\text{общ}} = 1-5$ кбар; г — логарифмы fugитивностей f_i газов при $P_{\text{общ}} = 1-5$ кбар. 1 — P_i и f_i при $P_{\text{общ}} = 5$ кбар, 2 — P_i и f_i при $P_{\text{общ}} = 1$ кбар.

оливинсодержащего гранита занимает нижний правый угол PT -диаграммы (см. рис. 26, а) с fugитивностью кислорода от $10^{-13,5}$ до $10^{-16,5}$ и температурой $900-760^\circ\text{C}$. Снижение T и повышение $P_{\text{H}_2\text{O}}$ вызывают перераспределение Fe и Mg, в системе появляются пироксены и слюды. Максимальное количество ортопироксена (3,3%) образуется при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 600-900$ бар и $T = 800-900^\circ\text{C}$. В парагенезисе с Fe-пироксеном присутствует магнезиальная слюда истонит-флогопитового состава (см. рис. 26, а, б). Биотиты с железистостью более 40% могут появляться в системе на постмагматическом этапе при температуре ниже 700°C (как

и графит). Образование фаялитсодержащего гранита (2% Ол) возможно из высокотемпературного расплава, кристаллизующегося в гипабиссальных условиях при низком парциальном давлении воды и пониженном общем давлении флюида. Такие условия определяют минимальную постмагматическую проработку закристаллизовавшегося гранита и сохранность оливина в породе.

Во флюидной части данной модельной системы имеются свои особенности. Концентрация CO_2 и CH_4 во флюиде повышается со снижением температуры, а в отношении H_2O , H_2 и CO проявляется обратная тенденция. Максимальные содержания CO отмечаются на 900, H_2 — 800, CH_4 — 700°C при $P_{\text{общ}} = 1000$ бар. Повышение $P_{\text{общ}}$ до 5000 бар смещает пики концентраций в низкотемпературную область на 100°C. В содержании воды фиксируется существенный разрыв на температуре 700°C (1000—3000 бар $P_{\text{общ}}$) и 800°C (5000 бар $P_{\text{общ}}$), означающий повышенное расходование воды из флюидной фазы на образование Би.

Парциальное давление и фугитивности газовых компонентов флюида (см. рис. 26, *в*, *г*) отражают изменение концентраций газов в системе в зависимости от T и P . На высокотемпературном этапе состав флюида характеризуется следующим порядком: $\text{CO}_2 > \text{H}_2\text{O} > \text{CO} > \text{H}_2 > \text{N}_2 > \text{CH}_4$. При переходе в низкотемпературные условия он претерпевает значительные изменения — $\text{CO}_2 > \text{H}_2\text{O} > \text{N}_2 > \text{CH}_4 > \text{CO} > \text{H}_2$ и становится азотно-водно-углекислотным. Восстановленность его ($K_{\text{вос}}$) изменяется от 0,22 до 0,05 в этом направлении. С понижением фугитивности кислорода CO теряет устойчивость и распадается с образованием графита при повышенном давлении (3—5 кбар) по реакции $2\text{CO} = \text{C} \downarrow + \text{CO}_2$, начиная с 700°C.

В случае усиленной генерации флюида и затрудненного его оттока во вмещающие породы при наличии непроницаемой перекрывающей толщи над гранитным интрузивом могут возникать условия, когда $P_{\text{фл}}$ больше $P_{\text{общ}}$. Расчеты прочности песчано-сланцевых пород для гипабиссальных условий показывают, что они могут выдерживать избыточное давление флюида, превышающее давление нагрузки не более чем на 10—15%. Приращение объема при расплавлении пород и образовании гранитного расплава также может достигать 15% и более. То есть в какой-то момент в эндоконтактной части интрузива давление на свободную флюидную фазу окажется выше давления вышележащих пород.

В дифференцированных массивах гранитоидов Забайкалья очень часто эндоконтактные фации представлены мусковитовыми гранитами. Вопрос о магматическом генезисе мусковита в подобных массивах часто вызывает сомнения. В частности, в борщовочном граните процесс образования мусковита ограничивается 600—400°C [Вартанова и др., 1972], в гипабиссальных условиях. По экспериментальным данным, образование Мус начинается с 700°C при $P_{\text{H}_2\text{O}}$ не менее 3,5 кбар [Chatterjee, Johannes, 1974].

При концентрации H_2O более 7% и повышенном содержании F (0,16%) $P_{\text{H}_2\text{O}}$ может быть меньше 3 кбар. Высказывалось также предположение, что избыточное повышение $P_{\text{H}_2\text{O}} > P_{\text{общ}}$ должно привести к более раннему выделению мусковита.

Вариант $P_{\text{фл}} = P_{\text{общ}}$. Модельная система при $P_{\text{фл}} = 1,5 P_{\text{общ}}$ и концентрации $\text{H}_2\text{O} = 6\%$ дает представление об устойчивости минералов гранита в условиях повышенного давления воды ($P_{\text{фл}} \approx P_{\text{H}_2\text{O}}$) без участия фтора.

Повышенное давление флюида (воды) приводит к росту стабильности слюд во всем PT -диапазоне. Все Fe и Mg распределены в биотите и магнетите, количество магнетита вдвое меньше, чем при $P_{\text{фл}} = P_{\text{общ}}$, а у биотита достигает предельного для данной системы содержания — 7,65 мас.%. В условиях повышенного давления H_2O биотит, по-видимому,

является ликвидусным минералом, другие темноцветные железо-магнезиальные минералы в данных условиях неустойчивы (см. рис. 25). Положение линии стабильности Би₅₀ на 100—120° превышает положение линии Би₅₀ при $P_{H_2O} = P_{общ}$. То есть повышение P_{H_2O} на 0,1 от $P_{общ}$ смещает положение линии устойчивости Би₅₀ на 20—25° в область повышенных температур (см. рис. 21).

Состав биотита в высокобарных условиях $P_{общ} = 5$ кбар изменяется незначительно. Железистость его растет от 0,57 при $T = 900^\circ\text{C}$ и $f_{O_2} = 10^{-13,78}$ до 0,67 при $T = 500^\circ\text{C}$ и $f_{O_2} = 10^{-24,4}$. В низкобарных условиях вариации состава более значительные — от 0,34 до 0,70 мольных долей железа. Повышенное давление воды, вероятно, способствует усиленному вхождению избыточного глинозема в структуру биотита. Содержание сидерофиллит-истонитовой составляющей в биотите достигает 65% при преобладающей роли сидерофиллита (см. рис. 25, б).

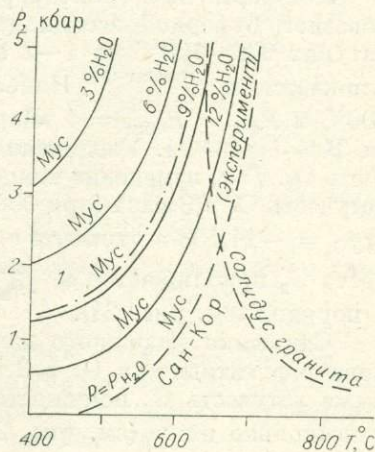
В интервале 700—500°С и 5—2 кбар общего давления сосуществуют совместно биотит и мусковит. Мусковит представлен также твердым раствором мусковит-парагонит с мольной долей мусковита 0,82. Снижение температуры до 500°С повышает концентрацию Мус до 2%. Линия стабильности мусковита в условиях повышенного давления воды (аналогично линии биотита) смещается в область повышенных температур на 20—25° в расчете на 0,1 общего давления.

В области стабильности Мус отсутствует Маг, единственный акцессорный минерал здесь — Сф. За пределами этой области в ассоциации с биотитом ведущим акцессорием является ильменит. Лейкократовые граниты фазы дополнительных интрузий борщовочного комплекса по составу акцессориев относятся к ильменит-монацитовому типу, а биотитовые граниты главной фазы — к магнетит-сфен-ортитовому. Устойчивость ильменита в данной модельной системе ограничивается 600—700°С при $P_{общ} = 1—5$ кбар. При этих температурах ильменит распадается с образованием минералов группы рутила (рутил, анатаз).

Породообразующие минералы кварц, плагиоклазы и калиевый полевой шпат в данных условиях обладают высокой устойчивостью. Полевые шпаты замещаются слюдами, в результате чего количество свободного кремнезема в изобарических условиях в системе возрастает. Расчет модельной системы гранита при $P_{H_2O} \geq P_{общ}$ в условиях закрытой системы имитирует процесс грейзенизации биотитового гранита, который начинается с мусковитизации полевых шпатов уже при 600°С и 3 кбар, если концентрация воды достигает 6% (условия насыщения гранитного расплава водой). В пересыщенных водой гранитных системах кристаллизация мусковита начинается при более высоких температурах и низких давлениях. Повышение давления, как общего так и флюидного (H_2O), усиливает процесс образования мусковита. Так что мусковит вполне может быть солидусным минералом в кислых гранитах в условиях пересыщения остаточного расплава водой.

В составе флюида H_2O преобладает над H_2 , CO_2 и N_2 (см. рис. 25, в, г). Коэффициент восстановленности флюида в

Рис. 27. P - T -диаграмма устойчивости мусковита при различных концентрациях H_2O (3, 6, 9, 12%). Мус → Сан + Кор — кривая равновесия Мус, построенная по экспериментальным данным [Chatterjee, Johannes, 1974] при $P = P_{H_2O}$. 1 — кривая равновесия Мус, построенная по расчетным данным при $P = 1,5P_{H_2O}$ и $K_{H_2O} = 6\%$.



высокотемпературной зоне (900°C) всего 0,1, а при появлении в системе мусковита снижается до 0,01—0,02, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ составляет 0,97—0,99 от суммарного давления флюида ($P_{\text{фл}}$).

На рис. 27 представлены расчетные кривые равновесия мусковита при различных концентрациях воды и $P_{\text{фл}} = P_{\text{общ}}$, $P_{\text{фл}} \approx P_{\text{H}_2\text{O}}$, а также экспериментальная кривая Мус → Сан + Кор [Chatterjee, Johannes, 1974]. Увеличение концентрации H_2O во флюиде вызывает более раннее выделение мусковита, а рост P повышает его концентрацию. Когда $P_{\text{H}_2\text{O}} > P_{\text{общ}}$, то это равносильно пропорциональному увеличению концентрации воды в системе. Кривая Мус с 6% H_2O и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1,5 \cdot P_{\text{общ}}$ совпадает с линией Мус с 9% H_2O и $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}}$. При высоких концентрациях воды в остаточном гранитном расплаве (до 10%) на заключительной стадии магматического процесса в околосолидусных условиях будет образовываться мусковит. Возрастание степени протекания процесса в условиях длительного термостатирования, привнос щелочей и сверхстехиометрических F, Li и других элементов стимулируют образование магматического мусковита при $P_{\text{фл}} < 3000$ бар и широкое развитие грейзенизации сразу после консолидации интрузива.

СИСТЕМА ГРАНОДИОРИТ — ФЛЮИД

Гранодиоритовая система базируется на химическом и флюидном анализе биотит-роговообманкового гранодиорита кыринского комплекса из Центральной Забайкалья: SiO_2 — 66,60; TiO_2 — 0,60; Al_2O_3 — 14,05; Fe_2O_3 — 1,65; FeO — 2,80; MgO — 2,90; CaO — 3,50; NaO — 3,15; K_2O — 3,75; H_2O — 1,00; H_2 — 0,03; CO — 0,013; CH_4 — 0,007; CO_2 — 0,004 и N_2 — 0,001 вес.%. Гранодиорит на 60—65% состоит из полевых шпатов, причем плагиоклаз преобладает, на 20—25% — из кварца и 15—20% — биотита и роговой обманки; пироксен встречается в количестве 0—5%.

Газовым хроматографическим анализом установлено содержание воды в гранодиорите 4 мл, или 0,3 мас.%. Коэффициент восстановленности флюида 0,9. Разница между химическим и хроматографическим определениями воды в 0,7 вес.% свидетельствует о том, что по крайней мере 50% законсервированной в гранодиорите воды входит в структуру минералов и при нагревании до 850°C не выделяется. Таким образом, на свободную флюидную фазу приходится ~50% воды.

Расчет произведен для системы с 1% H_2O при $P_{\text{фл}} = P_{\text{общ}} = 1—5$ кбар, $T = 900—500^\circ\text{C}$ и $P_{\text{фл}} = 0,5 \cdot P_{\text{общ}}$, а также с 3% H_2O и $P_{\text{фл}} = P_{\text{общ}}$.

Летучесть O_2 в гранодиоритовой системе ниже летучести O_2 для равновесной буферной ассоциации $\text{Кв}—\text{Маг} \rightarrow \text{Фа}$ при магматических температурах 900—700°C на 1—2 единицы логарифма, а при 600—500°C приближается к $f_{\text{O}_2}^{\text{Кв-Маг-Фа}}$. Наибольшего уменьшения f_{O_2} достигает при 900°C и $P_{\text{фл}} = P_{\text{общ}} = 1$ кбар — в 132 раза относительно буферной смеси $\text{Кв}—\text{Маг}—\text{Фа}$. Увеличение концентрации H_2O кратно повышает летучесть O_2 . Так, изменение концентрации H_2O в 3 раза (с 1 до 3%) повышает летучесть O_2 в 3 раза (при 900°C $\lg f_{\text{O}_2} = -14,624$ в варианте с 1% H_2O и $\lg f_{\text{O}_2} = -14,138$ в варианте с 3% H_2O). С понижением температуры летучесть O_2 приближается к $f_{\text{O}_2}^{\text{Кв-Маг-Фа}}$ и различается при 600°C лишь на 1 порядок (см. рис. 24).

Снижение флюидного давления ($P_{\text{фл}} = 0,5 \cdot P_{\text{общ}}$) при 900°C увеличивает фугитивность O_2 в 2 раза. При охлаждении системы до 800°C и ниже летучесть O_2 понижается до значений f_{O_2} в системе с $P_{\text{фл}} = P_{\text{общ}}$ и несколько ниже (см. рис. 24).

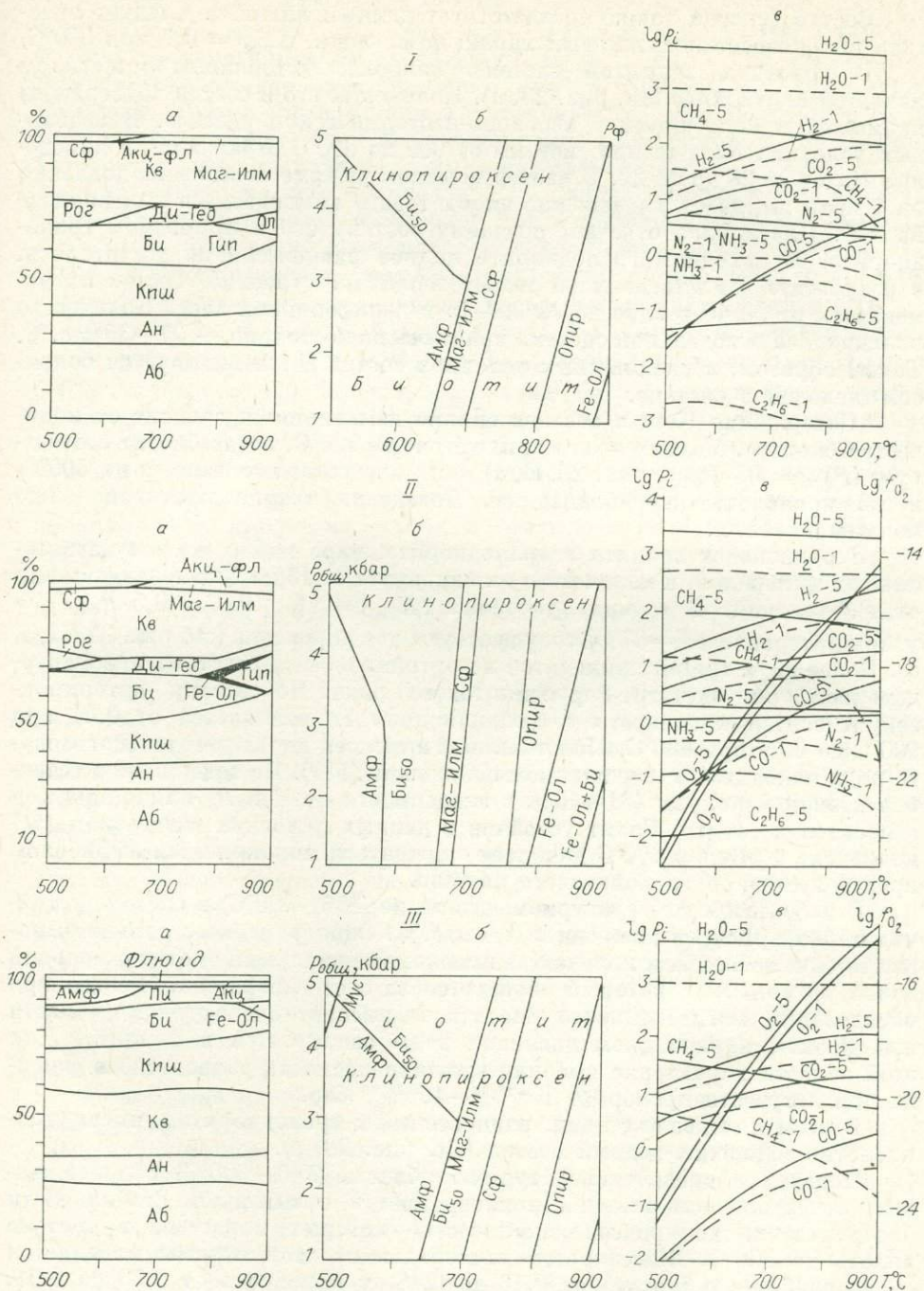


Рис. 28. Система гранодиорит — флюид при $K_{H_2O}=1\%$, $P_{общ} = P_{фл} = 1 - 5$ кбар (I), $P_{фл} = 0,5 P_{общ}$ (II) и $P_{общ} = P_{фл}$, $K_{H_2O} = 3\%$ (III).

а — соотношение минералов; б — P-T-диаграмма фазовых соотношений в гранодиорите; в — парциальные давления газов P_i при $P_{общ} = 1$ и 5 кбар.

Расчетный состав гранодиорита, представленный на рис. 28, I, а, б, в, при $P_{общ} = 1$ кбар несколько отличается от природного по соотношению железо-магнезиальных минералов. Соотношение кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата аналогично природному.

Состав флюида также соответствует данным анализа. Следует отметить высоковосстановительный характер флюида, $K_{\text{вос}} = 0,7$ при 900°C .

В условиях закрытой системы наиболее устойчивым минералом является плагиоклаз (см. рис. 28, а). Количество его и состав подвержены наименьшим колебаниям в изобарно-изотермическом режиме. В изобарных условиях охлаждение системы от 900 до 600°C отражается в изменении Пл от № 28 до № 24. В изотермическом режиме повышение давления на 1 кбар вызывает уменьшение анортитового компонента в плагиоклазе на 1% . Плагиоклаз отвечает среднему составу его в природном гранодиорите. В исходном гранодиорите полное равновесие не достигалось, в результате все плагиоклазы имеют зональное строение. Состав их изменяется от № 40 в ядре до № 20—15 в периферийной зоне. Количество плагиоклаза в модельной системе практически постоянно — $37\text{—}35$ мас.%. Таким образом, в равновесных условиях состав Пл лимитируется балансом щелочей в системе.

Содержание $K_{\text{пш}}$ в системе сильно изменяется и зависит от количества биотита. Максимум его приходится на 900°C , когда биотит отсутствует ($P_{\text{фл}} = 0,5 \cdot P_{\text{общ}}$, рис. 28, II, а) или количество его мало, и на 500°C , когда происходит амфиболитизация. Поведение кварца противоположно поведению $K_{\text{пш}}$.

В отличие от гранита в гранодиорите шире набор железо-магнезиальных минералов, и количество их варьирует от 15 до 22% в зависимости от PT -условий. В «сухих» условиях ($K_{\text{H}_2\text{O}} = 1\%$, $P_{\text{фл}} = 0,5 \cdot P_{\text{общ}}$) в узком интервале $900\text{—}870^{\circ}\text{C}$ сосуществуют два пироксена (см. рис. 28, II, а, б). Более двух третей приходится на ортопироксен, представленный твердым раствором энстатит-ферросилитового ряда. По составу ортопироксен относится к гиперстену, мольная доля Fe изменяется от $0,44$ при 900°C до $0,55$ при 800°C . Моноклинный пироксен диопсид-геденбергитового ряда находится в подчиненном положении (5%). По содержанию геденбергитовой молекулы ($31\text{—}40\%$ в зависимости от T и P) клинопироксен относится к салиту. Салит устойчив в данных условиях в широком PT -диапазоне и лишь с 600°C начинает замещаться моноклиным амфиболом преимущественно тремолитового состава.

В небольшом температурном интервале ($870\text{—}790^{\circ}\text{C}$) в системе устойчив оливин (Fa_{74}) в количестве $1,5$ мас.%. Одновременно с оливином появляется в небольшом количестве высокомагнезиальный биотит с мольной долей магния $0,86$, который образуется за счет гиперстена. Железо при образовании магнезиального биотита в высокотемпературной области при низком парциальном давлении воды связывается в фаялите. Для этой области характерна высокая восстановленность равновесного флюида при летучести кислорода $10^{-14,36}\text{—}10^{-16,86}$ бар.

В этом интервале флюид, равновесный с гранодиоритом, имеет углекислотно-водородно-водный состав (см. рис. 28, в).

Переход в среднетемпературную область ($700\text{—}600^{\circ}\text{C}$) сопровождается исчезновением оливина и гиперстена и повышением стабильности биотита и клинопироксена, количество которых нарастает в системе вплоть до 600°C . Железистость минералов на этом отрезке изменяется очень слабо — у биотита от $0,43$ до $0,48$, у пироксена от $0,33$ до $0,31$. Сумма темноцветов в породе достигает максимума 22% . Наибольшей концентрации биотит достигает при 600°C — $17,6\%$. В его составе флюгопитовый минал играет главную роль — $\text{Флг} > \text{Ан} > \text{Снф} > \text{Ист}$.

Во флюидной части системы на фоне дальнейшего снижения летучести кислорода продолжает уменьшаться парциальное давление H_2 , CO , CO_2 и расти P_i H_2O и CH_4 (см. рис. 28, в). Начиная от 760°C , флюид становится метан-водородно-водным. Ряд фугитивностей и P_i следующий: $\text{H}_2\text{O} > \text{H}_2 > \text{CH}_4 > \text{CO}_2 > \text{CO} > \text{C}_2\text{H}_6$. Общая масса флюида в процессе охлаждения уменьшается в 2 раза, а масса CH_4 возрастает в 50 раз. Содержание H_2 уменьшается в 8 раз, а мольное количество H_2O — в $2,28$ ра-

за на фоне возрастания парциального давления $P_{\text{H}_2\text{O}}$ с 420 бар при 900°C и до 460 бар при 600°C и 1 кбар $P_{\text{общ}}$. При температуре 900°C вся вода (1,16%) сконцентрирована во флюиде (слюды в системе не образуются). При 600°C во флюиде остается всего 0,5 мас.% H_2O , а 0,66% связывается в слюдах. Таким образом, при кристаллизации гранодиоритов с повышенным содержанием Fe и Mg возможности для формирования постмагматических флюидных систем самые минимальные.

Сохранение флюида в интрузиве до низких температур приводит к дальнейшим изменениям как твердой, так и флюидной части системы. При $T = 570^\circ\text{C}$ происходят выравнивание парциальных давлений H_2 и CH_4 , а затем и превышение P_{CH_4} над $P_{\text{H}_2\text{O}}$ (см. рис. 28, в). Флюид по содержанию главных компонентов становится водородно-метаново-водным: $\text{H}_2\text{O} > \text{CH}_4 > \text{H}_2 > \text{CO}_2 > \text{N}_2 > \text{NH}_3 > \text{CO} > \text{C}_2\text{H}_6$. С этого момента в нем начинает возрастать масса H_2O , $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и $f_{\text{H}_2\text{O}}$. Парциальное давление H_2O при 500°C составляет 470 бар при $P_{\text{фл}} = 500$ бар. Параллельно в твердой части системы начинаются значительные изменения. Кальциевый клинопироксен (салит) и магнезиальный биотит частично замещаются моноклинным амфиболом, сложенным твердым раствором 10 компонентов, 95% из которых составляет тремолит. При 500°C количество амфибола достигает 8%, пироксена — 0,4, а биотита — 14% против 17,6% при 600°C. В связи с этой перестройкой происходит высвобождение дополнительного количества H_2O , что ведет к дальнейшему повышению $P_{\text{H}_2\text{O}}$. В составе биотита происходят значительные изменения. Железистость его достигает 0,71%, а определяющим компонентом становится аннит: $\text{An} > \text{Сдф} > \text{Флг} > \text{Ист}$.

В парагенезисе с кальциевым амфиболом устойчив высокожелезистый биотит. Таким образом, линия моновариантного равновесия моноклинного Са-Mg амфибола (тремолита) одновременно является линией стабильности биотита 50%-ной железистости в гранодиоритовой системе в условиях пониженного давления флюида и, в частности, воды (см. рис. 28, б).

Все сказанное относится к системе с общим давлением 1 кбар. Повышение общего давления на 1 кбар (а $P_{\text{фл}}$ на 0,5 кбар соответственно) смещает линии моновариантных равновесий оливина (Фа_{74}) и ортопироксена примерно на 20—25°C в высокотемпературную область. Рост давления до 3 кбар не влияет на положение линии Би_{50} — Амф, которая далее отклоняется в низкотемпературную область, поле стабильности тремолита сужается. По сути дела, температура 570°C характеризует постмагматический этап в данной системе, а Би_{71} и Амф_{Са-Мг} являются первыми постмагматическими минералами.

Повышение давления флюида до уровня общего давления ($P_{\text{фл}} = P_{\text{общ}}$) при одинаковой концентрации компонентов и массы флюида смещает положение всех линий моновариантных равновесий в высокотемпературную область примерно на 60° (см. рис. 28, I, а, б). Набор минералов и газов в системе остается прежним. Но смена парагенезисов при охлаждении системы происходит при более высокой температуре. В интервале 900—500°C парагенезисы сменяются неоднократно: $\text{Срх} - \text{Орх} - \text{Ол} - \text{Би}_{\text{Mg}}$; $\text{Срх} - \text{Орх} - \text{Би}_{\text{Mg}}$; $\text{Срх} - \text{Би}_{\text{Mg}}$; $\text{Срх} - \text{Би}_{\text{Fe}} - \text{Амф}$. Во флюидной части системы состав $\text{CO}_2 - \text{H}_2 - \text{H}_2\text{O}$ заменяется $\text{CH}_4 - \text{H}_2 - \text{H}_2\text{O}$ и $\text{H}_2 - \text{CH}_4 - \text{H}_2\text{O}$. Температура качественной перестройки флюида также выше на 60°, чем в предыдущем варианте (см. рис. 28, II). Рост $P_{\text{фл}}$ ($P_{\text{H}_2\text{O}}$) сужает поле стабильности оливина, пироксена и расширяет — биотита и амфибола.

Пироксен практически не устойчив в данной системе и присутствует в незначительных количествах (до 0,17%). Клинопироксен (салит), напротив, устойчив во всем изученном TP -диапазоне. Оливин состава Фа_{52} стабилен лишь при $P_{\text{общ}} = 1$ кбар и $T = 900 - 800^\circ\text{C}$, но количество его намного

выше — 6%. Биотит в этой системе присутствует в несколько меньшем количестве (14,9%), но во всем интервале. Железистость его также возрастает от 0,14 до 0,71 при 1 кбар и от 0,42 до 0,49 при 5 кбар. Линия мовариантного равновесия Bi_{50} от 1 до 3 кбар совпадает с линией устойчивости Маг—Илм и Амф (Трем). Выше 3 кбар поле стабильности тремолита сужается (излом на рис. 28, б). По сравнению с предыдущим вариантом поле стабильности Са-амфибола и Bi_{Fe} значительно расширяется, особенно в области 3 кбар до 700°C в условиях повышения флюидного давления до $P_{фл} = P_{общ}$. Изменения во флюиде аналогичны таковым в вышеописанном варианте. Температура изменений во флюиде соответствует T аналогичных изменений в твердой части системы.

Дальнейшее повышение P_{H_2O} за счет увеличения ее концентрации до 3 мас. % не отражается на качественном составе системы гранодиорит — флюид. Положение равновесных линий на рис. 28, III повторяет рис. 28, I для системы с 1% H_2O и $P_{фл} = P_{H_2O}$. Изменения касаются лишь оливина ($Фa_{54}$), масса которого уменьшается до 3,9% при 900°C; в системе при 5 кбар появляется новый минерал — мусковит — в следовых количествах. В остальном изменений не обнаруживается (см. рис. 28, III, б).

Во флюиде вода резко преобладает над другими газами. Так же происходит трехкратная смена состава флюида: $H_2O > H_2 > CO_2 > CH_4 > CO$; $H_2O > H_2 > CH_4 > CO_2 > CO$ и $H_2O > CH_4 > H_2 > CO_2 > CO$ при 5 кбар и четырехкратная при 1 кбар. Существенное различие состоит в том, что температуры качественного изменения флюида и твердой части не совпадают между собой и отличаются от системы с 1% H_2O на 150°C, со смещением в низкотемпературную область. Таким образом, при высокой концентрации H_2O во флюиде, когда P_{H_2O} достигает 0,95 и более от $P_{фл} = P_{общ}$, роль остальных компонентов флюида при минералообразовании в системе ничтожна, и ими можно пренебречь. Давление флюида в этом случае практически можно отождествлять с P_{H_2O} . В данном варианте $P_{H_2O} = 4943$ бар при $P_{общ} = 5000$ бар и $T = 500^\circ C$ максимальное и $P_{H_2O} = 940$ бар при $P_{общ} = 1000$ бар и $T = 900^\circ C$ минимальное.

Отсутствие изменений в модельных гранодиоритовых системах с 1 и 3% H_2O при $P_{фл} = P_{общ}$, по-видимому, свидетельствует о том, что концентрация H_2O (K_{H_2O}), равная 1 вес.%, является оптимальной для гранодиорита данного химического состава. Следовательно, повышенная концентрация H_2O в гранодиорите (более 1%) не противоречит природным условиям. Повышение $K_{H_2O}(P_{H_2O})$ должно способствовать более полной дифференциации при становлении массивов, а пониженное давление флюида (или $K_{фл}$) — препятствовать дифференциации, развитию постамагматических процессов. При образовании в условиях пониженного флюидного давления в породе возможна сохранность высокотемпературных ликвидусных минералов или их реликтов (оливин, пироксены). Низкая концентрация H_2O или ранняя дегазация интрузива являются тормозом в развитии послемагматических процессов.

Известные определения PT -условий кристаллизации гранодиоритовой магмы по геотермометру Л. Л. Перчука дают температуру конечной кристаллизации 750—760 [Флеров, Колосков, 1976], 850—805°C и $P_{общ} = 700$ —750 бар [Kilinc, 1979]. На основании данного исследования конечную температуру кристаллизации кыринского гранодиорита можно ограничить 700°C при содержании H_2O 1—3%.

ФЛЮИДНО-ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ

Флюидный режим гранитообразования нами рассматривался ранее [Летников и др., 1981]. Мы акцентировали внимание на ряде важнейших особенностей этого природного явления, сформировавшего в итоге зем-

ную кору. Здесь же мы сравниваем в возрастной последовательности архейские, протерозойские и более молодые разности гранитоидов.

Отметим следующие моменты: 1) для всех архейских пород любого состава типично однообразное низкое отношение N/C , равное 8. Это подчеркивает генетическое родство флюидных систем, под действием которых формировалась ранняя архейская кора; 2) по мере повышения зрелости архейской коры уменьшалась степень восстановленности флюидов ($K_{вос}$ от гипербазитов до гранитов снизился от 0,66 до 0,26 и продолжал снижаться в протерозое с одновременным возрастанием доли H_2O во флюиде).

До сих пор нами не рассматривались граниты-рапакиви. По данным Л. П. Свириденко [1968], Салминский массив (Питкяранта), сложенный верхнепротерозойскими гранитами-рапакиви, резко вытянут вдоль глубинного разлома, служащего тектоническим швом для Восточно-Финляндских синклинойной и антиклинойной зон.

Массив сложного строения: образован в результате пятикратного внедрения магмы гранита-рапакиви: 1 — выборгит, 2 — равномерно-зернистый гранит, 3 — питерлит, 4 — неравномерно-зернистый гранит, участками порфириовидный, 5 — крупноовоидный порфириовидный гранит с мелкозернистой основной массой. Внедрение гранитов-рапакиви сопровождалось жилами аплита и пегматита. За пределами массива наблюдаются единичные дайки генетически связанного с гранитами-рапакиви кварцевого порфира.

Граниты состоят из калишпата (ортоклаза, 47—60%), плагиоклаза (3,5—20%), кварца (25—40%), биотита и амфибола (3,5—7%). Взаимоотношения минералов в гранитах сложные (из-за наличия нескольких генераций минералов и реакционных взаимоотношений между калишпатом и плагиоклазами). Граниты I, III и V фаз овоидные, биотит-роговообманковые, II, IV — безовоидные, существенно биотитовые.

Для гранитов-рапакиви характерно относительное постоянство химического состава. Различие в содержании породообразующих окислов не превышает десятых долей процента. Лишь выборгит (I фаза) выделяется несколько повышенной основностью. Фазам свойственно примерно двухкратное преобладание калия над натрием.

Выборгиты и питерлиты оказывают на вмещающие породы в основном термальное воздействие, метасоматические изменения пород незначительны. С последующими фазами связан более интенсивный метасоматоз, развившийся в выносе калия и кремнезема во вмещающие породы (биотит-мусковит-кордиеритовые роговики).

Железистость темноцветных минералов максимальная. Роговая обманка относится по составу к феррогастингситу, железистость биотита изменяется от 88 до 99%. Встречаются также фаялит и пироксен (геденбергит). Из аксессуарных существенными являются высокотитанистый магнетит (до 1400 г/т), ильменит, апатит, флюорит, циркон и гематит.

Глубина формирования массива ориентировочно 2—3,5 км. Температура начала кристаллизации овоидных гранитов 800—900°C (по биотиту), безовоидных 900—1000°C (по Л. П. Свириденко) в условиях «сухости магмы». Первый этап кристаллизации — фаялит, геденбергит, андезит; следующий — магнетит + кварц, ортоклаз (до 665°C); ниже 665°C — аннит + альбит, замещающий ортоклаз. Фугитивность кислорода в процессе кристаллизации изменяется от 10^{-5} — 10^{-8} до 10^{-18} (при 665°C).

Флюидный состав гранитов-рапакиви также довольно однообразен, как и химический. В табл. 11 представлены средние составы флюида по фазам внедрения (по образцам Л. П. Свириденко). Обращает на себя внимание равномерное распределение флюидных компонентов в кварцевых порфирах и гранитах первых трех фаз. Содержания H_2O варьируют от 5 до 7,4 мл/г; CO_2 — от 0,15 до 0,50; CO — 0,02—0,04; H_2 — от 0,1 до 0,5. В кварцевых порфирах эти интервалы еще более сужены.

Флюидная характеристика гранитов-рапакиви Салминского плутона (Северное При-
ладожье), мл/г

Фаза, порода	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	H/C	Σ _{фл}	K _{вос}	X _{CO₂}
I, выборгит (7)	6,1	0,37	0,02	0,01	0,31	34	6,8	0,05	0,06
II, равномерно-зернистый биотитовый гранит (11)	5,8	0,29	0,03	Не обн.	0,21	38	6,3	0,04	0,05
III, питерлит (9)	6,3	0,43	0,03	0,004	0,29	29	7,04	0,05	0,06
IV, неравномерно-зернистый гранит (12)	5,9	0,18	0,03	Не обн.	0,12	57	6,23	0,025	0,03
V, крупнозернистый гранит-рапакиви с мелкозернистой основной массой (9)	5,1	0,37	0,01	»	0,21	28	5,7	0,04	0,07
Кварцевые порфиры (5)	6,8	0,35	0,02	»	0,21	28	7,36	0,03	0,05
Литий-фтористые граниты (11)	0,7	0,04	0,01	»	0,11	32	0,86	0,16	0,06

Примечание. В скобках дано количество проб.

Для неравномерно-зернистых гранитов IV фазы и крупноовоидных гранитов с мелкозернистой основной массой характерно более неравномерное распределение флюидных компонентов по площади. При среднем содержании воды 5,92 и 5,12 мл/г дисперсия достигает значительных размеров: в гранитах IV фазы — 2,5—10,2 мл/г и V — 3,3—8. Углекислота, водород и окись углерода фиксируются в тех же пределах, что и в первых трех фазах. По-видимому, условия образования двух последних фаз гранитов отражаются главным образом на распределении в пробах H₂O.

Обращает на себя внимание высокая окисленность флюида во всех фазах. Коэффициент восстановленности изменяется от 0,01 до 0,1 и в среднем составляет 0,04—0,05. Создается впечатление, что состав флюида в гранитах отдельных фаз сивелирован. Не наблюдается закономерного изменения количества флюида, роста окисленности от первых фаз к завершающим, отсутствует флюидная дифференциация. Улавливаются лишь небольшие различия, выражающиеся в несколько большем содержании всех газов в овоидных гранитах и кварцевых порфирах (чем в безовоидных) и в более высокой мольной доле газов группы углерода (CO₂, CO, CH₄) во флюиде — $X_{CO_2} = \frac{CO_2 + CO + CH_4}{\Sigma_{фл}}$. X_{CO₂} в овоидных гранитах равен 0,06—0,07, в безовоидных — 0,03—0,05, т. е. содержание углерода во флюиде овоидных гранитов превышает среднее значение для нормальных гранитов (0,03—0,05). Во флюиде гранитов II и IV фаз повышается роль H₂O—H/C = 38—57 (в I, III и V фазах H/C = 28—34), а мольная доля воды X_{H₂O} возрастает от 0,89 в овоидных гранитах до 0,95 в безовоидных.

На основании флюидных анализов гранитов-рапакиви и физико-химических исследований на ЭВМ мультисистемы гранит — флюид можно ориентировочно наметить температуру их кристаллизации.

Для овоидных гранитов T_{кр} = 900—950°C, концентрация H₂O составляла 1—0,5 вес. % при фугитивности O₂, равной 10^{-12,5}—10⁻¹³ по кварц-магнетит-фаялитовому буферу. Устойчивость фаялита и геденбергита в присутствии избыточного кремнезема при данной T и f_{O₂} возможна в условиях невысокого P_{общ} (до 1—2 кбар) и низкого P_{фл} (вплоть до 800°C при P_{общ} = 1 кбар и P_{фл} = 0,5 P_{общ}). Это классический пример варианта P_{фл} < P_{общ} с низким P_{H₂O}, когда на ликвидусе образуются же-

Флюидная характеристика породообразующих минералов гранитов-рапакиви Салминского плутона, мл/г

Фаза	Минерал	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	Σфл	K _{вос}	H/C	X _{CO₂}
I	Кпш	0,58	0,15	Не обн.	Не обн.	0,09	0,82	0,12	9	0,18
	Кв	0,28	0,06	»	»	0,09	0,43	0,26	12	0,14
	Пл	2,25	0,14	0,03	»	0,05	2,47	0,03	27	0,07
	Амф	2,59	0,06	0,06	0,01	6,13	8,82	2,3	230	0,01
II	Кпш	1,25	0,21	0,05	Сл.	0,09	1,61	0,10	10	0,16
	Кв	0,71	0,10	Не обн.	Не обн.	0,04	0,85	0,05	15	0,11
	Пл	2,38	0,09	0,07	Сл.	0,09	2,63	0,06	29	0,06
	Би	26,4	0,45	0,08	0,02	6,7	33,65	0,25	140	0,016
III	Кпш	1,13	0,17	0,04	Сл.	0,09	1,34	0,03	11	0,15
	Кв	1,55	0,06	0,02	»	Сл.	1,63	0,05	38	0,05
	Пл	3,03	0,13	0,04	Не обн.	0,05	3,25	0,03	36	0,05
	Би	41,4	0,61	0,08	0,01	5,20	47,3	0,13	133	0,014
IV	Кпш	1,00	0,04	0,04	Сл.	0,14	1,22	0,17	28	0,07
	Кв	0,70	0,04	Не обн.	Не обн.	0,09	0,83	0,12	40	0,05
	Пл	2,59	0,10	0,03	»	0,14	2,86	0,06	42	0,04
	Би	33,0	2,22	0,20	0,01	3,70	39,13	0,09	30	0,06
V	Кпш	1,21	0,15	0,06	0,02	0,09	1,53	0,13	11	0,15
	Пл	0,47	0,08	Не обн.	Не обн.	0,09	0,64	0,16	14	0,12
	Кв	0,24	0,02	»	»	0,09	0,35	0,35	33	0,06

лезосодержащие безводные силикаты, а на солидусе — биотит или амфибол.

Для безовоидных существенно биотитовых гранитов II и IV фаз установлена более значительная роль воды: $P_{H_2O} \approx P_{фл}$ при сохранении условия $P_{фл} < P_{общ}$ и $P_{фл} \geq 0,5 \cdot P_{общ}$. То есть PT -условия кристаллизации этих гранитов идентичны условиям овоидных гранитов, разница состоит лишь в парциальном давлении $H_2O - P_{H_2O}$. Увеличение P_{H_2O} способствует образованию биотита повышенной железистости, росту его концентрации. Исходя из данных определения железистости биотитов, можно заключить, что P_{H_2O} достигало наибольшего значения при кристаллизации равномерно-зернистых гранитов II фазы, а биотит был солидусным минералом. Железистость Би в них имеет предельное значение — 93% по химическому анализу гранита, 96—97 — по химическому анализу биотита и 97—100% по показателям преломления. Вмещающие породы на контакте с этими гранитами подвержены наибольшему метасоматическим изменениям. Процесс кристаллизации равномерно-зернистого гранита протекал в интервале 900—650°C.

Порядок внедрения отдельных фаз гранитов и кристаллизации минералов, установленный Л. П. Свириденко, очень наглядно подтверждается данными флюидного анализа породообразующих минералов в табл. 12. Всем фазам гранитов свойственно уменьшение мольной доли CO_2 во флюиде и увеличение X_{H_2O} от минералов ранней кристаллизации (калишпат) к поздним (амфибол, биотит). В выборгитах X_{CO_2} изменяется от 0,18 в Кпш до 0,01 в Амф, а отношение H/C — от 9 до 230. Изменение этих характеристик в гранитах II—V фаз происходит в тех же пределах. Если исходить из положения о закономерном эволюционировании флюида

при кристаллизации, то по данным табл. 12 (H/C и X_{CO_2}) устанавливается следующий порядок кристаллизации. В выборгитах I фазы—Кпш—Кв—Пл—Амф; в равномерно-зернистых гранитах II фазы и крупноовоидных гранитах V фазы этот порядок сохраняется. В питерлитах III фазы кварц и плагиоклаз по отношению H/C и $X_{CO_2} = 0,05$ идентичны, что может свидетельствовать о совместной их кристаллизации. В неравномерно-зернистых гранитах IV фазы (безовоидных) все породообразующие минералы имеют очень близкие характеристики C/H (28—40) и X_{CO_2} (0,04—0,07), что свидетельствует о быстрой кристаллизации данных гранитов в узком PT -интервале. Этим гранитам свойственны частая фациальная изменчивость и более значительные вариации флюидного состава.

Характерно, что плагиоклаз в гранитах I и II фаз, кварц и плагиоклаз III и IV, кварц — V имеют флюидные характеристики $K_{вос}$, C/H и X_{CO_2} , полностью тождественные средним флюидным характеристикам гранитов, из которых они выделены. По-видимому, эти минералы кристаллизовались во всем температурном интервале становления данной интрузивной фазы.

В целом флюидный режим верхнепротерозойских гранитов-рапакиви значительно отличается от режима древних архейских гранитоидов Шарьжалгая. Для них характерны более высокое содержание воды и пониженное водорода, углекислоты, окиси углерода, в 3—4 раза более низкий $K_{вос}$ флюида. Отмечается возрастающая роль воды при гранитообразовании в верхнем протерозое; H/C изменяется от 8 в архейских до 28—38 в протерозойских гранитах, а X_{CO_2} снижается от 0,20 до 0,06—0,07. Установленное ранее изменение стиля эндогенных процессов [Летников, 1982а] на рубеже архея и протерозоя находит свое подтверждение при изучении гранитов-рапакиви Салминского плутона, в которых фиксируется существенно углекислотно-водный состав флюида. Однако унаследованность флюидного режима от архея в протерозойских гранитах еще просматривается в виде несколько повышенной мольной доли X_{CO_2} (в среднем до 0,07) и продолжающегося уменьшения этого показателя в процессе гранитообразования.

Учитывая высокие содержания Fe в ранних фазах плутона (выборгиты 4,86% $FeO + Fe_2O_3$), можно полагать, что выплавление гранитоидных магм с последующей кристаллизацией всего Салминского массива происходило в зоне глубинного разлома под воздействием водно-водородного флюидного потока, когда значительная часть H_2 за счет взаимодействия с Fe_2O_3 перешла в H_2O . В пользу такого предположения говорят факты постоянного соотношения для всех гранитов, когда $FeO > Fe_2O_3$ и когда очень высокое содержание H_2O во флюиде.

Палеозойские гранитоиды Кокчетавской глыбы изучались нами совместно с А. М. Федорищевым, Центрального и Восточного Казахстана — с А. Н. Леонтьевым [Летников и др., 1981].

Гранитоиды Кокчетавской глыбы детально описаны нами ранее [Летников, 1975], поэтому здесь дается их краткая характеристика.

Позднеордовикский комплекс (O_3-S_1) на глыбе представлен гранитоидами боксинского и зерендинского комплексов, которые большей частью развиты в пределах бывших гнейсово-купольных структур. Боксинский комплекс образован гранодиоритами, адамеллитами, кварцевыми диоритами и диоритами. Породы этого комплекса встречаются по периферии гранитных массивов и являются переходной разностью между гнейсами и биотит-роговообманковыми гранитами зерендинского комплекса. В большинстве случаев боксинские гранитоиды тяготеют к выходам метаморфических пород амфиболитовой фаши метаморфизма.

Зерендинский комплекс ($O-S$) объединяет биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и адамеллиты, почти повсеместно калишпа-

тизированные. Зерендинские граниты слагают, как правило, центральные части массивов (Зерендинский, Максинский, Боровской и др.).

Силурийско-девонский комплекс (S—D) объединяет гранитоиды балкашинского, еленовского и орлиногорского комплексов. Балкашинские биотитовые и лейкократовые граниты и аляскиты размещаются исключительно внутри Зерендинского плутона и слагают типичные трещинные интрузивы, активно воздействующие на вмещающие их более древние граниты.

Еленовский комплекс субщелочных гранитоидов представлен граносиенитами, кварцевыми сиенитами и аляскитами с отчетливо выраженной редкометалльной специализацией. Гранитоиды приурочены к срединной зоне активизации и размещаются в породах фации зеленых сланцев.

Орлиногорский комплекс представлен лейкократовыми гранитами и аляскитами и является наиболее рудоносным. Массивы гранитов его приурочены к зонам активизации и размещаются в породах фации зеленых сланцев. К гранитам этого комплекса местами пространственно и генетически тяготеют дайки и небольшие штоки, сложенные онгонитами и магматическими апогранитами.

Наиболее ранние гранитоиды позднеордовикского комплекса (с датировкой 476—401 млн лет) очень незначительно отличаются от вмещающих протерозойских гнейсов [Летников и др., 1981]. В них лишь немного снижено содержание всех газов, а по H/C , X_{CO_2} и $K_{вос}$ они аналогичны метаморфитам. Характер флюидного режима имеет большое сходство с характером протерозойских пород Шарьжалгая ($H/C = 19$, $X_{CO_2} = 0,09$).

Снижение основности гранитоидов в силуре — девоне сопровождается понижением общей флюидонасыщенности и восстановленности в 2—3 раза. Мольная доля CO_2 остается на прежнем уровне — 0,09.

Процессы «омоложения» гранитоидов, проявленные в мезозое, вызваны тепловыми потоками глубинного происхождения. Воздействие тепловых потоков сопровождалось привнесом и перераспределением флюидных и рудных компонентов.

В позднеордовикских гранитоидах, более основных по составу, этот процесс привел к окислению флюида и снижению газосодержания примерно в 1,5 раза. Мольная доля H_2O повышается от 0,6 до 0,8 в «омоложенных» гранитоидах, а мольная доля CO_2 снижается от 0,09 до 0,07.

В более поздних силурийско-девонских гранитах, более кислых по составу, этот процесс имел обратную тенденцию. Произошло небольшое увеличение газонасыщенности и восстановленности, а также мольной доли CO_2 (до 0,12). Характерно, что увеличение щелочности гранитоидов сопровождается повышением мольной доли CO_2 во флюиде (см. табл. 14) и рудоносности. Аляскиты, альбититы, онгониты и колумбитоносные граниты на данной площади, связанные с мезозойской активизацией, образовывались под воздействием глубинных флюидов. Наряду с повышением кремнекислотности и щелочности резко повышается мольная доля CO_2 во флюиде до уровня архейских пород. В колумбитоносных гранитах X_{CO_2} достигает 0,19 (в архейских породах Шарьжалгая $X_{CO_2} = 0,20$), а H/C — 8. Можно предположить, что разломы глубокого заложения служили флюидоподводящими каналами, а редкометалльные граниты зон активизации формировались под воздействием глубинных флюидов, о чем свидетельствует их родство с архейскими гранитоидами по отдельным флюидным характеристикам (X_{CO_2} и H/C).

В позднем палеозое (P) территория Алтая и Казахстана представляла собой ряд обширных глыбовых поднятий, разделенных поясами моласовых и вулканических впадин. По краям последнего остаточного геосинклинального прогиба в осевой части Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы формируется вулканический пояс, а параллельно происходит внедрение гранитоидов нормальной щелочности и тесно связанных с вулканизмом щелочных гранитоидов.

Пермская гранодиорит-гранит-лейкогранитовая серия (гранитоиды нормальной щелочности) широко развита в Северном Прибалхашье. В состав ее входят кокдалинский, калдырминский и акчатауский комплексы [Палеозойский гранитоидный магматизм..., 1981].

Калдырминский гранитовый комплекс объединяет продукты наиболее массовых внедрений. По составу это двуполевошпатовые Би-Амф граниты с содержанием темноцветов до 4%. По химическому составу калдырминские граниты отличаются от нормального гранита повышенным содержанием кремнезема (71,5—75,0%) и щелочей (8,13%), отношением $K_2O/Na_2O = 1,25$.

Акчатауский гранит-аляскитовый комплекс, сформированный двумя самостоятельными фазами, также широко распространен в Северном Прибалхашье. Первая, собственно акчатауская, фаза представлена двуполевошпатовыми крупнозернистыми аляскитовыми гранитами. Моношпатовые более кремнекислые среднезернистые аляскиты и щелочные аляскиты образуют позднеакчатауский ритм.

Гранитоидам акчатауского комплекса свойственны предельно высокие содержания кремнезема, значительное превышение калия над натрием и высокие содержания вольфрама, олова, молибдена, висмута. Газовые составы гранитов калдырминского и акчатауского комплексов из массивов Кент, Арасан, Кызылрай, Бегазы и др. описаны Ф. А. Летниковым и др. [1981].

Обращают на себя внимание низкий уровень газонасыщенности гранитов и высокая степень окисленности флюида, отражающие ультракислый характер гранитов данного ареала и малую глубину образования интрузивов. $K_{\text{вос}}$ флюида изменяется от 0,01 до 0,07. В аляскитах акчатауского и позднеакчатауского комплексов возрастает доля CO_2 до 0,1—0,15, в среднем составляя по фазам 0,07 и 0,10. Повышение роли CO_2 в конечных продуктах гранитообразования снова коррелируется с накоплением W, Mo, Sn, Bi, месторождения которых нередко локализируются в апикальных и надинтрузивных зонах.

В орогенных поясах, окружающих Чингизский мегаблок, на протяжении пермского этапа магматизма формировались интрузивные комплексы специфического сиенит-граносиенит-щелочно-гранитового состава. Рассмотрим данные комплексы на примере сложных полихронных плутонов Акжайляу и Кандыгатай.

Пермский позднепалеозойский (Р) ряд щелочных гранитоидов Восточного Казахстана (Чингиз-Тарбагатай) состоит из четырех интрузивных комплексов. Умеренно кислый салдырминский комплекс (Р) начинается со щелочных габброидов. Его сменяет тлеумбетский комплекс существенно кислых, щелочных по составу темноцветных минералов, гранитоидов. Керегетас-эспинский комплекс объединяет высококислые щелочные гранитоиды. Замыкают ряд ультракислые щелочные аляскиты позднеакчатауского комплекса [Палеозойский гранитоидный магматизм..., 1981; Летников и др., 1981].

В щелочном ряду гранитоидов Восточного Казахстана сохраняется та же тенденция, что и в гранитоидах Центрального Казахстана. От ранних комплексов к поздним происходит убывание общего газосодержания, повышение окисленности флюида во времени и увеличение роли CO_2 в конечных продуктах. То же самое наблюдается и внутри каждого комплекса. Для первых двух комплексов умеренно кислых гранитоидов отмечаются высокая восстановленность флюида ($K_{\text{вос}} = 0,3—0,45$) и довольно постоянное содержание CO_2 во флюиде ($X_{CO_2} = 0,04—0,06$).

Низкие концентрации флюидных компонентов в ультракислых щелочных гранитах и аляскитах керегетас-эспинского и позднеакчатауского комплексов свидетельствуют о малой глубине становления этих массивов. Для них характерны высокие мольная доля CO_2 ($X_{CO_2} = 0,13$) и рудоносность. Повышение щелочности гранитов сопровождается повышением

парциального давления CO_2 во флюиде. Как и в Центральном Казахстане, в гранитоидах с повышением щелочности коррелируется повышение парциального давления CO_2 во флюиде (X_{CO_2}), а с повышением кремнекислотности — снижение степени консервации флюидных компонентов и резкое уменьшение количества водорода и других восстановленных газов. В последних двух комплексах отмечается повышенная концентрация гранитофильных и редких элементов.

В Калба-Нарымской зоне, Рудном и Горном Алтае основу пермской гранодиорит-гранит-лейкогранитовой серии составляют петротипические калбинский и монастырский комплексы, завершает серию редкометалльный лейкогранит-пегматитовый комплекс.

Калбинский комплекс включает три основные фазы и жильные производные. В гранитоидах соблюдается примерно равное соотношение Пл и Кпш. Состав Пл изменяется от № 39—28 в гранодиоритах до № 12 в поздних гранитах. Железистость биотита возрастает от ранних фаз к поздним. В возрастном ряду повышаются содержания редких элементов и олова. Содержание кремнезема меняется от 65,5 до 71,5%, а сумма щелочей — от 7,3 до 7,8%. Граниты сильно пересыщены глиноземом.

Монастырский комплекс также включает три фазы: грубозернистые биотитовые существенно калиевые граниты, среднезернистые порфировидные граниты и лейкограниты и редкометалльные пегматиты. В гранитах всех фаз преобладают щелочные полевые шпаты. Цветные минералы представлены высокожелезистыми биотитом (лепидомелан) и мусковитом. Содержание кремнезема меняется от 69,4 до 75,2%, щелочей — от 8 до 9%. Граниты пересыщены глиноземом, для них характерны преобладание калия над натрием, низкое калий-рубидиевое отношение [Палеозойский гранитоидный магматизм..., 1981]. Типоморфными для гранитов всех фаз являются Li, Rb, Cs, Be, W, Mo, Ta, Nb, Zr.

Параллельно с изменением химического состава гранитоидов в возрастном ряду пермской гранодиорит-гранит-лейкогранитовой серии изменяется состав флюида. Происходят уменьшение общего газосодержания, окисление флюида и, как и в вышеописанных пермских гранитоидах, возрастание мольной доли CO_2 (от 0,04 в гранодиоритах до 0,15 в порфировидных гранитах и пегматитах монастырского комплекса) [Летников и др., 1981]. В гранитах калбинского комплекса X_{CO_2} достигает максимального значения (0,1—0,12) в двуслюдяных и жильных гранитах. С возрастанием кремнекислотности и щелочности согласуются повышение окисленности флюида, повышение мольной доли CO_2 и накопление гранитофильных редких и редкоземельных элементов в завершающих фазах.

Таким образом, между каледонским и герцинским циклами массового гранитоидного магматизма Казахстана и Алтая существует значительное сходство по набору гранитоидных формаций, составу и характеру их локализации. От начала к концу каждого цикла гранитообразования состав ассоциаций эволюционировал в сторону максимального обогащения кремнеземом, щелочами, летучими и редкими элементами.

Сопоставление данных флюидного анализа однотипных этапов каледонского и герцинского циклов выявляет существенные качественные различия. По-видимому, на рубеже карбона — перми произошла смена флюидного режима гранитообразования.

Для раннепалеозойских гранитоидов характерна некоторая унаследованность флюидного режима более ранней эпохи. Выражается это в постоянном увеличении роли воды в гранитах, возрастании окисленности флюида и уменьшении мольной доли углеродных газов (от 0,2—0,1 до 0,02—0,03) на фоне повышения кремнекислотности пород. Этот процесс фиксируется по газовым анализам гранитоидов Центрального и Восточного Казахстана и Алтая. В результате наложения процессов, связанных с мезозойской активизацией, происходило перераспределение щелочей, рудных и летучих компонентов, выразившееся в увеличении мольной доли

CO₂ в «омоложенных» гранитах снова до 0,1 и в повышении концентрации редких и гранитофильных элементов.

Для герцинского гранитоидного магматизма данного региона установлена иная направленность флюидного режима, который рассматривался нами на примере наиболее массового пермского магматизма. В этот период широко распространились также гранитоиды повышенной щелочности. Для данного цикла характерно дальнейшее увеличение роли воды в гранитах, доля которой во флюиде возрастает до 0,8—0,9 в завершающих фазах. Одновременно наряду с увеличением кремнекислотности и щелочности в возрастном ряду наблюдается рост мольной доли CO₂ (X_{CO₂}) во флюиде, типичном для наиболее рудоносных массивов. В щелочных гранитоидах установлена та же закономерность, но с еще более высоким содержанием CO₂.

Иными словами, для данного региона устанавливается одна общая закономерность: редкометалльные серии гранитоидов, завершающие тот или иной цикл гранитоидного магматизма, характеризуются более глубинным типом флюида, что подчеркивает правильность нашей флюидной модели формирования литосферы, излагаемой в данной работе. По сути дела, наглядно подтверждается схема, по которой длительный вынос гранитизирующих флюидов из мантии истощает ее и переводит в литосферу, что позволяет более молодым проникающим зонам достигать неистощенного астеносферного слоя; именно с этими зонами связаны редкометалльные массивы гранитоидов.

Западное Забайкалье в геолого-структурном отношении является частью Байкальской горной области и уникально по масштабам развития кислых магматических пород. Гранитоиды занимают большую часть территории, характеризующейся длительной и сложной геологической историей.

Архейские толщи представлены кристаллическими сланцами и в меньшей мере амфиболитами и гнейсами; протерозойские метаморфические породы — парасланцами, песчаниками, вулканитами. Метаморфизм пород уменьшается от гранулитовой фации в архее до зеленосланцевой в протерозое. В палеозойский период отмечалось массовое гранитообразование, происходившее в три этапа: ранне-, средне- и позднепалеозойский. К раннепалеозойскому относятся гранитоиды баргузинского и джидинского комплексов. Среднепалеозойский объединяет зазинский и дабанский комплексы, а позднепалеозойский — кудунский и бичурский [Палеозойский гранитоидный магматизм..., 1981].

Гранитоидный магматизм раннего палеозоя относится к этапу замыкания каледонской геосинклинали и по масштабам превосходит все этапы.

Баргузинский комплекс сформировался в два этапа. К первому относятся среднезернистые биотит-роговообманковые гранодиориты и адамеллиты. Средний состав: зональный Пл₃₆ — 16—45%, Кпш (решетчатый микроклин) — 28, Кв — 8,5, Би — 6, Рог — 4,6%.

Породы второго этапа слагают главную часть Ангаро-Витимского батолита и представлены двуполевошпатовыми, биотитовыми, часто гнейсовидными гранитами. Состав: Кпш (Ми) — 35—45%, Пл₁₂ — 20—32, Кв — 31—34, Би — 3—7%.

Содержание кремнезема в породах от I ко II фазе возрастает от 64—65 до 72—73%, сумма щелочей постоянна, а количество остальных петрогенных окислов убывает. Концентрирования гранитофильных и редких элементов не зафиксировано [Литвиновский, Занвилевич, 1976]. Закисное железо постоянно преобладает над окисным.

В среднем палеозое уменьшается объем гранитоидного магматизма, представленного гранитами и сиенитами. Основной район развития гранитов зазинского комплекса находится в междуречье Витима и Селенги. Основная разновидность комплекса — полнокристаллические равномерно-зернистые во внутренних частях массивов и неравномерно-зернистые гра-

Флюидная характеристика гранитоидов Западного Забайкалья, мл/г

Порода	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	Σфл	K _{вос}	X _{CO₂}	H/C
<i>Баргузинский комплекс PZ₁(O — S)</i>										
Гранодиориты — адамеллиты (5)	5,5	0,69	0,09	0,008	0,69	Не обн.	6,98	0,14	0,11	15
Граниты двупо- левошпатовые биотитовые гнейсовидные (4)	2,63	0,29	0,08	0,012	0,37	0,005	3,38	0,15	0,12	15
<i>Зазинский комплекс PZ₂(D)</i>										
Граниты I ф. D ₁ (16)	3,0	0,30	0,09	0,005	0,32	Не обн.	3,81	0,12	0,10	17
Граниты II ф. D ₂ (8)	5,71	0,83	0,08	0,007	0,40	0,02	7,05	0,07	0,13	13
<i>Кудунский комплекс P</i>										
Субщелочные сиениты I ф. (4)	3,1	0,20	0,11	0,008	0,72	Не обн.	4,14	0,28	0,08	24
Субщелочные граниты II ф. (7) P ₂ — T ₁	3,0	0,34	0,11	0,007	0,21	»	3,68	0,10	0,13	14
Щелочные граниты P ₂ — T ₁ (6)	1,7	0,36	0,15	0,013	0,24	0,02	2,48	0,19	0,21	8
<i>Эффузивы P₂ — T₁</i>										
Трахиллариты цаган-хунтейской свиты (3)	7,2	0,58	0,12	0,006	0,48	Не обн.	8,39	0,08	0,08	22

Примечание. Анализы выполнены по образцам Б. А. Литвиновского.

ниты в эндоконтактных зонах. Состав: микроклин — пертит или ортоклаз 30—60%, плагиоклаз — олигоклаз — 5—43%, кварц — 23—25, Би — до 3—6%. В гранитах отмечаются высокое содержание кремнезема — 72—76, суммы щелочей — более 8%, низкие содержания кальция, магния и преобладание окисного железа над закисным.

На позднепалеозойском этапе сформировался кудунский (P) комплекс субщелочных гранитов и сиенитов, щелочных гранитов. Сиениты на 80—90% состоят из пертитового ортоклаза и анортклаза с высоким содержанием альбита (до 60—85%). Остальной объем заполняют кварц, альбит и темноцветы (Би, Амф, Пл). Граниты отличаются от сиенитов более высоким содержанием кварца. В химическом отношении яркой особенностью является высокое содержание щелочей в гранитах (9—10), в сиенитах (11—12%) и более высокое кремнезема в гранитах.

Флюидные анализы палеозойских гранитоидов, выполненные по образцам Б. А. Литвиновского, представлены в табл. 13. Для них характерны невысокие концентрации H₂O (от 1,7 в щелочных гранитах до 5,5 в гранодиоритах) и преобладание CO₂ над другими газами. Флюид можно охарактеризовать как углекислотно-водный. По газовому составу P гранитоиды Западного Забайкалья являются достаточно однородными образованиями, вариации составов между представителями одной фазы незначительные. По флюидным характеристикам гранитоиды баргузинского и зазинского комплексов сопоставимы с палеозойскими гранитоидами Кочетавской глыбы (S — D). Для этих регионов палеозойского гранитообразования характерен высокий углеродный фон (X_{CO₂} = 0,11 — 0,12). В гранитах зазинского комплекса углеродный фон остается на прежнем уровне — X_{CO₂} = 0,10—0,13, возрастает окисленность флюида (K_{вос} = 0,07—0,12), количество H₂O достигает 80% в гранитах II фазы.

Завершает палеозойский — раннемезозойский магматизм кудунский комплекс малоглубинных субщелочных гранитов, сиенитов и щелочных гранитов. От I фазы к III снижается общее газосодержание в породах (от 4 до 2,5 мл/г пробы) и повышается концентрация CO_2 . Мольная доля CO_2 в субщелочных сиенитах снижается по сравнению с предыдущими комплексами до 0,08, а затем возрастает до 0,13 в гранитах и достигает максимума (0,21) в щелочных гранитах. В гранитах зафиксированы повышенные содержания молибдена и слабо повышенные вольфрама, но концентрирования элементов не происходит. По классификации Л. В. Таусона [1977] кудунские гранитоиды относятся к типу палингенных гранитов щелочного ряда.

Эволюция палеозойского гранитоидного магматизма происходила по следующим направлениям: 1) уменьшение масштабов магматизма от ранних фаз к поздним; 2) смена тоналит-гранодиоритовой батолитовой формации (PZ_1) на граносиенит-гранитовую (PZ_2) и субщелочную — щелочную (PZ_3); 3) по мере смены типов гранитоидов увеличиваются содержание щелочей и роль CO_2 во флюиде.

Позднемезозойский этап в Западном Забайкалье представлен гипабиссальными интрузиями рудоносного гуджирского комплекса (J_3). В составе комплекса объединяются биотитовые лейкограниты, двуслюдяные граниты и гранит-порфиры. Наиболее распространены субщелочные лейкограниты. По классификации А. Н. Заварицкого они относятся к классу пересыщенных кремнеземом, богатых щелочами. Пересыщения алюминием не наблюдается. Сумма щелочей больше 8%. В лейкогранитах широко развиты процессы грейзенизации, а вмещающие породы в экзоконтактах массивов подвержены щелочному метасоматозу. С интрузиями связано молибденитовое, молибденит-вольфрамитовое и вольфрамитовое оруденение.

В результате флюидного анализа гранитов из гуджирских интрузий Джидинского района (Первомайский, Джидотский, Малоойногорский и др. массивы) установлено, что в биотитовых гранитах и лейкогранитах I фазы произошло резкое снижение доли CO_2 во флюиде — до $X_{\text{CO}_2} = 0,04$, т. е. в 2—3 раза по сравнению с граносиенитами кудунского комплекса. На передний план после H_2O выступает сероводород. Рудоносные гранит-порфиры II фазы резко отличаются от I повышенным содержанием H_2O и очень высоким CO_2 . Мольная доля CO_2 возрастает до 0,29. Во внутрирудных дайках гранит-порфирового состава X_{CO_2} повышается до еще больших значений — 0,39. Очень высокий углеродный фон прослеживается и в пострудных дайках сиенит-диоритового состава — $X_{\text{CO}_2} = 0,19$. Сквозным признаком для всех фаз являются высокая степень окисленности флюида и повышенные концентрации сероводорода, а рудный этап выделяется резким повышением роли углекислоты. В результате грейзенизации происходит связывание воды в мусковите. Мольная доля CO_2 во флюиде грейзенизированных гранитов снижается до 0,008 при фоновом содержании CO_2 (0,13 мл/г) в граните.

В мезозое центр активного гранитоидного магматизма перемещается в Центральное и Восточное Забайкалье. Флюидный режим наиболее распространенных даурского, кыринского, борщовочного и кукульбейского комплексов подробно изложен ранее [Летников и др., 1981]. Направленная эволюция гранитоидного магматизма, как и в других регионах, выражается в смене средних гранитоидов начального этапа кислыми, ультракислыми или субщелочными гранитами заключительного этапа. На рис. 29 изображены вариационные диаграммы содержаний главных петрогенных окислов и основных флюидных компонентов в гранитоидах даурского и кыринского комплексов в зависимости от содержания в породе кремнезема. Породы этих комплексов представляют непрерывный ряд с закономерным убыванием оснований. Сумма щелочей возрастает в ос-

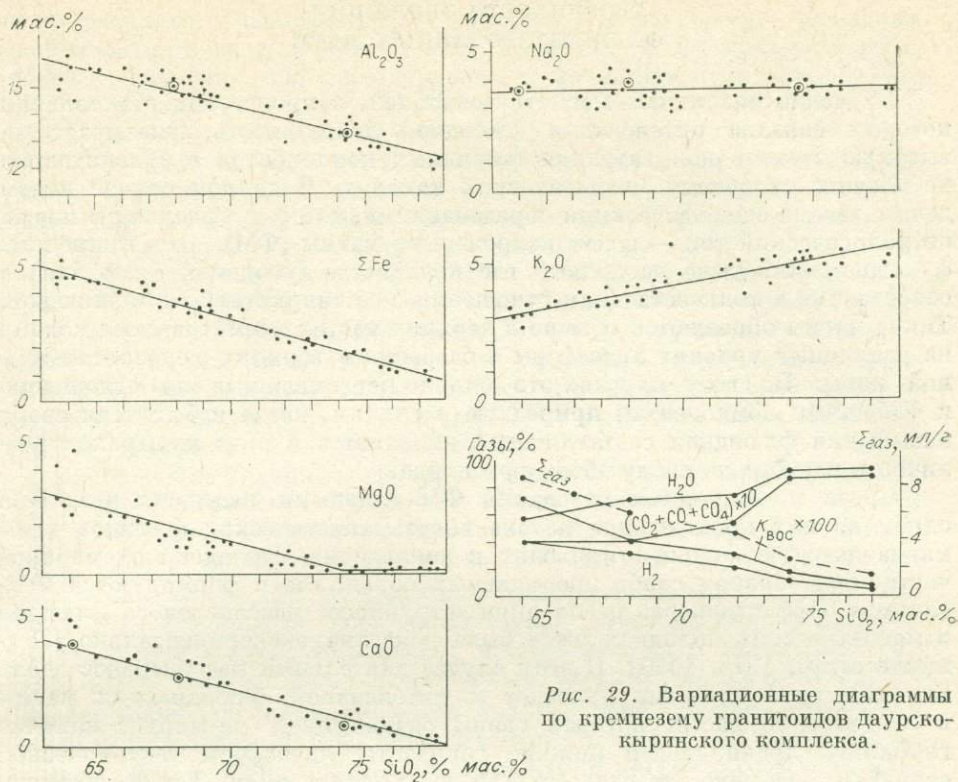


Рис. 29. Вариационные диаграммы по кремнезему гранитоидов даурско-кыринского комплекса.

новном за счет привноса калия. Общий объем газов и воды в породе, а также коэффициент восстановленности флюида имеют прямую корреляцию с содержанием окислов железа, кальция, магния и обратную с кремнеземом и щелочами. В этом же направлении происходит качественное изменение флюида. Количество воды во флюиде возрастает с 40% в диоритах до 95% в мусковитовых гранитах, водород с водой имеет обратную зависимость (см. табл. 19). Количество углерода (газов группы углерода) не зависит от соотношения воды и водорода в породе. Мольная доля углерода X_{CO_2} во всех гранитоидах мезозойского цикла Забайкалья удерживается на постоянном уровне, вероятно минимальном для гранитов — 0,03—0,05. Повышение X_{CO_2} наблюдается лишь в пегматитах кыринского и борщовочного комплексов с бедной касситеритовой и редкометалльной минерализацией — 0,15—0,19.

Гранитоиды рудоносного кукульбейского комплекса по количеству и составу флюида имеют большое сходство с гранитами борщовочного комплекса.

Безрудные фации биотитовых двуслюдяных и мусковитовых гранитов по содержанию углерода ($X_{CO_2} = 0,05$) характерны для мезозойских гранитов Забайкалья. Высокое содержание CO_2 установлено в гранит-граносиенит-порфирах Соктуйского массива ($X_{CO_2} = 0,15$), в редкометалльных пегматитах ($X_{CO_2} = 0,29$) и в наиболее поздних амазонитовых (литий-фтористых) гранитах ($X_{CO_2} = 0,09$). С уменьшением глубины становления массивов уменьшается степень консервации газов и воды в породах. Приповерхностные штоки литий-фтористых гранитов являются наименее газонасыщенными.

Во всей истории гранитообразования от архея до кайнозоя мезозойские гранитоиды площадного типа формировались при минимальном участии соединений углерода.

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ФЛЮИДИЗИРОВАННЫХ МАГМ

Изучение различных магматических тел, с процессами становления которых связана интенсивная флюидная деятельность, указывает на высокую степень концентрации флюидных компонентов в сравнительно небольших по объему магматических камерах. В данном случае имеем дело с весьма специфическими образованиями, которые выделяем в новый петрологический тип — флюидизированные магмы (ФМ). Это природные флюидно-силикатные расплавы, где количество флюидной фазы близко сопоставимо в количественном отношении с ее силикатной составляющей. Такие магмы образуются обычно в верхних частях магматических колонн на различных уровнях литосферы и особенно в верхних горизонтах земной коры. Во всех случаях это сильно пересыщенные по отношению к флюидным компонентам природные расплавы, когда избыточная сверхнасыщения флюидная составляющая выделяется в виде пузырьков различного размера по всему объему расплава.

Среди механизмов образования ФМ главными являются два. При одном из них прохождение потока сквозьмагматических флюидов через магматическую колонну приводит к накоплению флюидов в ее головной части, под экраном слабо проницаемых пород, где и формируются ФМ-системы. Эффективность реализации «струйного» массопереноса флюидов в магматических колоннах нами была доказана экспериментально [Летников и др., 1978, 1980]. В этом случае длительный массоперенос вдоль магматической колонны приведет к интенсивной флюидизации магмы в ее головной части, которая своим размещением фиксирует наличие глубинной дренирующей нижние горизонты литосферы тектонической структуры. Обычно это разломы или зоны активизации. Такой механизм наиболее универсален и эффективен. Если массоперенос флюида в пузырьках по восстанию магматической колонны лимитируется многими факторами, а главным образом большой вязкостью находившегося под давлением расплава, то обилие в объеме расплава щелевидных полостей, содержащих флюид и сливающихся в единую проводящую систему, резко повышает флюидопроводность всей магматической колонны в целом. Более детально механизм был нами рассмотрен ранее. Флюидизации верхней части магматической колонны способствует разница в давлении в нижних и верхних ее сечениях, что помогает «выдавливанию» флюидной фазы по вектору градиента снижения общего давления.

Второй механизм может реализоваться за счет отжимания флюидной фазы фронтом кристаллизующегося расплава, с незначительной концентрацией флюидсодержащих минералов (слюд, амфиболов, карбонатов, фторидов и т. д.) на фронте кристаллизации.

Этот механизм впервые был предложен А. Е. Ферсманом для объяснения условий образования пегматитов и позднее использован Ф. А. Летниковым [1975] при изучении причин перерывов в кристаллизации магматических расплавов и проявления нескольких «фаз» магматической деятельности в пределах одного магматического тела. Если этот процесс протекает в масштабах литосферы, то перед фронтом кристаллизации, продвигающимся вглубь, будет отжиматься флюидная фаза, которая обогащает остаточный расплав, тормозит его дальнейшую кристаллизацию и флюидизирует его. Если такой механизм реален, то, как указывалось выше, он ответствен за образование астеносферного слоя в основании литосферы, где в локальных объемах могут существовать флюидизированные магмы. В пользу такого предположения говорят факты исключительно высокой степени флюидизации кимберлитовых и карбонатитовых магм. Кроме того, образование ФМ возможно в результате пересыщения расплава за счет явлений полимеризации и связанного с ней гель-эффекта или при спонтанной кристаллизации бесфлюидных фаз и флюидизации оста-

точного расплава. Поскольку ФМ пересыщены в отношении флюидных компонентов, то последние обычно выделяются в виде пузырьков. В соответствии с уравнением Лапласа давление во флюидном пузырьке обратно пропорционально его радиусу. Поэтому для глубинных ФМ характерны мелкие пузырьки, относительно равномерно распределенные по его объему. Подъем такой магмы в верхние горизонты литосферы приводит к деформации пузырьков, их слиянию в щелевидные флюидные полости, которые при снижении общего давления вновь трансформируются во флюидные пузырьки уже значительно большего размера.

Особый интерес представляют ФМ в близповерхностных условиях, где они обычно венчают протяженные магматические колонны. До сих пор считалось, что при снятии части давления происходит дегазация магматических расплавов. Подобное явление имеет место лишь при извержении вулканов, когда градиент давлений в магматическом очаге и на поверхности земли достигает 3—4 порядков, а по парциальным давлениям флюидных компонентов — еще больше.

Для проверки механизма дегазации нами был поставлен сравнительно простой эксперимент. Гранитная шихта помещалась в алундовый тигель, а он, в свою очередь, — в автоклав, куда заливалась вода. Заполнение автоклава водой отвечало $P_{H_2O} = 1000$ бар при $T = 840^\circ$ С. Эксперимент продолжался 14,5 ч. Подобные эксперименты, проводимые нами ранее, и изучение шлифов закаленных стекол показали полное расплавление гранитной шихты, насыщенной пузырьками воды различного размера. Это был сильно флюидизированный расплав, в котором $P_{H_2O} = P_{общ}$. В нашем эксперименте после полного расплавления гранитной шихты и ее флюидизации при помощи вентиля в течение 30 с было снижено P_{H_2O} — до 0,2 кбар. После этого выключили нагрев и охладили автоклав проточной водой; произошла закалка стекла. Тигли с гранитным стеклом распиливались вдоль длинной оси, и из стекла изготовлялись шлифы. Было установлено, что в результате сброса давления произошло резкое увеличение объема флюидизированного расплава, его «вспенивание» (рис. 30), где по отношению к первичному объем расплава увеличился в 3 раза. В шлифе хорошо видно равномерное насыщение всего объема закаленного гранитного стекла разными по размеру пузырьками, выполненными водой. Характерно, что пузырьки не обогащают верхнюю часть столбика расплава, и это указывает на большую скорость его вспенивания, намного большую скорости всплывания пузырьков в вертикальном направлении.

По сути дела, экспериментальный образец представляет **высокотемпературную силикатную пену** (ВСП), состоящую из пузырьков флюида, разделенных пленками силикатного расплава, образующего непрерывный каркас. Структура таких систем определяется соотношением флюидной и расплавной фаз. Теория и практика образования и разрушения пен рассмотрена В. К. Тихомировым [1983], им также исследованы и силикатные пены. Из теории следует, что структурно-механические свойства и равновесное состояние ФМ определяются из уравнения Дерягина, по которому ФМ можно рассматривать как упруговязкие тела, для которых модуль упругости в первую очередь зависит от T и P . Реологические свойства ФМ в значительной мере зависят от размеров пузырьков, магмы с меньшим размером пузырьков (при прочих равных условиях) обладают большей структурно-механической прочностью. Хотя ФМ являются агрегативно неустойчивыми системами, но высокие прочность и вязкость силикатного расплава, образующего их каркас, препятствуют коагуляции пузырьков и обособлению флюидной составляющей. Места стыков пленок утолщены и носят название каналов плато Гиббса. Они представляют собой взаимосвязанную систему и пронизывают весь каркас ВСП, являясь эффективными путями массопереноса. Обычно эти утолщен-

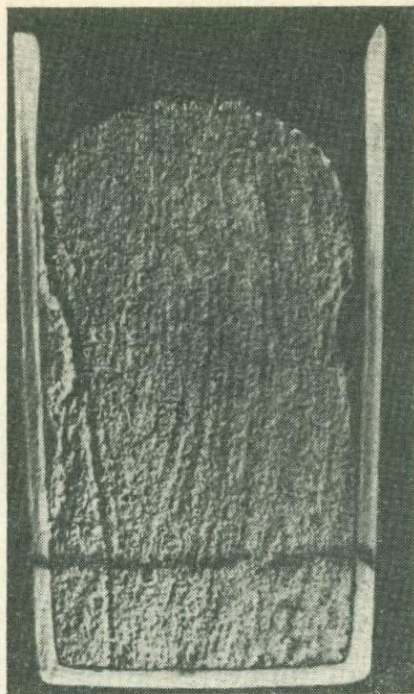


Рис. 30. Увеличение объема флюидизированного расплава при сбросе давления (исходный объем расплава обозначен горизонтальной черной полоской).

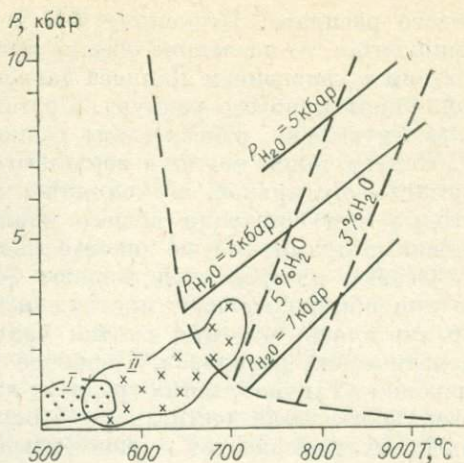


Рис. 31. Сравнительная P T -диаграмма для гранитоидов.

I — редкометалльные; II — лейкократовые биотитовые граниты.

ные участки — центры кристаллизации. Под действием разности давлений в пленках ВСП происходят капиллярные явления: переход флюидной фазы из пленки в пузырьки и диффузия флюидных компонентов между пузырьками.

Если ВСП находится под давлением, то при кристаллизации ее первоначальная структура уничтожается и сохраняется при кристаллизации ее в спокойной тектонической обстановке (миароловые граниты), когда происходит отжимание флюидной фазы в локальные участки системы. Последние затем фиксируются как шпировые пегматиты или орбикулярные выделения в гранитоидах. Иногда это пятнистые проявления грейзенизации или же, как указывалось выше, миаролы в лейкократовых гранитах. Таков, вероятно, механизм образования лейкократовых шпир и пегматитов основного состава в расслоенных базит-гипербазитовых телах. При движении ФМ пузырьки обычно уплощаются с образованием флюидной структуры. Наиболее характерная черта ФМ — их отличие от обычных силикатных расплавов по целому ряду физико-химических свойств. Типична способность переохлаждаться значительно ниже T ликвидуса соответствующего водонасыщенного расплава, слагающего его силикатную матрицу. Так, при изучении редкометалльных гранитов, характеризующихся интенсивным проявлением метасоматической и гидротермальной деятельности в них самих и во вмещающих породах, что указывает на высокую степень флюидизации исходного расплава, устанавливались очень низкие T кристаллизации, значительно ниже минимальных значений, полученных экспериментально [Летников, 1975; Коваленко, Коваленко, 1976]. Первоначально это объяснялось нами как следствие несовершенства двухполюшпатового геотермометра, по которому определялась T , влияния F и других минерализаторов и т. д. Но если рассматривать эти магмы как ВСП, то тем самым мы находим подтверждающие развиваемому здесь тезису об особых путях эволюции этих своеобразных систем. На рис. 31 приведены результаты сравнения P и T для лейкократовых гранитоидов Кокчетавской глыбы и редкометалльных гранитов с аномально проявленной флюидной деятельностью. Однако следует

отметить, что и в лейкократовых гранитах (аляскитах, граносиенитах) также широко проявлена флюидная активность, но она выражена менее интенсивно. Судя по полученным на основании двухполюшпатового геотермобарометра значениям, именно редкометалльные граниты характеризуются минимальными значениями температур, нетипичными для магматических расплавов. Отличительная черта эволюции ФМ — сопряженность во времени и в пространстве нескольких этапов минералообразования: магматического, метаматматического, аутометасоматического и собственно флюидного, что в итоге создает пеструю картину формирования породы. Ввиду конвергентности признаков без детальных исследований трудно выделить ассоциации какого-то из этапов минералообразования. Так, в редкометалльных гранитах Кокчетавской глыбы выделяется по 3—4 генерации Кшп, Аб, Кв и Мус даже в «типично магматических» гранитоидах. На основании газовых хроматографических анализов выделяются две полярные разновидности ФМ: восстановленные флюиды (главным образом основные, ультраосновные и иногда щелочные расплавы) и окисленные, свойственные большей части гранитоидов. Одна из характерных черт эволюции магм с восстановленными флюидами — обилие сульфидов, графита, самородных металлов, карбидов и явление недоокисления многих элементов в решетках силикатов, что фиксируется тонкими физическими методами [Марфунин, 1968]. Так, в подобных системах часто устанавливается совместное нахождение пар $Ti^{3+} - Ti^{4+}$, $Ta^{5+} - Ta^{4+}$, $Nb^{5+} - Nb^{4+}$, $TR^{3+} - TR^{2+}$ и т. д., не говоря уже о наличии самородного Fe и Mn [Нарсеев, Летников, 1969]. В возрастном отношении ФМ с восстановленными флюидами наиболее характерны для раннеархейского этапа развития Земли, а в фанерозое локализованы главным образом на уровне астеносферного слоя под континентальными блоками, откуда по глубинным разломам они иногда проникали в земную кору. Как и для всех магматических систем, для ФМ весьма характерны явления инверсии флюидного режима кристаллизации [Летников, 1982а].

ВСП в головных частях магматических колонн — концентраторы флюидных, сверхстехиометрических и рудных компонентов. При тектонических подвижках они могут обособляться, образовывать легкоплавные ФМ и быть источником собственно гидротермальных растворов. Поскольку теплопроводность ВСП намного меньше соответствующих ему расплавов, то образование фронта ВСП в головной части магматической колонны резко снижает потерю тепла во вмещающих породах. Это способствует длительному существованию магматического очага под таким тепловым экраном из ВСП и даже локальному перегреву магм, в то время как в нижней части магматической колонны расплав может быть раскристаллизован.

Резкое снятие $P_{общ}$ в ВСП приводит к их взрывоподобному разрушению и образованию тонкодисперсного силикатного субстрата во флюидной фазе. Так образуются при извержении вулканов пепловые тучи, в замкнутых пространствах — тонкодисперсные эксплозии, автобрекчии, эруптивные тектониты и т. д. Природа таких «взорванных» тел часто распознается с трудом.

Из сделанного краткого обзора очевидна целесообразность выделения флюидизированных магм, характеризующихся целым рядом особенностей, отличающих их от обычных силикатных расплавов.

ФЛЮИДНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

ОБЗОР ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Накоплено огромное число экспериментальных работ, в которых приведены результаты изучения полей синтеза, разложения и условий равновесия реакций минералообразования. Эти данные являются базой для построения петрогенетических сеток, выделения фаций метаморфизма, вывода геотермобарометров, для согласования термодинамических свойств минералов и связанных с ними веществ. Экспериментальные данные неоднократно становились предметом анализа и обобщения. Но конечная цель обобщения экспериментальной информации может быть различной. С одной стороны, сводка экспериментальных данных по минеральным реакциям на TP -диаграмме в системе представляет собой петрогенетическую сетку и характеризует фации метаморфизма тех или иных пород [Винклер, 1969; Фации..., 1970; и др.]. Другой подход заключается в предварительной термодинамической и математической обработке минеральных равновесий, извлечении всей возможной термодинамической информации, которая может быть использована в дальнейшем как для построения петрогенетических сеток, так и для компьютерного анализа фактического петрологического и геохимического материала. Такой подход получает в последнее время все более широкое распространение [Маракушев, 1968, 1985; Карпов и др., 1971, 1976а, б; Мельник, 1972; Мельник и др., 1984; Никольский, 1978; Дорогокупец, Карпов, 1984; Остапенко и др., 1984; Helgeson et al., 1978; и др.].

Ставя задачу обзора экспериментальных работ по метаморфическим реакциям, нельзя не учесть уже имеющиеся обзоры и термодинамические обобщения. Поэтому мы ограничиваемся только рассмотрением современных экспериментальных исследований и привлекаем в качестве обобщения оптимально согласованные термодинамические данные [Дорогокупец, Карпов, 1984; Дорогокупец и др., 1987], в которых сконцентрирована и обобщена имеющаяся экспериментальная информация.

На рис. 32, а представлены линии равновесия метаморфических реакций в TP (P_{H_2O})-координатах, построенные по указанным термодинамическим данным и дополняющие их экспериментальные определения последних лет. Приведены реакции в системе $SiO_2-Al_2O_3-CaO-Na_2O-K_2O-H_2O$, которые можно привлечь для характеристики метаморфизма пелитовых пород, но только в самом первом приближении. На рис. 32, б дан набор экспериментально и термодинамически изученных минеральных равновесий в базитовых породах, а также реакций, характеризующих низкотемпературные фации метаморфизма. Метаморфические реакции с участием железосодержащих минералов практически не рассматриваются, поскольку термодинамический анализ этих равновесий требует дополнительной проработки и обобщения.

Перечень рассмотренных реакций и ссылки на экспериментальные работы, которые легли в основу первичного термодинамического анализа и согласования термодинамических свойств минералов, приведены в табл. 14. Те реакции, для которых отсутствует литературный источник, экспериментальными методами не изучались и построены на основании топологического и термодинамического анализа имеющихся экспериментальных данных. Номера реакций на рис. 32, а, б и в табл. 14 совпадают, необходимый комментарий приведен в тексте.

Линии равновесия реакций 1 и 2 ограничивают поле устойчивости α -кварца и рассчитаны с использованием уравнения Мурнагана [Доро-

Уравнения реакций в пелитовой и базитовой системах

№	Реакция	Источник
1	2	3
1	α -кварц = β -кварц	См. текст
2	α -кварц = коэсит	»
3	Кианит = андалузит	»
4	Кианит = силлиманит	»
5	Андалузит = силлиманит	»
6	Каолинит + 2 кварц = пирофиллит + H_2O	Hemley et al., 1980
6НК	Та же	Hurst, Kunkle, 1985
7	2 каолинит = пирофиллит + диаспор + $2H_2O$	Жариков и др., 1972; Hemley et al., 1980
8	Каолинит = 2 диаспор + 2 кварц + H_2O	Тот же
9	Пирофиллит + 6 диаспор = 4 андалузит (кианит) + $4H_2O$	Haas, Holdaway, 1973
10	Пирофиллит = андалузит (кианит) + 3 кварц + H_2O	Haas, Holdaway, 1973; Hemley et al., 1980
11	2 диаспор + кварц = кианит + H_2O	Тот же
12	Пирофиллит = 2 диаспор + 2 кварц	»
13	2 диаспор = корунд + H_2O	Haas, 1972; Voigt et al., 1977; Matsushima et al., 1967
14	Пирофиллит = корунд + 4 кварц + H_2O	Chatterjee et al., 1984
15	Маргарит + кварц = анортит + $Al_2SiO_5 + H_2O$	Storre, Nitsch, 1974; Nitsch et al., 1981
16	Маргарит = анортит + корунд + H_2O	Storre, Nitsch, 1974; Chatterjee, 1974
17	2 цоизит + 2 кианит = маргарит + 3 анортит	Тот же
18	4 маргарит + 3 кварц = 2 цоизит + 5 кианит + $3H_2O$	Jenkins, 1984
19	4 маргарит = 2 цоизит + 2 кианит + 3 корунд + $3H_2O$	Chatterjee et al., 1984
20	5 лавсонит = 2 цоизит + маргарит + 2 кварц + $8H_2O$	Nitsch, 1973
21	2 цоизит + кианит + кварц = 4 анортит + H_2O	Newton, Kennedy, 1963; Chatterjee et al., 1984; Goldsmith, 1981
22	2 цоизит + 2 кианит = 4 анортит + корунд + H_2O	Тот же
23	2 цоизит + кварц = 5 анортит + гроссуляр + H_2O	Newton, 1966; Boettcher, 1970; Ackermann, Karl, 1972; Chatterjee et al., 1984
24	6 цоизит = 6 анортит + 2 гроссуляр + корунд + $3H_2O$	Newton, 1965; Boettcher, 1970; Chatterjee et al., 1984
25	Битчулит = геленит + H_2O	Huckenholz et al., 1975; Gupta, Chatterjee, 1978
26	Розенханит = 3 волластонит + H_2O	Chatterjee et al., 1984
27	4 лавсонит = 2 цоизит + кианит + кварц + $7H_2O$	Newton, Kennedy, 1963; Nitsch, 1968; Chatterjee et al., 1984
28	Пренит = анортит + волластонит + H_2O	Liou, 1971b; Chatterjee et al., 1984
29	5 пренит = 2 цоизит + 2 гроссуляр + 3 кварц + $4H_2O$	Chatterjee et al., 1984
29L	5 пренит = 2 цоизит + 2 гроссуляр + 3 кварц + $4H_2O$	Liou, 1971b
30	Гроссуляр + 2 кианит + кварц = 3 анортит	Hays, 1967; Hariya, Kennedy, 1968; Goldsmith, 1980; Дорошев и др., 1976
31	Гроссуляр + кварц = анортит + 2 волластонит	Hays, 1967; Huckenholz et al., 1975; Windom, Boettcher, 1976; Керрик, Гент, 1979
32	Гроссуляр + корунд = анортит + геленит	Boettcher, 1970; Huckenholz et al., 1975
33	2 гроссуляр = анортит + геленит + 3 волластонит	Hays, 1967; Шмулович, 1974; Huckenholz et al., 1975
34	Парагонит + кварц = альбит + $Al_2SiO_5 + H_2O$	Иванов, Гусынин, 1970; Chatterjee, 1972

1	2	3
35	Парагонит = альбит + корунд + H_2O	Тот же
36	Парагонит = жадеит + кианит + H_2O	Holland, 1979
37	Жадеит + кварц = альбит (низ.)	Тот же
38	Жадеит + кварц = альбит (выс.)	Johannes et al., 1971; Holland, 1980; Косьяков, Ишбулатов, 1984
39	Мусковит + кварц = санидин + + $Al_2SiO_5 + H_2O$	Chatterjee, Johannes, 1974
40	Мусковит = санидин + корунд + H_2O	Тот же
41	Арагонит = кальцит	Johannes, Puhan, 1971
42	Волластонит = псевдоволластонит	Essene, 1974; Huang, Wyllie, 1975
43	Волластонит II (мон) = волластонит	Chatterjee et al., 1984
44	Волластонит II (трикл.) = волластонит	Тот же
45	4 лавсонит + альбит = 2 цоизит + парагонит + 2 кварц + $6H_2O$	Heinrich, Althaus, 1980
46	4 лавсонит + жадеит = 2 цоизит + парагонит + кварц + $6H_2O$	Тот же
47	9 тальк + 4 форстерит = 5 антофиллит + $4H_2O$	Greenwood, 1963; Hemley et al., 1977a, b; Chernosky et al., 1985
48	Антофиллит + форстерит = 9 энстатит + H_2O	Тот же
49	Тальк + форстерит = 5 энстатит + H_2O	Greenwood, 1963; Chernosky, 1976; Hemley et al., 1977; Chernosky et al., 1985
50	7 тальк = 3 антофиллит + 4 кварц + $4H_2O$	Greenwood, 1963; Fyfe, 1962; Hemley et al., 1977; Chernoski et al., 1985
51	Антофиллит = 7 энстатит + кварц + H_2O	Тот же
52	Тальк = 3 энстатит + кварц + H_2O	Skippen, 1971; Chernosky, 1976; Hemley et al., 1977; Chernosky et al., 1985
53	Тальк + 4 энстатит = антофиллит	Chernosky et al., 1985
54	Брусит = периклаз + H_2O	Barnes, Ernst, 1963; Yamaoka et al., 1970; Irwing et al., 1977; Schramke et al., 1982; Franz, 1982
55	Хризотил + брусит = 2 форстерит + $3H_2O$	Johannes, 1968; Hemley et al., 1977
56	Антигорит + брусит = 2 форстерит + $3H_2O$	Hemley et al., 1977
57	5 хризотил = 6 форстерит + тальк + $9H_2O$	Evans et al., 1976; Hemley et al., 1977; Chernosky, 1973
58	5 антигорит = 6 форстерит + тальк + $9H_2O$	Hemley et al., 1977
59	Ливардит = 5 клинохлор + 2 тальк + $12H_2O$	Caruso, Chernosky, 1979
60	Клинохлор + 4 корунд + шпинель = $1,5$ сапфирин + $4H_2O$	Seifert, 1974; Ackerman et al., 1975
61	Клинохлор + 2 корунд = пироп + 2 шпинель + $4H_2O$	Ackerman et al., 1975
62	Пироп + 3 шпинель + 2 корунд = $1,5$ сапфирин	Дорошев, Малиновский, 1974; Ackerman et al., 1975
63	Клинохлор + диопсид = анортит + 3 форстерит + $4H_2O$	Yoder, 1966
64	Клинохлор = форстерит + 2 энстатит + шпинель + $4H_2O$	Fawcett, Yoder, 1966; Chernosky, 1974; Staudigel, Schreyer, 1977; Jenkins, 1981
65	2 клинохлор = пироп + 3 форстерит + шпинель + $8H_2O$	Staudigel, Schreyer, 1977
66	Пироп + форстерит = 2 энстатит + шпинель	MacGregor, 1974; Danckwerth, Newton, 1978
67	5 клинохлор = 10 форстерит + 3 шпинель + кордиерит (водн.) + $(20 - n)H_2O$	Chernosky, 1974
68	5 форстерит + кордиерит = 10 энстатит + 2 шпинель	—
69	6 клинохлор + 29 кварц = 8 тальк + 3 кордиерит (водн.) + $(16 - 3n)H_2O$	Chernosky, 1976
70	Флогопит + 3 кварц = 3 энстатит + сапфирин + H_2O	Wones, Dodge, 1977
71	6 мусковит + 2 флогопит + 15 кварц = 8 сапфирин + 3 кордиерит + $8H_2O$	Seifert, 1976

1	2	3
72	Клинохлор + мусковит + 2 кварц = = флогопит + кордиерит + 4H ₂ O	Seifert, 1970
73	2 пироп + 4 силлиманит + 5 кварц = = 3 кордиерит	—
73П	Та же	Перчук и др., 1983
74	2 пироп + 4 силлиманит + 5 кварц + + 3H ₂ O = 3 кордиерит (водн.)	—
74П	Та же	Перчук и др., 1983
75	Ломонит = вайрацит + 2H ₂ O	Liou, 1971a; Juan, Lo, 1971
76	Ломонит = анортит + 2 кварц + 4H ₂ O	Thompson, 1970
77	Ломонит = лавсонит + 2 кварц + + 2H ₂ O	Thompson, 1970; Liou, 1971a; Nitsch, 1968
78	Лавсонит + 2 кварц = вайрацит	Liou, 1971a
79	Вайрацит = анортит + 2 кварц + 2H ₂ O	Liou, 1970
80	Лавсонит = анортит + 2H ₂ O	Crawford, Fyfe, 1965
81	2 анальцим = альбит + нефелин + + 2H ₂ O	Гусынин, 1974; Лихойдов и др., 1976; Liou, 1971c; Kim, Burley, 1980
82	Анальцим + кварц = альбит (низ.) + + H ₂ O	Liou, 1971c; Thompson, 1971
83	Гейландит = ломонит + 3 кварц + + 2H ₂ O	Liou et al., 1985
84	Гейландит = лавсонит + 5 кварц + + 4H ₂ O	Nitsch, 1968
85	Стильбит = ломонит + 3 кварц + + 3H ₂ O	Liou, 1971d
86	Стильбит = вайрацит + 3 кварц + + 5H ₂ O	Juan, Lo, 1973
87	Юговаралит = вайрацит + 2 кварц + + 2H ₂ O	Zeng, Liou, 1982
88	Эпистильбит = вайрацит + 2 кварц + + 3H ₂ O	Lo, 1978
89	Ломонит + пумпеллиит = клиноцоизит + + хлорит + кварц + H ₂ O	Liou et al., 1985
90	Пренит + хлорит + кварц = пумпеллиит + + тремолит + H ₂ O	Тот же
91	Пренит + хлорит + кварц = клиноцоизит + + тремолит + H ₂ O	»
92	Пумпеллиит + хлорит + кварц = клиноцоизит + + тремолит + H ₂ O	Liou et al., 1985; Nitsch, 1970
93	Глаукофан + клиноцоизит + кварц = = хлорит + тремолит + альбит + + H ₂ O	Liou et al., 1985
94	Пумпеллиит + хлорит + кварц = пренит + + энидот + H ₂ O	Nitsch, 1970
95	Пренит + хлорит + H ₂ O = пумпеллиит + + актинолит + кварц	Nitsch, 1970; Hinrichsen, Schürmann, 1969
96	20 пумпеллиит = 16 клиноцоизит + + 16 гроссуляр + 5 амезит + + 14 кварц + 42H ₂ O	Schiffman, Liou, 1980
97	Глаукофан = 2 жадеит + тальк	—
97CG	Та же	Carman, Gilbert, 1982
97K	»	Koons, 1982
98	Глаукофан = альбит + (флогопит — — тальк) _{тв. р-р}	Carman, Gilbert, 1982
99	2 везувиан + 10 кварц = 4 диопсид + + 10 волластонит + 5 анортит + + 4H ₂ O	Олеш, 1978
100	2 везувиан = 4 диопсид + 5 геленит + + 5 волластонит + 4H ₂ O	Тот же
101	Идокраз + 4 кварц = 5 гроссуляр + + 3 диопсид + волластонит + 4H ₂ O	Hochella et al., 1982
102	Тремолит + форстерит = 5 энстатит + + 2 диопсид + H ₂ O	Jenkins, 1983; Skippen, McKinstry, 1985
103	Тремолит = 3 энстатит + 2 диопсид + + кварц + H ₂ O	Boyd, 1959; Hui, Greenwood, 1983
104	2 паргасит = анортит + 2 нефелин + + 3 диопсид + 2 форстерит + шпинель + + 2H ₂ O	Westrich, Holloway, 1981

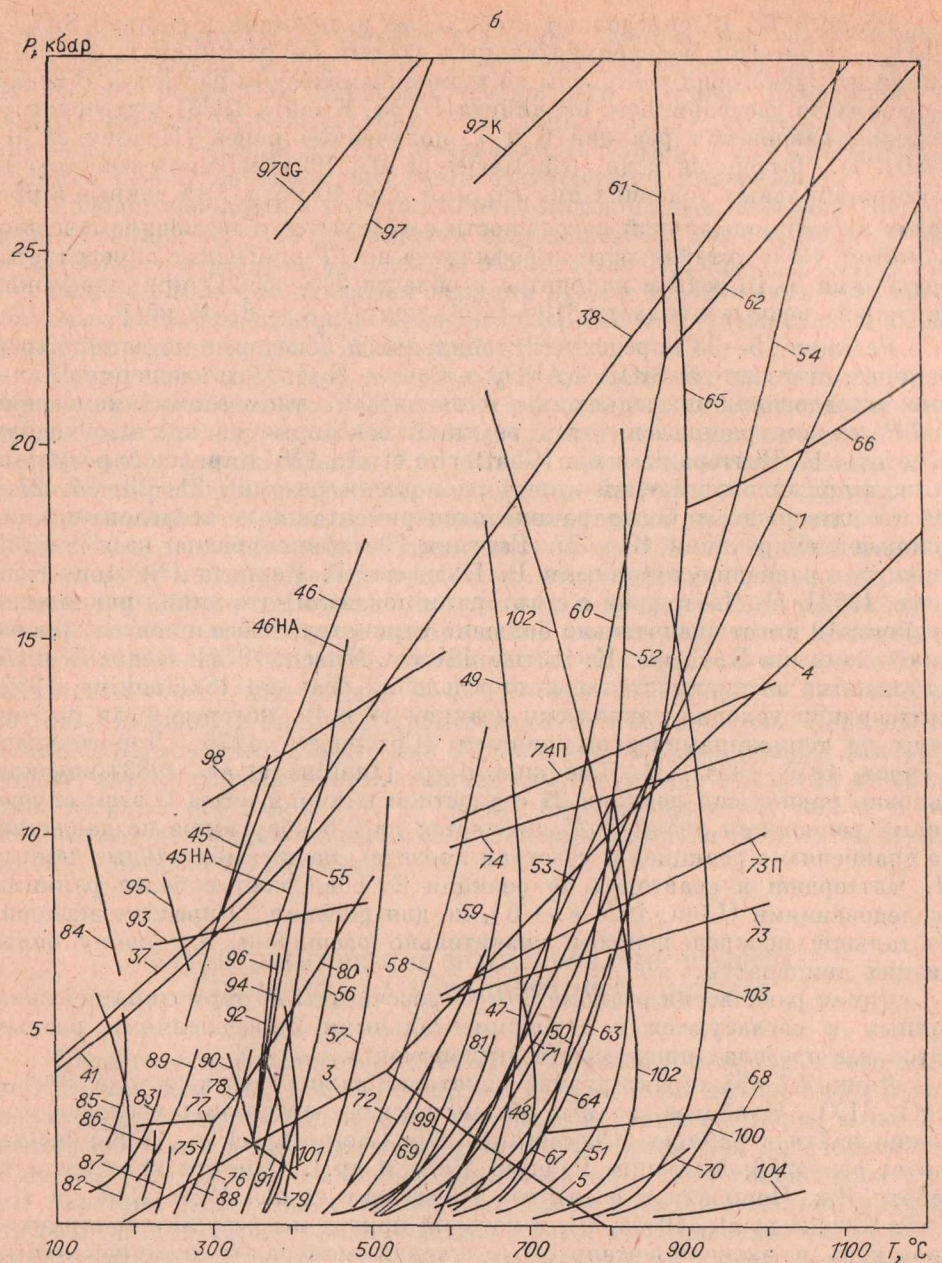
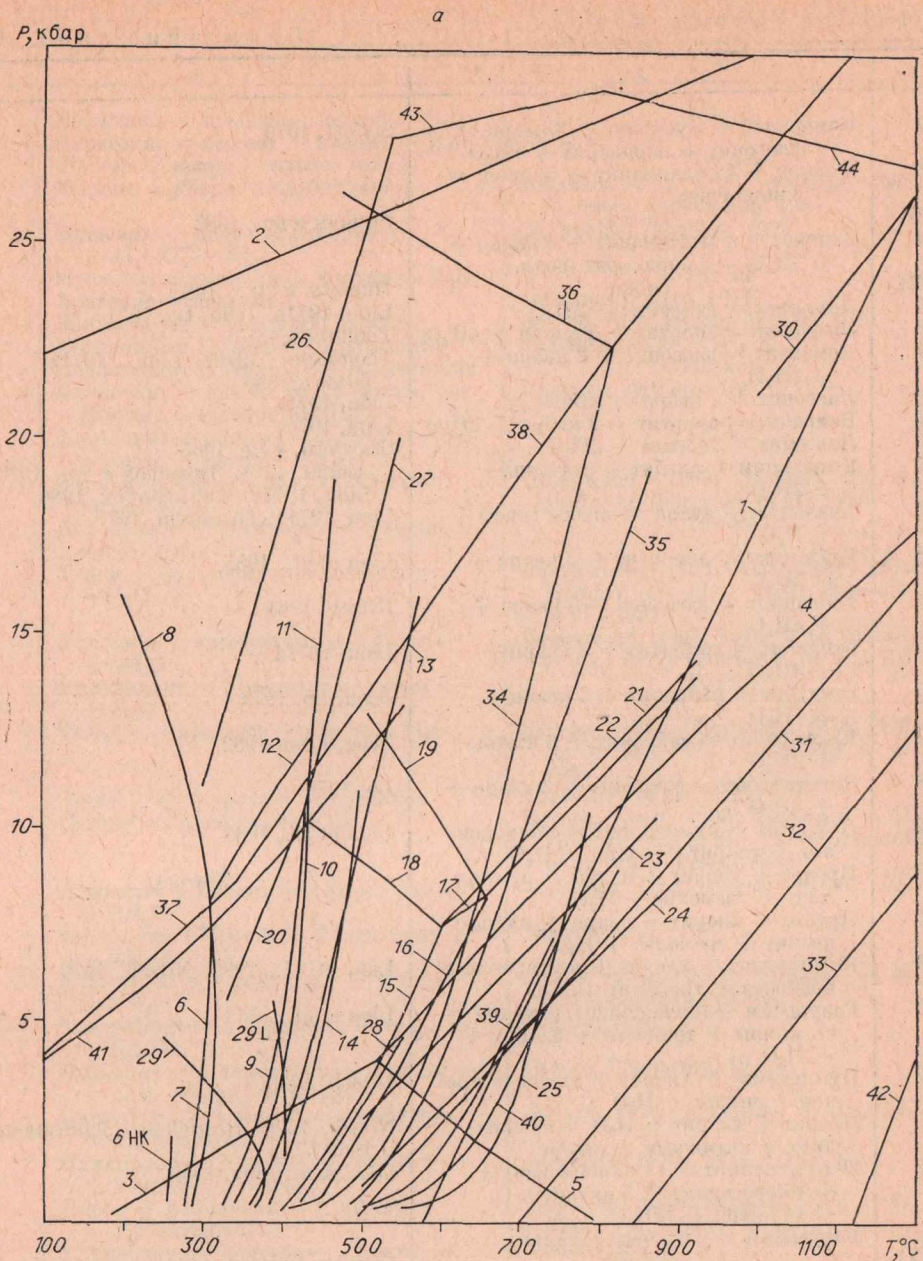


Рис. 32. Линии равновесия некоторых реакций по экспериментальным и термодинамическим данным (см. текст и табл. 19).

а — в системе $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—CaO—Na}_2\text{O—K}_2\text{O—H}_2\text{O}$; б — $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—CaO—MgO—Fe}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O—K}_2\text{O—H}_2\text{O}$.

гокупец и др., 1986]. $\alpha\text{—}\beta$ превращение в кварце, которое относится к λ -переходам, было аппроксимировано фазовым переходом первого рода с параметрами: $\Delta V_{847}^0 = 0,0346$ Дж/бар, $\Delta S_{847}^0 = 1,475$ Дж/(моль·К). Реакция 1 имеет наклон $dP/dT = 42,62$ бар/К, линия равновесия реакции 2 определяется уравнением: $P = 21,36 + 7,65 \cdot 10^{-3} T + 1,232 \cdot 10^{-6} T^2$ (P , кбар; T , °C; 25—1380°C). Линии 1 и 2 согласуются в пределах погрешности с новыми экспериментальными определениями [Mirwald, Massonne, 1980; Bohlen et al., 1982; Косяков, Ишбулатов, 1984], термодинамическими данными [Akaogi Navrotsky, 1984] и с термодинамическим анализом [Nosieni et al., 1985], выполненным по уравнению Пиппарда.

Условия равновесия реакций 3—5, приведенные на рис. 32, а, б являются общепринятыми в термодинамических расчетах и петрологиче-

ском анализе [Holdaway, 1971; Карпов и др., 1976а; Дорогокупец, Карпов, 1982, 1984; Helgeson et al., 1978; Chatterjee et al., 1984; и др.]. Линии равновесия реакций 3—5 построены с учетом новых определений стандартной энтропии андалузита, силлиманита и кианита [Robie, Hemingway, 1984]. Из экспериментальных данных по растворимости полиморфов Al_2SiO_5 в воде Г. Т. Остапенко и др. [1984] рекомендуют TP -диаграмму с тройной точкой $T = 415 \pm 50^\circ\text{C}$ и $P = 3 \pm 1$ кбар, тогда как, по данным П. П. Шамаева и др. [1982], максимальные параметры тройной точки составляют 580°C и 5 кбар.

Реакции 6—13 определяют стабильные равновесия в системе $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$. Нет экспериментальных данных по реакциям 8, 11 и 12, линии их равновесия построены по термодинамическим расчетам. В исследованиях по растворимости каолинита [Hurst, Kunkle, 1985] подтверждены условия равновесия реакций 6 и 7, полученные ранее [Hemley et al., 1980]. Н. Чаттерджи и др. [Chatterjee et al., 1984] изучили реакцию 14 в метастабильных условиях при $P_{\text{H}_2\text{O}}$ от 3 до 10 кбар. Эти данные в пределах экспериментальной погрешности согласуются с термодинамическим расчетом. Поле устойчивости пирофиллита на TP -диаграмме определяется реакциями 6, 10 и 12 и находится в области 275—350°C при невысоких давлениях воды и в области 310—440°C при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 8-12$ кбар.

Реакции 15—33 определяют стабильные и некоторые метастабильные равновесия в системе $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{H}_2\text{O}$. Хотя экспериментальные исследования последних лет и не внесли существенных изменений в TP -условия равновесия этих реакций, некоторые из них необходимо отметить. Н. Чаттерджи и др. [Chatterjee et al., 1984] приводят результаты повторных определений линий равновесия реакций 21, 23, 24, 27—29 и подтверждают более ранние экспериментальные исследования, за исключением реакций 19 и 27. Реакция 29 зафиксирована на 30—40°C ниже по сравнению с данными Р. Ньютона, Г. Кеннеди [Newton, Kennedy, 1963]. Н. Чаттерджи с соавторами показали, что линия равновесия реакции 19 имеет значительно больший отрицательный наклон по сравнению с данными Б. Стора, К. Нитша [Storre, Nitsch, 1974]. Недавно опубликованные экспериментальные определения реакции 18 [Jenkins, 1984] подтвердили условия равновесия реакций 18 и 19, которые были рассчитаны по термодинамическим данным [Chatterjee, 1976; Дорогокупец, Карпов, 1979, 1984]. Д. Дженкинс и др. [Jenkins et al., 1983] изучили условия равновесия реакции 21 с участием клиноциозита. В этом случае линия равновесия реакции 21 смещается на 0,5 кбар выше по давлению по сравнению с реакцией с участием цоизита. Экспериментальные данные Н. Чаттерджи и соавторов по реакции 28 совпадают с более ранними исследованиями [Liou, 1971 a — d], но для реакции 29 пределы экспериментальной неопределенности значительно расширены в сторону более низких температур.

Линии равновесия реакций 30—44 рассчитаны по термодинамическим данным и согласуются с экспериментальными определениями разных авторов в пределах погрешности эксперимента.

Линии 47—58 характеризуют некоторые равновесия в системе $\text{SiO}_2 - \text{MgO} - \text{H}_2\text{O}$. Наиболее полные обзоры экспериментальных исследований можно найти в работах [Chernosky, 1976; Chernosky et al., 1985; Helgeson et al., 1978; Мельник, Радчук, и др.]. Отметим комплексную работу Дж. Черноски и соавторов [Chernosky et al., 1985; Day et al., 1985; Krupka et al., 1985a, b], в которой приведены результаты термохимического и экспериментального изучения минералов и минеральных равновесий и их термодинамического анализа.

Реакции 60—74 определяют поля устойчивости клинохлора, флогопита, пиропа, кордиерита и других минералов в магнезиальной системе. При расчете линий равновесия этих реакций учитывались переменное содержание воды в кордиерите и растворимость Al_2O_3 в энстатите.

Линии равновесия реакций 75—80 построены по термодинамическим расчетам [Дорогокупец, Карпов, 1984], 81—82 приведены по экспериментальным данным. Реакции 83—96 характеризуют минеральные равновесия низких ступеней метаморфизма и нанесены на основании только экспериментальных данных авторов. Согласно Дж. Лиоу и др. [Liou et al., 1985], реакция 83 отмечает начало цеолитовой фации, 89 является граничной при переходе от цеолитовой к пренит-пумпеллиитовой, 90 разделяет пренит-пумпеллиитовую и пумпеллиит-актинолитовую, 91 характеризует переход от пренит-актинолитовой к фации зеленых сланцев, 92 разделяет

фации пумпеллит-актинолитовую и зеленых сланцев, переход от зелено-сланцевой к фации голубых сланцев определяется реакцией 93. В реакциях 89—93 участвуют минералы следующего состава: пумпеллит — $\text{Ca}_4(\text{Al}, \text{Fe})_5\text{MgSi}_6\text{O}_{21}(\text{OH})_7$, хлорит — $(\text{Fe}, \text{Mg})_{6-x}\text{Al}_x(\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x)\text{O}_{10}(\text{OH})_8$, пренит — $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, глаукофан — $\text{Na}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Реакции 89—95 записаны без учета стехиометрии минералов.

Условия равновесия реакции 97 показаны для магнезиального глаукофана. Реакции 99—100 приведены с везувианом состава $\text{Ca}_{0,5}\text{Mg}_2\text{Al}_5\text{Si}_9 \times \text{O}_{35}(\text{OH})_4$, а в реакции 101 идокраз имеет состав $\text{Ca}_{19}\text{Mg}_3\text{Al}_{10}\text{Si}_{18}\text{O}_{69}(\text{OH})_8$.

Реакции 102—103 отражают верхний предел устойчивости тремолита по новым экспериментальным данным, обзор работ по устойчивости амфиболов приведен в сводке [Gilbert et al., 1982].

Представленный обзор минеральных равновесий, моделирующих в первом приближении метаморфические реакции в пелитовых и базитовых породах, не претендует на безусловную полноту и охват всех опубликованных работ в этой области. Его цель — показать соответствие условий равновесия реакций минералообразования, рассчитанных по оптимальным термодинамическим данным, с экспериментальными исследованиями последних лет, т. е. обосновать термодинамическую достоверность физико-химического моделирования процессов метаморфизма пород заданного химического состава. Мы также не преследуем цели создания петрогенетических сеток, хотя в первом приближении линии равновесия реакций на рис. 32 определяют петрогенетические сетки для метапелитов и метабазитов, в условиях $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$ и для минералов идеального химического состава, которые в природе практически не реализуются. Переход на конкретный исходный химический состав с учетом дополняющих факторов (таких, как флюидный режим, наличие или отсутствие буферных ассоциаций, твердых растворов и т. д.) может быть осуществлен только с помощью методов физико-химического моделирования на ЭВМ по программному комплексу «Селектор».

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА МЕТАМОРФИЗМА МЕТАПЕЛИТОВОЙ СИСТЕМЫ

Пелитовые илы вследствие тонкой дисперсности и повышенного водосодержания наиболее полно реагируют на изменение температуры и давления при метаморфизме. Именно это свойство глинистых пород позволяет использовать их в качестве индикаторов P - T -параметров преобразования минерального состава осадочных комплексов. Поэтому главнейшие группы парагенезисов разных химических типов пелитов детально изучены петрологами [Елисеев, 1963; Фации..., 1970; Кориковский, 1976, 1979], построившими петрогенетические сетки, на которых границы смены ассоциаций оконтуривают области изменения температур и давлений, соответствующие фациям метаморфизма. Так, при давлениях, не превышающих 7—8 кбар, выделены [Кориковский, 1976; Котов, 1976], с привлечением более широкого разнообразия пород, поля раннего (50—100°C), позднего (150—200—250°C) катагенеза, метагенеза или пумпеллит-пренитовой (250—350°C), зеленосланцевой (350—460°C) фаций, а также фации эпидотовых (450—550°C), алмандиновых и куммингтонитовых (550—740°C) амфиболитов и гранулитов (более 750°C).

Проведен комплекс расчетов, характеризующий процесс формирования составов и количеств растворов (или флюидной массы), находящихся в равновесии с твердой породой на разных уровнях ее преобразования под влиянием возрастающих температур и давлений. Такое изучение флюидного режима метаморфизма пелитов неразрывно связано с рассмотрением поведения или всей гаммы, или одного рудного компонента.

Для полноты охвата природных ассоциаций путем численного эксперимента воспроизведена последовательная смена минеральных ассоциаций, образующихся на основе первичного субстрата, представленного кремнистым, слабоизвестковистым и карбонатным пелитами в интервале температур 25—900°C и давлений от 0,01 до 7 кбар. Поскольку со сланцевыми толщами связаны метаморфогенные, возможно первично-стратиформные, месторождения золота, поведение этого рудного компонента исследовано в зависимости от изменения условий образования раствора или флюида, находящегося в равновесии с метаморфизирующимся илом. В целях соблюдения принципа подобия численный эксперимент воспроизводил увеличение температуры и давления, близкие к стандартной геоизотерме 30°/км, и уменьшение пористости, если не идентичное, то, по крайней мере, приближающееся к наблюдаемой в естественных породах.

Основным методом исследования является физико-химическое моделирование природных процессов на ЭВМ БЭСМ-6, теоретические и алгоритмические основы которого опубликованы в работах [Карпов и др., 1976а, б; Карпов, 1981; Казьмин и др., 1975]. Все произведенные вычисления сделаны по программному комплексу (ПК) «Селектор — БЭСМ-6», модифицированному Л. А. Казьминым. Конечный результат проведенных математических операций — рассчитанные молекулярные количества сосуществующих твердых фаз (минеральные парагенезисы), находящиеся в равновесии с раствором или флюидом в инвариантных точках с координатами P_i , T_i на кривой в соответствии с параметрами метаморфизма пелитов. Поскольку литификация и дальнейшее преобразование пород сопровождаются их уплотнением, уменьшением пористости и отжатием раствора — флюида, в каждом последующем варианте в области устойчивости жидких растворов количество твердой породы увеличивалось на величину сокращения пористости при сохранении постоянства массы гидротермальной фазы. В закритических условиях была предположена инфильтрация половины количества газов, образующихся при переходе к каждой последующей точке расчета на моновариантной PT -кривой метаморфизма пелитов. В этой области процентное содержание сжимаемой флюидной компоненты неадекватно эффективной пористости, с которой отождествлялось количество несжимаемого жидкого раствора при температурах ниже критических.

Эффективность использования физико-химического моделирования показана на примерах изучения катагенеза и раннего метаморфизма карбонатного ила, при которых происходило перераспределение золота в присутствии хлоридных растворов [Вилор, Казьмин, 1982, 1984]. С помощью ПК «Гиббс» выявлена рудогенерирующая роль сульфатно-карбонатных галогенных формаций по отношению к стратиформным полиметаллическим месторождениям [Крайнов и др., 1984], также проведено геохимическое исследование конвективных геотермальных систем среди толеитовых базальтов в структуре срединно-океанических хребтов [Гринчук и др., 1984] с целью выявления закономерностей формирования растворов, участвующих в образовании медно-колчеданных руд. ПК «Селектор — БЭСМ-6» привлечен к рассмотрению равновесий порода — флюид на стадии средне-высокотемпературного регионального метаморфизма в зональном комплексе Хамар-Дабана [Макрыгина, 1981]. С помощью этого метода исследованы силикатно-углеродистые системы [Гантимуров, 1982] в связи с устойчивостью буферных ассоциаций, включающих железоокисные фазы. Было установлено, что химические составы флюида и породы находятся в сложной взаимосвязи, а комплексы — парагенезисы минеральных фаз — проявляют буферные свойства по отношению к подвижной субстанции, в том числе и контрастного с ними состава.

Геолого-физические условия физико-химического моделирования. Моделирующий расчет охватывает прогрессивный метаморфизм пелитов,

Геолого-физические условия моделирования метapelитовой системы

Глубина, км	Давление		Температура, °С	Метаморфическая фация	Пористость, %	Отношение порода раствор	Номер аппроксимирующей линии на рис. 1	Множитель увеличения массы породы
	тип	величина, бар						
0,1	Гидростатический	10	25	Диагенез	80	1,25	—	—
0,22	Литостатический	30	25	»	60	1,66	1	1,28
1	»	220	50	Катагенез	31,5	3,18	—	—
3,2	»	740	100	»	20	5	—	—
5,1	»	1200	150	»	15	6,666	—	—
6,0	»	1700	200	»	13,5	7,41	—	—
7,3	»	2140	250	Пумпеллит-пренитовая	12	8,39	2	1,33
9,0	»	2600	300	»	9	11	—	—
10,8	»	3000	350	Зеленосланцевая	7	14,39	—	—
12,3	Литостатический	3440	400	»	5	20	3	1,12
15	Литостатический + стресс	4150	460	Эпидотовых амфиболитов, альмандиновых амфиболитов	4,5	22,2	—	—
15	»	4260	500	»	4	25	4	1,4
15	Литостатический + термонапряжение	4700	550	Та же	3	33,333	—	—
15	»	5100	600	»	2	50	5	1,4
15	»	5500	650	»	1	100	—	—
15	»	6120	700	»	<1	>100	—	—
15	Тот же	6250	750	»	1	100	—	—
15	»	6500	800	Гранулитовая	1	100	—	—
15	»	6750	850	»	1	100	—	—
15	»	7000	900	»	1	100	—	—
15	»	7000	950	»	1	100	—	—

включающий диа-, ката-, метакатагенез, низко-, средне- и высокотемпературные преобразования в недрах земной коры. С геотектонической точки зрения минеральный состав морских илов изменяется в толще сланцево-диабазовой формации, накапливающейся в зоне, переходной между эв- и миогеосинклиналью. Погружение пород на глубину 15 км и их метаморфизм происходят в течение ранне- и позднегеосинклинальных стадий [Хаин, Михайлов, 1985]. При постепенном прогибании геотермический градиент сохраняется постоянным и равным 30°/км. Такое изменение температуры с глубиной свойственно бассейнам с высокой скоростью осадконакопления, примером которых является северное побережье Мексиканского залива [Хаин, Михайлов, 1985; Джеффри, 1982]. Глубинные термо-, баро- и порометрические параметры этого региона (табл. 15) использовались при расчете минеральных парагенезисов в метapelитах.

Фаза максимального прогибания с линейным ростом литостатического давления ($\Delta P = 278$ бар/км) сменяется фазой стабилизации погружения и проявлением стресса, под которым понимается дифференциальное напряжение, необходимое для разрушения данной горной породы при данных температуре, литостатическом и флюидном давлениях. Но поскольку в численном эксперименте пространственная ориентировка давления не имеет значения, величина стресса лишь прибавляется к литостатическому давлению. Например, для мраморов такое приращение нагрузки при скорости деформации $n \cdot 10^{-13}$ см·с⁻¹ и $t = 500^\circ\text{C}$, $P_{\text{общ}} = 1-1,5$ кбар составляет 0,11 кбар [Файф и др., 1981].

В позднегеосинклинальный этап эвгеосинклиналь и сопредельные области на ее периферии с некоторым отставанием относительно танген-

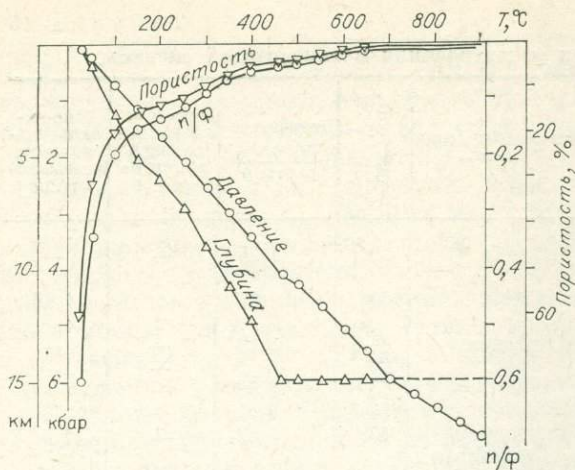


Рис. 33. Геолого-физические условия физико-химического моделирования метapelитовой системы.

циального сжатия охватываются региональным метаморфизмом с выраженной зональностью. Тепловым источником являются термоантиклинали, развитие которых завершается формированием гранитогнейсовых куполов, валов и гранитных батолитов.

На глубине 15 км вследствие реакции пород на кондуктивно-конвективный теплообмен распространяются термонапряжения, составляющие не менее 800 бар на 100° . Таким образом, чтобы создать давление 7 кбар на глубине 15 км при нагреве породы до $900-950^{\circ}\text{C}$ необходимы термонапряжения величиной $8,31-9,35 \text{ бар}^{\circ}$ (см. табл. 15).

Значительные толщии пелитов и алевролитов образуются на шельфах, расположенных на глубинах около 100 м и более [Логвиненко, 1980] ниже уровня моря. Поэтому отложение первичного осадка и начало диагенетических преобразований в нем происходят при давлениях 0,01 кбар и более. Влажность свежееотложенного пелита, достигающая 66—86% [Алехин, Ляхин, 1984], отождествляется с его эффективной пористостью, что соответствует первоначальному отношению порода/раствор (П/Р), равному 1,125. Дальнейшее изменение пористости с возрастом глубины погружения до 12,5 км соответствует порометрической кривой для северного побережья Мексиканского залива [Джеффри, 1982; Файф и др., 1981] (см. табл. 15). До глубины 15 км эта кривая экстраполирована при постоянстве угла наклона. Для кристаллических сланцев и гнейсов величины пористостей, определяющие отношение порода/флюид (п/ф), аналогичны высокометаморфизованным породам Украинского кристаллического щита [Физико-химические основы..., 1985]. В целях упрощения расчета параболическая кривая изменения п/ф в зависимости от глубины, давления и температуры аппроксимирована несколькими прямолинейными отрезками с постоянными углами наклона (рис. 33). Благодаря линейной интерполяции увеличение массы породы рассчитывается путем умножения массы твердых фаз из предыдущего решения на наклон аппроксимирующей линии. Возрастание степени метаморфизма моделируется при постоянстве массы раствора в интервале температур $25-390^{\circ}\text{C}$. При имитации условий от зеленосланцевой до гранулитовой фаций эвакуировалось 50% образующейся флюидной фазы. Система не являлась проточной и «работала» в режиме одностороннего истечения газа.

Объект и исходные физико-химические величины моделирующего расчета. Для численного воспроизведения метapelитовой системы использованы химические составы натуральных илов — кремнисто-глинистого, слабоизвестковистого глинистого и карбонатно-глинистого. Они заимствованы из коллекции Г. Н. Батурина. Силикатный анализ этих пород сделан в Институте земной коры СО АН СССР (г. Иркутск) (табл. 16). Образец кремнисто-глинистого ила (Т-6275-6) представлен светло-серой тонкопластинчатой диатомово-гидрослюдистой глинистой породой. Слабоизвестковистый пелит (448-БАЛТ) — серый гидрослюдистоглинистый карбонатный пылевидный осадок. Образец карбонатно-глинистого ила (1304) сложен зеленовато-серым тонкослоистым глинисто

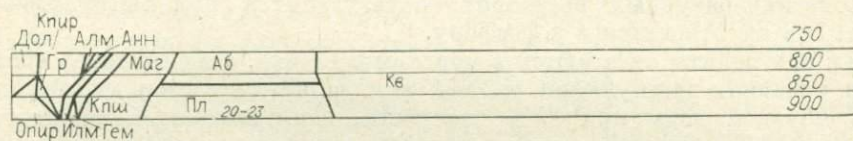
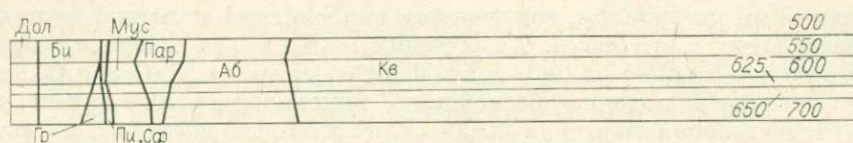
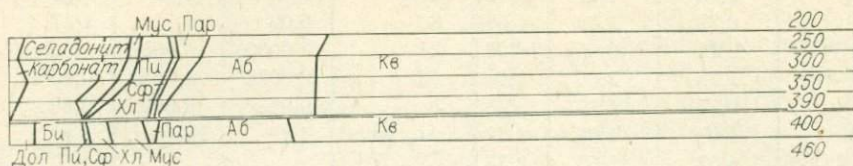
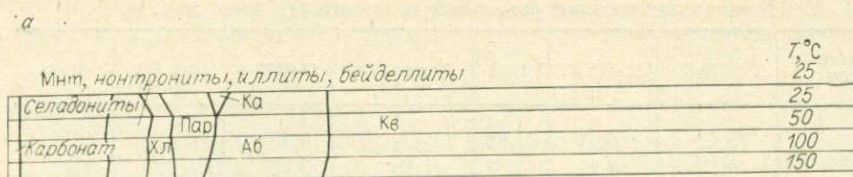
Химические составы современных пелитовых илов, мас. %

Компонент	T-6275-6	448-БАЛТ	1304	Компонент	T-6275-6	448-БАЛТ	1304
SiO ₂	75,49	56,49	45,68	P ₂ O ₅	0,15	0,18	0,16
TiO ₂	0,26	0,74	0,62	H ₂ O ⁻	3,15	1,53	1,73
Al ₂ O ₃	5,94	13,44	12,66	H ₂ O ⁺	5,84	11,11	6,68
Fe ₂ O ₃	2,38	4,91	3,58	CO ₂	0,55	0,88	9,66
FeO	0,29	1,36	1,38	S	0,06	1,70	1,37
MnO	0,14	0,05	0,06	Li	0,0020	0,0057	0,0053
MgO	1,28	2,06	1,98	Rb	0,0025	0,0140	0,0088
CaO	0,81	1,19	9,28	F	0,028	0,040	0,076
Na ₂ O	1,97	1,65	2,52	Au, мг/т	1,1	Не опр.	1,8
K ₂ O	1,07	3,05	2,38				

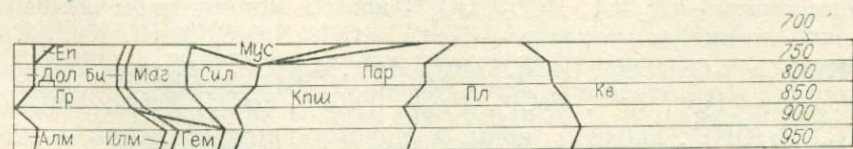
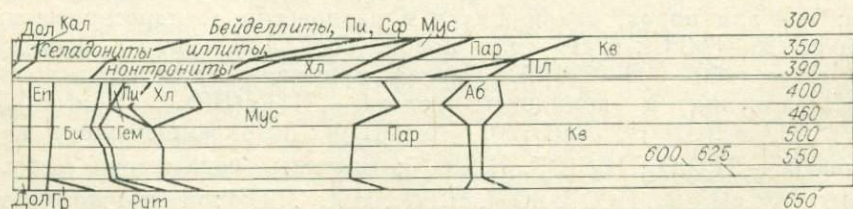
алевролитовым материалом, содержащим карбонатные остатки фораминифер, рассеянных в его массе. Химический состав пелитов пересчитан на атомные количества, но из него исключены содержания MnO и P₂O₅, так как отсутствуют достаточно обоснованные термодинамические характеристики распределения марганца среди силикатных твердых фаз, а также в высокотемпературных растворах, образующихся при метаморфизме осадка. Это же относится и к фосфору.

Так как пелиты отлагаются в морском бассейне, а их диагенез протекает в условиях циркуляции иловых вод, в расчет введен химический состав морской воды при 35% солености, заимствованный из работы Р. Хорна [1972]. Он суммирован с концентрацией кислорода и углекислого газа, насыщающих воду при стандартных условиях, пересчитан на атомные количества и включен в исходный состав моделируемых систем. С целью исследования поведения золота при низкотемпературных преобразованиях и метаморфизме данных пород в расчетах использовано количество этого элемента, равное 0,0001 моль, или 0,0197 г в 1 кг натурального ила, так как обнаруженные весьма низкие концентрации (см. табл. 20) не пригодны для изучения пределов растворения Au в метаморфогенном флюиде. Исходные модельные составы системы пелит + морская вода включают 14 независимых компонентов (см. табл. 21).

В метапелитовой модели использованы две группы зависимых компонентов: I — для пород, находящихся в равновесии с гидротермальным раствором (25—390°C), и II — для пород, сосуществующих с надкритическим газом (400—900—950°C). Первая включала 57 частиц в водной фазе: соединения и комплексы золота — H[Au(HS)₂], [Au(HS)₂]⁻, [AuCl₂]⁻, [AuCl(OH)]⁻, Au(OH)⁰, [Au(OH₂)]⁻; ортокремнекислоту и ее диссоциаты — H₄SiO₄, H₃SiO₄⁻, H₂SiO₄²⁻; частицы, содержащие серу, — H₂S, HS⁻, S²⁻, H₂SO₃, HCO₃⁻, SO₃²⁻, H₂SO₄, HSO₄⁻, SO₄²⁻; угольную кислоту и ее диссоциаты — H₂CO₃, HCO₃⁻, CO₃²⁻; ионы и ионные пары щелочных и щелочно-земельных металлов — Na⁺, NaOH, NaHS, NaCl, K⁺, KOH, KHS, KCl, Ca²⁺, CaHCO₃⁺, CaCl₂, MgCl₂, Mg²⁺, MgHCO₃⁺; частицы, содержащие железо, — Fe²⁺, Fe³⁺, FeCl⁺, FeCl₂, FeCl₂⁺, FeCl₂⁺, FeCl₃, Fe(OH)⁺, Fe(OH)₂, Fe(OH)₂⁺, Fe(HS)⁺; ионы и ионные пары алюминия — Al³⁺, Al(OH)₂⁺, Al(OH)₃, AlCl₃; растворенные газы — H₂, O₂, CH₄ и прочие компоненты — Cl⁻, OH⁻, H⁺, H₂O жидкая. Так как расчет проводился при давлении флюида, больше, чем упругость насыщенных паров воды, газовая фаза отсутствовала. С раствором находились в равновесии кварц, микроклин, тальк, каолинит, монтмориллонит, пренит, пумпеллиит, ломонтит, доломит, графит, пирит, пирротин (FeS_{1,11}), гетит, гематит, магнетит, золото, рутил, ильменит, сфен, твердая соль (NaCl и Na₂CO₃),

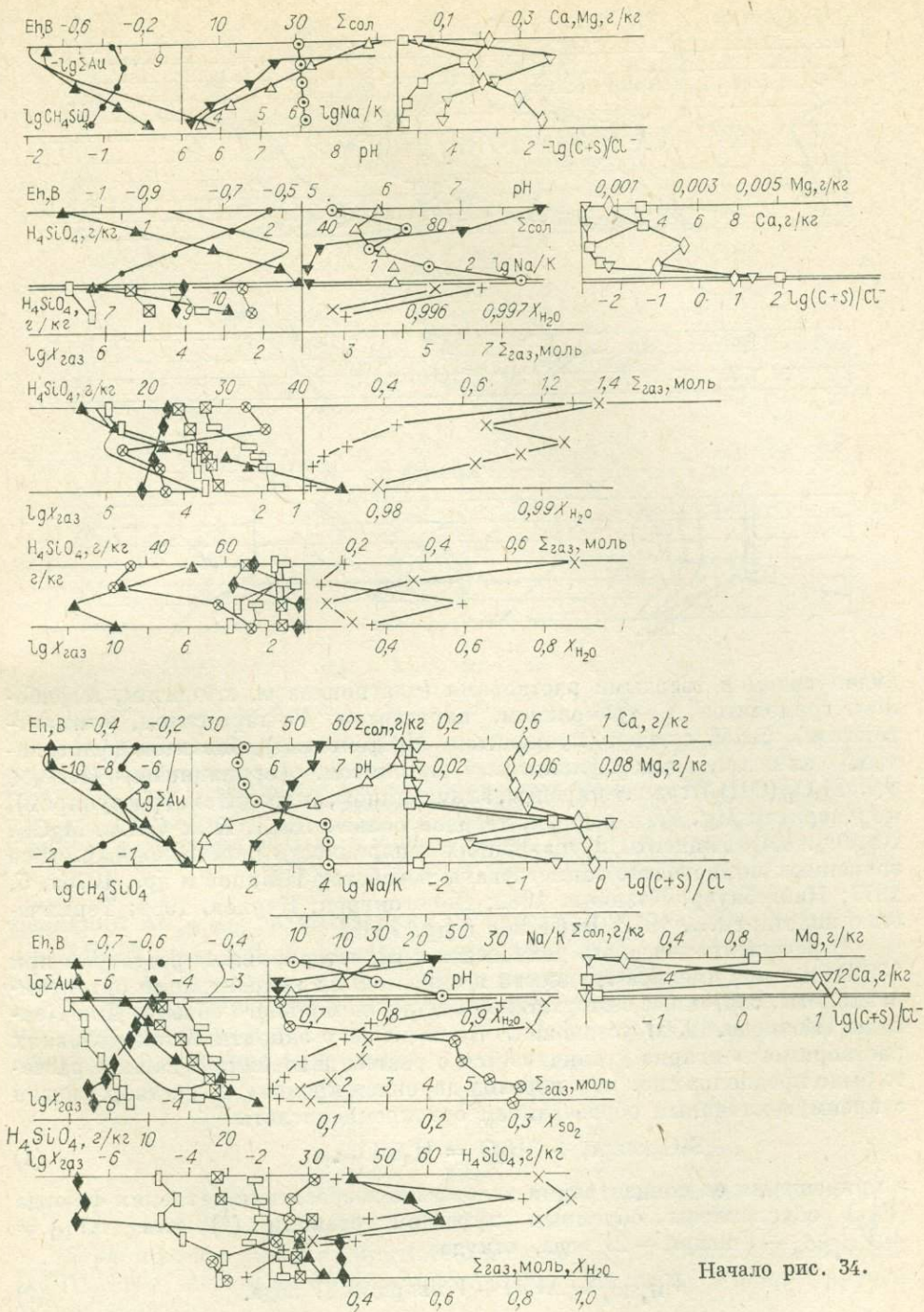


б



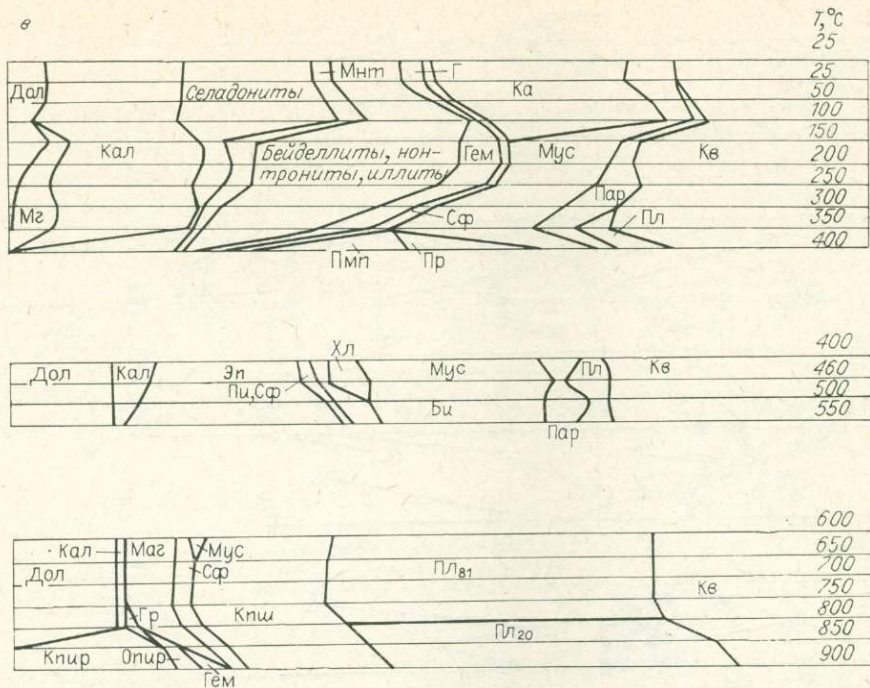
100 мас. %

а также твердые растворы (плагноклаз-альбит, анортит, хлорит, амезит, клинохлор, дафнит, глина) [Найгебауэр, Казьмин, 1982; Флюидные постмагматические системы, 1983], бейделлит (4 минала), нонтронит (2 минала), иллит (3 минала + $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$ + $NaAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$), селадонит (4 минала), вермикулит (2 минала). Группа зависимых компонентов



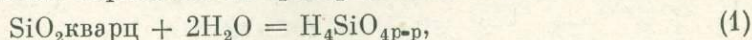
Начало рис. 34.

для расчета равновесия породы с надкритическим флюидом объединяла в газовой фазе O_2 , Au_2Cl_2 , AuH , H_4SiO_4 , H_2S , NaOH , NaCl , KCl , $\text{Ca}(\text{OH})_2$, CaCl_2 , $\text{Mg}(\text{OH})_2$, $\text{Fe}(\text{OH})_2$, FeCl_2 , FeCl_3 , $\text{AlO}(\text{OH})$, AlCl_3 , HCl , CO , CO_2 , SO_2 , H_2O , CH_4 , C_2H_6 , H_2 . Минеральные фазы представлены кварцем, микроклином, тальком, пренитом, доломитом, графитом, пиритом, пирротинном (FeSi_2P), гематитом, магнетитом, золотом, рутилом, анатазом, ильменитом, сфеном, парагонитом, ставролитом, силлиманитом, дистеном,



андалузитом и твердыми растворами (плагноклазом, хлоритом, амфиболом, тремолитом, Fe-тремолитом, паргаситом, Fe-паргаситом, куммингтонитом), белой слюдой (мусковитом, Mg-фенгитом), биотитом (флогопитом, аннитом, сидерофиллитом, истонитом, феррианнитом ($KFe_3 \times FeSi_3O_{10}(OH)_2$), гранат-пиропом, альмандином, андрадитом, гроссуляром), кордиеритом Mg, Fe и водным, твердой солью: NaCl, KCl, CaCl₂, MgCl₂, Na₂CO₃. Коэффициенты в уравнениях теплоемкости перечисленных выше независимых компонентов заимствованы в работах [Карпов и др., 1976а, б, 1977; Найгебауэр, Казьмин, 1982; Дорогокупец, Карпов, 1984; Термические константы..., 1972; Рябчиков и др. 1985].

В расчете химического равновесия с гидротермальным раствором при 100°C и выше имелись трудности в определении концентрации ортокремнекислоты, связанные с отсутствием оценки ее мольного объема. Дж. Кеннеди [Кеннеди, 1950] установил, что в до- и в закритических условиях растворимость кварца увеличивается с ростом давления. В данном расчете было предположено, что переход двуокиси кремния в раствор связан с преимущественным образованием ортокремнекислоты



а приращения ее концентрации вследствие возрастания давления флюида ($P_{\text{фл}}$) обусловлены объемным эффектом реакции (1) или $\Delta V_{(1)} = V_{H_4SiO_4} - V_{\text{кварц}} - 2V_{\text{вода}}$, откуда

$$V_{H_4SiO_4} = \Delta V_{(1)} + V_{\text{кварц}} + 2V_{\text{вода}}. \quad (2)$$

Константа равновесия реакции (1) в зависимости от $P_{\text{фл}}$ равна

$$K_{(1)р} = \Delta C_{рH_4SiO_4}, \quad (3)$$

где $\Delta C_{р}$ — приращение растворимости кварца за счет увеличения разности между $P_{\text{фл}}$ и давлением насыщенных паров воды ($P_{\text{днпв}}$). Поэтому $\Delta G_{(1)р} = \Delta V_{(1)} \cdot \Delta VP = -2,303R \cdot T \cdot \lg \Delta C_{рH_4SiO_4}$, где $\Delta P = P_{\text{фл}} - P_{\text{днпв}}$, откуда

$$\Delta V_{H_4SiO_4} = -2,303 RT \lg \Delta C_{рH_4SiO_4} / (P_{\text{фл}} - P_{\text{днпв}}). \quad (4)$$

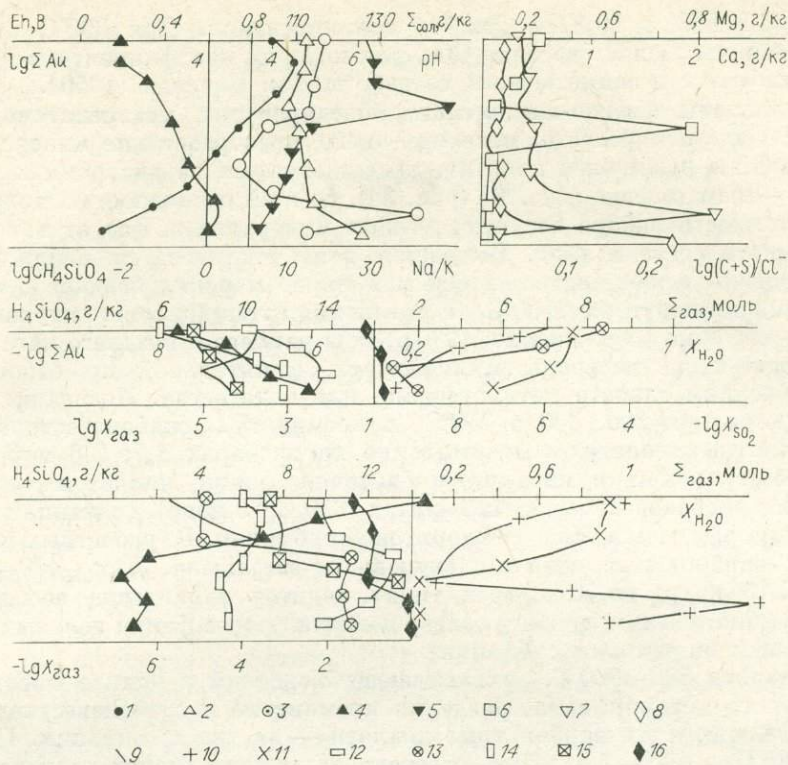


Рис. 34. Рассчитанные диаграммы парагенезис — температура — состав флюида. а — для метаморфизма кремнисто-глинистого ила (КЕП); б — в равновесии со слабоизвестковистым илом (СИП); в — в равновесии с карбонатно-глинистым илом (КАП). 1 — Eh; 2 — pH; 3 — сумма солей в растворе (г/кг H₂O); 4 — содержание H₄SiO₄ в растворе (г/кг H₂O); 5 — отношение Na/K; 6 — концентрация Mg²⁺; 7 — концентрация Ca²⁺ (г/кг H₂O); 8 — логарифм отношения (C + S)/Cl⁻ в растворе; 9 — логарифм моляльности золота во флюиде; 10—16 — характеристики газа в равновесии с 1 кг породы (10 — сумма молей газа, 11—16 — молярные доли; 11 — H₂O, 12 — H₂S, 13 — SO₂, 14 — H₂, 15 — HCl, 16 — CO₂).

Величины $\Delta C_{p, H_4SiO_4}$ заимствованы из работы Дж. Кеннеди, У. Т. Холсера [1969], молярный объем кварца при 200—300°C в соответствии с данными И. К. Карпова и др. [1977] равен 2,2677, а при 350°C — 2,2719 Дж/бар. Молярный объем воды в интервале 200—350°C и 0,500—1,5 кбар взят из работы С. И. Львова [1983]. Результаты расчета по уравнению (4) следующие (Дж/бар):

P, кбар	200°	250°	300°	350°
0,5	6,2856	6,5555	6,9429	7,6312
0,75	6,2316	6,4588	6,7772	7,2885
1,0	6,1664	6,3877	6,6638	7,086
1,25	He опр.	He опр.	He опр.	6,9513
1,5	»	»	»	6,8078

В конкретных расчетах при 150°C и более в уравнениях теплоемкости H₄SiO₄ р-р использовалась усредненная величина V_{H₄SiO₄}, равная 6,7308 Дж/бар.

Аналогичные затруднения имелись в оценке устойчивости карбонатных фаз в равновесии с раствором в интервале 300—390°C. Без учета молярных объемов растворенного углекислого газа угольной кислоты и бикарбонат-иона карбонаты, присутствующие при 250°C и в критической области, исчезали в контакте с раствором около 300—390°C. Эмпирическим подбором вариантов установлено, что непротиворечивым растворимостям кальцита и доломита (по крайней мере, до 300—350°C) удовлетворяют усредненные величины молярных объемов H₂CO₃ и HCO₃⁻,

равные 13,3888 и 10,8784 Дж/бар соответственно. При 390°C вместо H_2CO_3 использовалась частица CO_2 , для которой коэффициенты в уравнении теплоемкости заимствованы из работы Дж. Кеннеди [1950].

Результаты физико-химического моделирования метапелитовой системы. Результаты расчета, моделирующего преобразование минеральных ассоциаций в различных пелитах, представленных на диаграммах температура — парагенезис (мас. %) (рис. 34), со всей очевидностью показывают зависимость набора сосуществующих минеральных фаз от исходного химического состава илов. Выделение зоны диагенеза не наблюдается. Этот уровень может достигать 800 м в толще морских осадков с максимальными температурами 50°C, а его нижняя граница может проводиться по этой изотерме [Логвиненко, 1980]. Зона раннего и позднего катагенеза простирается до изограды пумпеллита, фронтальной по отношению к проявлениям слабого метаморфизма, или метагенеза. Последние обнаруживаются при 200, 300 и 350°C в кремнистых, слабоизвестковистых и карбонатных пелитах соответственно на изобарах 1,7; 2,6 и 3 кбар. Тыловой границей пумпеллит-пренитовой фации является изограда хлорита в слабоизвестковистых пелитах (350°C, 3 кбар), связанная с низким метаморфизмом мусковит-хлоритовой субфации. В расчетных парагенезисах карбонатных глин эта ступень не выражена. Для 400—460°C (3,44—4,15 кбар) во всех трех типах пелитов характерна ассоциация хлорита, биотита и мусковита, завершающая разрез фации зеленых сланцев (хлорит-биотитовая субфация).

Интервал 500—800°C, охватывающий средний и начало высокотемпературного метаморфизма, разделил кремнистые и слабоизвестковистые глины на три, а их карбонатные аналоги — на две ассоциации. Первая (500—625°C, 4,26—5,1 кбар) отвечает алмадин-хлорит-хлоритоидной субфации [Кориковский, 1979]. Она характеризуется присутствием эпидота и наибольшей глиноземистостью биотита. Вторая отвечает кремнистым и слабоизвестковистым пелитам, охватывает интервал 600—700°C и аналогична кианит-биотит-ставролитовой субфации по признаку парагенезиса кордиерита, биотита и мусковита (она отсутствует в карбонатных илах). Третьей (650—800°C) свойственны минеральные равновесия силлиманит-биотит-ортоклазовой фации. При температурах более 800—850°C и давлениях выше 6,5 кбар проявляется высокотемпературный метаморфизм в кремнистых и карбонатных пелитах, соответствующий кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации, а для слабокарбонатного аналога — гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации гранулитовой фации [Кориковский, 1979]. Применение физико-химического моделирования в петрологических исследованиях позволяет проследить эволюцию состава флюидов совместно с формированием твердых парагенезисов.

Зона диагенеза (25—50°C, 0,01—0,22 кбар) охватывает постседиментационные изменения осадков, находящихся в контакте последовательно с морскими, иловыми и поровыми водами. В исследованных пелитах, отличающихся уменьшением содержаний кварца, альбита и возрастанием количества сосуществующего кальцита при переходе от кремнистой (КЕП) к слабоизвестковистой (СИП) и карбонатной (КАП) разновидностям, аутигенное и диагенетическое минералообразование происходит в едином плане (см. рис. 34). Судя по Eh, первый и второй типы илов с пиритом и пирротинном формировались в морских бассейнах с анаэробным режимом придонных вод. Морская вода в контакте с карбонатным илом приобретает Eh > 0. По всей вероятности, илсодержащий гетит отлагался в более аэрированной среде. В разрезе зоны диагенеза окислительно-восстановительный потенциал илового и порового растворов отличается не более чем на 0,113 от придонной воды, а pH их в контакте с карбонатным илом не изменяется. В равновесии с кремнистым и слабоизвестковистым аналогами кислотность уменьшается на 0,42—1,26 единиц. Сумма солей в растворах сохраняется постоянной, а отношение Na/K в КЕП и СИП уменьшает-

ся. В 2—4 раза увеличивается концентрация растворенной ортокремнекислоты. На порядок возрастает растворимость золота в КЕП, в КАП оно полностью находится в подвижном состоянии. В водах среди СИП концентрация увеличивается незначительно. При диагенезе кремнистого ила в поровых водах увеличивается содержание Са и Mg за счет небольшого повышения растворимости кальцита и доломита при уменьшении рН от 8,411 до 7,571.

Зона раннего катагенеза охватывает область устойчивости каолинита и гетита (50—150°C, 0,22—1,2 кбар). С ростом температуры пелиты гидрослюдизируются. В КАП это сопровождается увеличением содержания селадонитов (см. рис. 34) и натровой слюды ($\text{NaAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$). В СИП имеет место прогрессивная гидрослюдизация не только по каолиниту, но и по аутигенно-диагенетическому альбиту. В КЕП она происходит еще в зоне диагенеза. Eh в растворах среди КЕП и КАП слабо уменьшается, а в СИП колеблется около среднего значения — 0,3 В (см. рис. 34). рН, стабилизированный в КАП карбонатным буфером, в СИП и КЕП смещается из слабощелочной в близонейтральную область. Масса растворенных солей примерно равна количеству в водах предыдущей зоны, а отношение Na/K в КЕП и СИП продолжает снижаться. В поровом растворе карбонатного пелита оно увеличивается вследствие прогрессивной гидрослюдизации, конкурирующей с устойчивостью калиевой слюды. Концентрации растворенного золота и ортокремнекислоты продолжают возрастать, находясь в растворах КЕП на уровне $1 \cdot 10^{-6} \div -7$ г/кг H_2O . С увеличением карбонатности ила резко возрастает подвижность Au в форме $[\text{Au}(\text{OH})\text{Cl}]^-$.

На границе раннего и позднего катагенеза (изотерма 150°C, 1,2 кбар) аутигенно-диагенетические каолинит и альбит полностью гидрослюдизируются в карбонатсодержащих разновидностях пелита. Гетит замещается гематитом. За счет уплотнения и отжатия растворов происходит доломитизация и повышается магнезиальность остаточного кальцита (см. рис. 34). Eh, снижающийся в растворах среди КЕП и КАП, повышается до —0,293 В в СИП при окислении 0,4 мас. % пирита в равновесии гидрослюдами, содержащими Fe^{3+} . рН, буферированный в водах КАП карбонатной ассоциацией, составляет в менее известковых и неизвестковистых глинах 6,195—5,42. Масса солей в растворе среди КЕП одинакова с предыдущей зоной, а в СИП она увеличивается за счет повышения концентрации ионов Na^+ , K^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+} , связанных с сульфатообразованием за счет окисления небольшой части пирита. Пик возрастания Mg^{2+} имеется в поровом растворе КАП вследствие уменьшения устойчивости селадонитов в этом типе глин.

Зона позднего катагенеза завершается первым появлением пумпеллита. Она имеет различную мощность по температурной шкале в зависимости от химического состава пород. В КЕП 0,01 мас. % этого минерала появляются на изотерме 200°C. В СИП он обнаруживается при 300°C, составляя 0,89 мас. %, а в КАП характерен в ассоциации с пренитом лишь выше 350°C. Таким образом, поздний катагенез в кремнистых илах заканчивается при 200°C, а с увеличением их карбонатности его нижняя граница опускается до изотерм 300—350°C.

Для КЕП в присутствии пумпеллита характерен парагенезис кварца, альбита и гидрослюды с примесью пирротина и графита. В слабоизвестковистых глинах развиваются гидрослюды в ассоциации с пиритом, в карбонатных аналогах они имеют парагенезис с гематитом, заместившим гетит. В растворах среди КЕП и СИП Eh уменьшается (—0,494 ÷ —0,468 В); рН продолжает оставаться в пределах близонейтрального интервала — 6,20—5,24 (см. рис. 34). В поровых растворах карбонатных пелитов рН увеличивается от 4,63 до 5,33 (изотерма 150—350°C) в связи с затруднением диссоциации угольной кислоты и бикарбонат-иона, а также уменьшаются концентрации частицы SO_4^{2-} по отношению к иону HSO_4^- . Сумма

растворенных солей не меняется в КЕП, но превышает 50 г/кг в водах в среде СИП вследствие неустойчивости альбита. В растворах, насыщающих КАП, pH минимально для этого типа глин за счет гидрослюдизации, но возрастает в низах зоны из-за растущей неустойчивости кальциевых смешанослойных силикатов. Отношение Na/K в поровых водах КЕП снижается от 1743 до 592 (150—200°C), а среди СИП и КАП оно составляет 716,81—97 и 13,564—4,415 соответственно в интервале 150—300°C. Растворимость кремнезема и золота в присутствии пирита среди СИП продолжает увеличиваться, достигая 0,449 и 0,0193 г на 1 кг H₂O. В низах зоны позднего катагенеза при 350°C в КАП содержалось 1,613 г/кг ортокремнекислоты. Золото находится в подвижном состоянии. Концентрация магния не превышает 0,023 г/кг, а повышение количества кальция до 6,108 г/кг связано с нарастающей неустойчивостью смешанослойных силикатов.

Зона метакатагенеза, или слабого метаморфизма, отличающаяся присутствием пумпеллиита в рассчитанных парагенезисах, охватывает в кремнистых глинах интервал 200—390°C, в слабо известковистых пелитах — 300—350°C, в карбонатных илах — узкую область с температурой более 350°C, но менее 400°C. Мощность пород, соответствующих этому уровню преобразований, 6 км. Породы формируются на глубинах 6—12 км (см. табл. 15). В низах зоны полностью исчезают смешанослойные силикаты. Для ее разреза в КЕП характерны устойчивость селадонитов и сужение поля натровой слюды за счет альбитизации (см. рис. 34). В СИП, наоборот, селадониты редуцируют с образованием хлорита, в основном дафнитового состава (см. рис. 34). Наибольшие преобразования происходят в карбонатных сланцах (КАП), среди которых проявляется верхний уровень декарбонатизации, как частичной, так и, возможно, полной с образованием ассоциации основного плагиоклаза № 30—66, пумпеллиита (до 17,42 мас.%) и пренита (до 21,48 мас.%). В них калиевая слюда переходит в смешанослойный силикат, натровая частично дегидратируется вследствие повышения устойчивости известково-натрового полевого шпата. Общей тенденцией остается снижение Eh растворов от —0,587 до —0,958 В в КЕП, от —0,468 до —0,604 В в СИП и от +0,283 до +0,083 В в КАП. pH вод среди кремнисто-глинистых сланцев меняется незначительно (5,687—6,15), в слабоизвестковистых разновидностях он уменьшается до 4,91 одновременно с ростом суммы содержания ионов SO₄²⁻ и HSO₄⁻. В растворах КАП pH увеличивается до 6,129, находясь в несомненной связи с образованием недиссоциированного CO₂ в воде вследствие декарбонатизации. Сумма солей увеличивается в поровых водах КЕП, осложняясь максимумом при 250°C (см. рис. 34), связанным с переходом доломита в магнезиальный кальцит. В растворах среди СИП количество твердого осадка возрастает в связи с выщелачиванием калия при редуцировании селадонит-бейделлитового компонента из смешанослойных силикатов. В водах КАП уменьшается сумма солей вследствие сокращения количества кальция до 0,0112 г/кг, расходуемого при кристаллизации пумпеллиита, пренита и плагиоклаза, одновременно уменьшается концентрация кремнекислоты. Ее содержание увеличивается с ростом температуры в КЕП и СИП. В растворах среди этих сланцев при 350 и 300°C имеется максимум концентрации золота, обусловленный сменой гидросульфидных комплексов H[Au(HS)₂] и [Au(HS)₂]⁻, гидрооксохлоридным ионом [AuCl(OH)]⁻ (см. рис. 34). Воды гематитсодержащих карбонатно-глинистых сланцев выщелачивают золото из твердых фаз. В этих слоях кларковый металл теоретически полностью переходит в метаморфогенный раствор. Отношение Na/K в поровых водах КЕП и СИП снижается до 0,195—0,188 и 1,997—2,083 соответственно и стабилизируется до перехода в закритическую область. Формирование хлоридно-бикарбонатно-сульфатных растворов в низах зоны метакатагенеза формирует их магнезиально-

кальциевый катионный состав. Но эта тенденция нарушается на переходе к зеленосланцевой фации вследствие повышения устойчивости плагиоклаза.

Зона низкого метаморфизма (400—460°C, 3,44—4,15 кбар), соответствующая мусковит-хлорит-биотитовой субфации, выражена в кремнистых метапелитах парагенезисом доломит + биотит + мусковит + хлорит + альбит + кварц в присутствии пирита и сфена (см. рис. 34). Аналогичные ассоциации (но с участием эпидота и гематита, эпидота и кальцита) образуются в слабоизвестковистых и карбонатных сланцах (см. табл. 15), переходящей на более высокие уровни преобразования минерального состава при наличии стресса и его воздействия, комбинированного с увеличением температуры. Электролитическую диссоциацию компонентов флюида, находящегося в равновесии с твердыми фазами, не учитывали из-за отсутствия базовых термодинамических характеристик. Вследствие увеличения отношений порода/флюид допускается инфильтрация (удаление) 50% образующейся газовой фазы.

Находясь в равновесии с минералами КЕП, увеличиваются парциальные давления всех реальных газов, за исключением CO_2 . Возрастают также их мольные доли (см. рис. 34), кроме $X_{\text{H}_2\text{O}}$ и X_{CO_2} , что объясняется увеличением летучестей H_2S , SO_2 и H_4SiO_4 (г) при устойчивости слюд и доломита. Количество ортокремнекислоты в 1 кг H_2O возрастает при переходе из до- в закритическую область в 3,2 раза и составляет 6,659—10,66 г/кг. Аналогично поведение газов в равновесии с СИП (см. рис. 34). Здесь мольная доля сернистого газа изменяется в противофазе с $X_{\text{H}_2\text{O}}$ и в 107—148 раз превосходит долю H_2S , находясь в равновесии с парой гематит — пирит (400°C) и пирит — дафнит (460°C). Колебания парциальных давлений углекислоты и воды не отражаются на уменьшении их относительных количеств.

Поровый флюид в равновесии с карбонатным сланцем постепенно обогащается углекислотой за счет увеличивающейся декарбонатизации кальцита. Намеренно созданный дефицит кислорода, связанного с Fe^{3+} в эпидоте и ферриантите, не позволяет активно окисляться сере из H_2S . В результате мольная доля SO_2 уменьшается, уступая $X_{\text{H}_2\text{S}}$, в 5,8—736,4 раза. $X_{\text{H}_4\text{SiO}_4}$ в поровом газе не превосходит 0,00109—0,0018, составляя 6,627—6,83 г/кг.

Концентрация золота в газовой фазе в форме AuOH снижается по сравнению с докритическими растворами на 1—3 порядка, находясь на уровне $1 \cdot 10^{-4,121}$ — $1 \cdot 10^{-4,326}$ г/кг H_2O . Система флюид — порода значительно окислена, и коэффициенты восстановления газов, соответствующие отношению $X_{\text{H}_2\text{O}} + X_{\text{CO}} + X_{\text{H}_2}/X_{\text{O}_2} + X_{\text{CO}_2} + X_{\text{H}_2\text{O}}$, равны $5,8 \cdot 10^{-5}$ —0,00596. Существенно водный характер летучей фазы отражен в высоких отношениях $X_{\text{H}_2\text{O}}/X_{\text{CO}_2}$, снижающихся лишь в КАП до 5,761. Величины C/N , минимальные в газе СИП ($6,05 \cdot 10^{-5}$), повышаются в КАП до 0,0171—0,088.

Интервал среднетемпературного метаморфизма 500—700°C для КЕП, 500—650°C для СИП и 500—600°C для КАП соответствует фации эпидотовых амфиболитов, по В. А. Глебовицкому [1976], или альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации, по С. П. Кориковскому [1979]. За счет кремнистых илов в этой зоне образуются кристаллические сланцы, сложенные кварцем, альбитом, натровым мусковитом, биотитом, кордиеритом в присутствии доломита, сфена и пирита (см. рис. 34). Слабоизвестковистые глины превращены в кварцевые двуслюдяные сланцы, содержащие гематит, эпидот, доломит и рутил (см. рис. 34). Карбонатным пелитам соответствуют кристаллические кварц-эпидотово-мусковитовые сланцы с доломитом, примесью биотита, пирита и сфена (см. рис. 34). Эти породы

формируются на периферии термоантиклинали при воздействии литостатического давления и стресса, обусловленного термонапряжением.

В связи с замещением хлорита биотитом и мусковитом происходит незначительная сопряженная гидратация некоторого количества альбита с образованием натрового компонента белой слюды, что выражается минимумом на кривой мольной доли воды в КЕП и уменьшением «темпа» снижения этого показателя во флюиде из СИП (см. рис. 34). В поровой газовой смеси продолжает увеличиваться относительное количество водорода, сероводорода, хлористого водорода и ортокремнекислоты. В КЕП гематит-пиритовая ассоциация сменяется магнетит-пиритовой при 600°C, что нарушает увеличение X_{SO_2} , снижая ее на 4 порядка (см. рис. 34). Сопряженное уменьшение P_{O_2} обуславливает ступенчатое возрастание мольных долей H_2 и H_2S . Присутствие гематит-пиритового буфера в СИП способствует возрастанию X_{SO_2} в противофазе с долей воды. Но дегидратация биотита с образованием кордиерита на высокотемпературной границе этой зоны приостанавливает рост количества сернистого газа за счет преимущественного выхода Fe_2O_3 в молекулу остаточного феррианнита. При метаморфизме КАП в зоне эпидотовых амфиболов роль минерального редокс-буфера играет пара пирит-феррианнит. Увеличение количества биотита за счет Fe^{3+} -содержащего минала, происходящее в результате редукции сульфида Fe^{2+} , снижает мольную долю сернистого газа. Самопроизвольное торможение этого процесса путем усиления эпидотизации (см. рис. 34) несколько повышает X_{SO_2} , стабилизируя относительные количества H_2 и H_2S .

Летучесть золота в форме AuOH^0 плавно увеличивается с ростом P и T в равновесии с минералами СИП. В КЕП она имеет небольшой минимум (см. рис. 34) при 600°C, обусловленный сменой буферных ассоциаций и снижением P_{O_2} . Аналогичный минимум концентрации золота в летучей фазе, находящейся в равновесии с минералами КАП при 500°C, обусловлен дефицитом кислорода вследствие образования феррианнита (см. рис. 34). Система порода — флюид остается окисленной с $K_{\text{вос}}$ не более 0,0083, существенно водной и имеет отношения C/H , не превышающие даже в КАП 0,2.

Зона силлиманит-биотит-ортоклазовой фации, охватывающая интервал температур 750—800°C в КЕП, 700—850°C в СИП и 600—800°C в КАП, характеризуется рассчитанными парагенезисами, включающими для кремнистых илов ассоциацию кварца, альбита, калишпата, кордиерита и доломита в присутствии магнетита, аннита и альмандина (см. рис. 34). Последний при переходе в гранулитовую фацию замещается куммингтонитом. По слабоизвестковым илам образуются гнейсы, сложенные кварцем, плагиоклазом № 22—36, калишпатом, кордиеритом, силлиманитом и магнетитом с примесью рутила (см. рис. 34). На внешней границе фации в породах данного состава устойчив парагенезис кварца, альбита № 7, калишпата, мусковита, магнетита и кордиерита в присутствии эпидота и доломита. На карбонатно-глинистом субстрате формируются доломитсодержащие анортит-кварц-калишпатовые гнейсы с магнетитом и сфеном, в которых в относительно низкотемпературных участках (около 600°C) присутствует до 1% мусковита (см. рис. 34).

Переход к парагенезисам данной фации отмечен повышением количества флюидной фазы (см. рис. 34), достигающей 0,2; 0,84 и 1 моль на 1 кг породы по сравнению с 0,0325; 0,357 и 0,839 моль в КЕП, СИП и КАП соответственно (600—700°C). Он сопровождается резким повышением мольной доли воды во флюиде за счет дегидратации мусковита и биотита. С ростом температуры содержание воды понижается вследствие увеличения количества других газов, протекающего по-разному в зависимости от состава пород. Для КЕП характерно значительное приращение мольных долей H_2 , H_2S и HCl . Доля хлористого водорода увеличивается по

причине гидролиза твердых хлоридов, которые из-за низкой летучести сосуществовали с надкритическим водным флюидом в количестве до 0,34 мас.%. Мольная доля SO_2 остается низкой, находясь в зависимости от буфера магнетит — антит. Тенденция к снижению X_{CO_2} сохраняется вследствие устойчивости доломита. На границе с предшествующей кинит — биотит — ставролитовой субфацией в метапелитах КЕП достигается максимум концентрации ортокремнекислоты, далее снижающийся из-за дефицита воды во флюиде.

В илах типа СИП дегидратация слюд не отражается существенно на поведении водорода и кислых газов. Мольные доли CO_2 и H_2 стабилизированы на уровне $1,2 \cdot 10^{-7}$ и $1,1 \cdot 10^{-5}$, сосуществуя с доломитом и буфером магнетит — Fe-кордиерит соответственно. Последний не обеспечивает достаточной летучести кислорода, и мольная доля сернистого газа снижается с ростом температуры. При 800°C твердые хлориды гидролизуются и X_{HCl} возрастает до 0,673 (см. рис. 34), а $X_{\text{H}_2\text{O}}$ соответственно уменьшается до 0,0177. В поровом флюиде инверсия концентраций H_4SiO_4 происходит на границе с гранулитовой фацией.

В кварц-двуполевошпатовых гнейсах с доломитом и магнетитом, образующихся по КАП (см. рис. 34), дегидратация завершается к 750°C . Минимум количества выделяющихся газов из 1 кг породы совмещается с наименьшим водосодержанием флюида при 800°C . Уменьшение $X_{\text{H}_2\text{O}}$ связано с возрастанием относительных количеств H_2S и CO_2 . Мольная доля SO_2 около 700°C не превосходит $1,21 \cdot 10^{-5}$ — $8,98 \cdot 10^{-6}$, хотя в породе находится магнетит и пирит. Она близка по величине к X_{SO_2} в КЕП. В этих типах метапелитов парциальные давления кислорода фактически одинаковы. Во флюиде из СИП P_{O_2} на 3 порядка выше, что сказывается на понижении $K_{\text{вос}}$ и большой устойчивости SO_2 . В КАП при 750°C магнетит-пиритовый буфер утрачивает свою эффективность из-за неустойчивости пирита при этой температуре в присутствии водяного пара, что сопровождается повышением мольных долей сернистого газа и сероводорода. Сопряженный гидролиз твердых галогенидов Na, K, Ca и Mg, присутствующих в количестве до 0,48 мас.%, связывает водород в HCl_r , за счет чего P_{H_2r} и X_{H_2r} понижаются, а система, приобретая избыточный отрицательный заряд, характеризуется повышением $K_{\text{вос}}$, достигающего 2,135 (см. рис. 34).

Высокотемпературный метаморфизм метапелитов гранулитового уровня протекает при 800°C и выше. Для составов КЕП и КАП характерны ассоциации кордиерит-гиперстен-ортоклазовой субфации, представленные чарнокитоидами (кварц + плагиоклаз № 20 + калишпат + ортоклинопироксен с гематитом, примесью сфена или ильменита и присутствием граната: андрадит — 40%, гроссуляр — 60%). В них количество клинопироксена диоксид-геденбергитового ряда увеличивается пропорционально содержанию CaO и MgO в первичном глинистом субстрате. За счет слабоизвестковистых илов образуются кинциты — кварц-двуполевошпатово-кордиеритово-силлиманитовые гнейсы с альмандином и гематит-ильменитовой фазой.

Независимо от состава пелитов в этой зоне при температуре $> 850^\circ\text{C}$ происходит полная декарбонатизация с резким увеличением мольной доли углекислого газа во флюиде, достигающей 0,64—0,84 (см. рис. 34). P_{CO_2} увеличивается на 1—6 порядков. Существенно водный состав поровой газовой смеси меняется на углекислотный с отношениями $X_{\text{H}_2\text{O}}/X_{\text{CO}_2}$, равными 0,2—0,5. C/N увеличивается до 1,693—5,946. Кривая суммы газов в чарнокитоидах проходит через максимум, а в кинцитгах, стабилизируясь при 800 — 850°C , далее снижается. Во флюиде доминируют CO , H_2O и HCl . В кинцитгах в их числе находится сероводород. Присутствие сернистого газа в относительных количествах $5 \cdot 10^{-5}$ —0,026 объясняется железом-

Изменение отношения порода — флюид

Пелит	Темпера											
	25	25	50	100	150	200	250	300	350	390	400	460
КЕП	1,15	1,20	1,89	2,42	3,13	3,95	4,84	6,59	8,5	9,4	8	19
СИП	1,20	1,57	1,82	2,37	2,93	3,82	4,24	6,34	5,94	6,52	9,56	21
КАП	0,92	1,92	1,55	1,94	2,77	3,39	4,18	5,11	6,24	3,86	5,98	12,83
Степень преобразования КАП	Диагенез		Ранний катагенез			Поздний катагенез, метагенез и слабый метаморфизм				Метаморфизм фации зеленых сланцев		
СИП												
КЕП												
Характеристика пород	Пелиты		Глины разного состава			Сланцы глинистые и филлитовидные				Кварцево-слюдисто-альбитовые сланцы с эпидотом и карбонатом		

окисной фазой в буферных парах: гематит — ортопироксен (КЕП), гематит — алмадин (СИП), гематит — клино-ортопироксен (КАП). Окисно-пироксеновая ассоциация обеспечивает для X_{CO_2} увеличение в первом случае и стабилизацию в последнем (см. рис. 34). Концентрация ортокремнекислоты на границе или в пределах амфиболитовой фации (63,188 г/кг H_2O) снижается в равновесии с гранулитами до 26,433—33,264 г/кг H_2O вследствие обезвоживания флюида. Система порода — газ остается окисленной с $K_{вос}$ менее 0,0162.

Формирование поровых флюидов в метапелитовой системе. Изучение зональных метаморфических комплексов показывает [Логвиненко, 1968; Летников, Вилор, 1981], что в их разрезе устанавливаются уровни, на которых увеличивается количество различных метаморфических жильных производных: кварцевых, кварцево-слюдистых, кварцево-полевошпатовых и пегматитовых жил, а также кварцевых мигматитов [Макрыгина, 1981]. Они отражают периодичность в отделении флюидов в процессах преобразований минеральной композиции пород при увеличивающихся T и P . В проведенных расчетах, моделирующих формирование флюидной фазы в равновесии с илами различного состава, увеличивается отношение масс твердых фаз и газа (P/F). Однако эта тенденция осложняется узкими участками — минимумами вследствие спонтанного выделения флюида (табл. 17). В КЕП такой уровень приурочен к 350—400°C и связан с частичной декарбонатизацией и дегидратацией на переходе от пумпеллиит-пренитовой к зеленосланцевой фации. Следующая зона генерирования водного флюида (700—750°C) соответствует преобразованию сланцев алмадин-хлорит-хлоритоидной фации в гнейсы амфиболитовой. На границе амфиболитовой и гранулитовой фаций (800—850°C) происходит отделение водно-углекислотного флюида, обусловленное формированием чарнокитоидов. Метаморфизм слабоизвестковистых пелитов также сопровождается первой ступенью генерирования углекислого гидротермального флюида при переходе от пумпеллиит-пренитовой к зеленосланцевой фации (300—350°C, см. табл. 17). Следующие уровни отделения водного флюида связаны с исчезновением хлорита (500°C), появлением кордиерита (650°C) и дегидратацией мусковита (750°C). Мощный выброс углекислотной газо-

(P/F) при метаморфизме пелитов

тура, °C										
500	550	600	625	650	700	750	800	850	900	950
41	112	254	627	1346	1633	262	290	56	107	Не обн.
19	53	143	384	277	116	58	101	64	34	27
22,86	49,79	51,98	Не обн.	90	176	259	258	143	160	Не обн.
Фация эпидотовых амфиболитов				Силлиманит-биотит-ортоклазовая фация						
Альмадин-хлорит-хлоритоидная субфация				Гранулитовая фация						
Сланцы кристаллические кварцево-двуслюдяные с карбонатом, эпидотом, кордиеритом				Гнейсы кварц-двуполевошпатовые слюдистые с гранатом, силлиманитом, кордиеритом				Чарнокитоиды, кинциты		

вой смеси приходится на уровень перерождения гнейсов в кинциты (850°C). При метаморфизме карбонатных глин имеются два пика отделения флюида, обогащенного CO_2 вследствие декарбонатизации. Верхний — около 350—400°C и нижний — на изотерме 850°C. Водно-углекислотная смесь образуется на границе эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций за счет дегидратации эпидота, слюд и декарбонатизации кальцита (550—600°C).

Кроме того, при образовании метаморфитов не только по пелитам, но и по другим терригенно-карбонатным породам происходит двухкратная инверсия водного флюида в углекислотно-водный. Первая наблюдается на верхнем уровне в гидротермальной области около 350—390°C. В растворах отношение $(C + S)/Cl$ превышает 13,1—57,19, поскольку увеличивается сумма карбонатных частиц, достигающая 46,32—361,87 г/кг H_2O . Вторая инверсия отмечается на нижнем уровне при переходе гнейсов в гранулиты. Здесь X_{H_2O}/X_{CO_2} снижается до 0,246—0,476 и происходит трансформация H-системы в C-систему, так как величина отношения C/H превышает 1. Верхний уровень дегидратации, связанный с редукцией смешанослойных силикатов, сопровождается резким подъемом растворимости SiO_2 в форме H_4SiO_4 на изотерме 400°, составляющим 6,23—8,47 г/кг против 0,85—2,08 г/кг в жидком растворе при 390°C. С последним пиком генерирования водного флюида совмещен максимум концентрации ортокремнекислоты, равный 14,66—63,19 г/кг H_2O . Образованию флюида на границе пумпеллиит-пренитовой фации и хлорит-биотит-мусковитовой субфации сопутствует наибольшая растворимость золота, составляющая при 330—350°C $1 \cdot 10^{-3,227}$ в КЕП и $1 \cdot 10^{-3,219}$ моль/кг в СИП. Таким образом, достаточно обоснованным будет утверждение, что в разрезе зональных метаморфических комплексов флюидо- и рудопродуцирующими являются хлорит-мусковитовая фация на границе зон слабого и низкого метаморфизма и уровень дегидратации слюд в верхах силлиманит-биотит-ставролитовой фации.

В глубинных частях амфиболитовой фации на изотермах 750—850°C происходит гидролиз твердых включений хлоридов Na, K, Ca и Mg, генерирующего хлористого водорода, мольная доля которого во флюиде может

подниматься до 0,11—0,67. Миграция кислотной газовой смеси, неизбежная в условиях перманентного отжатия летучей фазы с поступлением на уровне с меньшими P и T , активно создает зоны кислотного выщелачивания, широко распространенные в породах кианит-биотит-ставролитовой субфации и силлиманит-биотит-ортотлазовой фации. Летучесть, а следовательно, и подвижность гидроксидов щелочных, щелочно-земельных металлов, железа и алюминия в закритической газовой фазе крайне низки. Их концентрация не превосходит $1 \cdot 10^{-6}$ — $1 \cdot 10^{-15}$ моль. Очевидно, что миграция этих компонентов в метаморфогенном флюиде связана с частицами, распределенными в концентрированном расплаве-растворе, термодинамические характеристики которого еще предстоит получить и систематизировать.

Анализ состава седиментогенных поровых вод, находящихся в равновесии с пелитами в зонах диа-, ката- и метагенеза, отражает их существенно натровый состав особенно в КЕП и СИП, с резким повышением роли калия на границе зеленосланцевой фации. Лишь в КАП с началом низкотемпературных дегидратации и декarbonатизации происходит повышение концентрации кальция до 22 г/кг H_2O , и растворы приобретают кальциево-натрово-калиевый катионный набор. Среди КЕП диа- и катагенетические преобразования протекают в присутствии хлоридных вод с отношением $(C + S)/Cl$ не более 0,354. На глубинах около 9 км при температурах $300^\circ C$ и более они становятся гидрокарбонатно-сульфидными, а данное отношение повышается до 1,127—57,192. Концентрация растворенного углерода достигает 46,32 г/кг, а сероводорода — 10,89 г/кг H_2O . В СИП седиментогенные хлоридные растворы приобретают карбонатно-сульфатный состав на глубине 10—11 км при температурах более $350^\circ C$. В КАП по всей мощности разреза с докритической водной фазой они имеют карбонатно-сульфатный характер с $Eh > 0$. Важной особенностью карбонатных глин с гетитом, а затем с гематитом является полная подвижность золота в поровых растворах с отсутствием условий для выделения его в твердую фазу. В переслаивающихся с ними КЕП и СИП металлонность интерстициальных вод с $Eh < 0$, находящихся в равновесии с пирротиним и пиритом, в интервале 25 — $200^\circ C$ не превышает $1 \cdot 10^{-12,4}$ — $1 \cdot 10^{-6,25}$ моль/кг H_2O . Поэтому седиментогенные растворы сложного состава, содержащие гидрооксо- и гидрооксохлоридные комплексы Au, просачиваются транзитом через пласты с повышенными карбонатностью и окислительно-восстановительным потенциалом. Достигая слоев сульфидизированных пелитов и алевропелитов с восстановительным режимом, они осаждают самородный металл. Пласты глинистых сланцев с низким Eh поровых растворов являются, таким образом, естественными геохимическими редокс-барьерами, на которых возможно образование стратиформных месторождений золота, формирующихся в стадию ката- и метагенеза.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА И ГРАНИТИЗАЦИИ

Формирование флюидной фазы при метаморфизме пелитов, генерирование ее компонентов и изменение их количеств в реакциях фазовых переходов вполне однозначно свидетельствуют о том, что набор и характеристики газовых составляющих являются функцией состава и состояния системы на уровне локального равновесия, доступного изучению с помощью ПК «Селектор-БЭСМ-6». Значительные скорости гетерогенных реакций при неограниченно длительном времени устойчивости высоких PT -параметров способствуют установлению термодинамического равновесия в значительных объемах пород. «Замерзание» их при снижении температуры и давлений вследствие уменьшения коэффициентов диффузии

и проницаемости позволяет надеяться, что обнаруживаемые породы в природных объектах в сочетании с составом твердых фаз несут информации о конкретных процессах формирования метаморфических парагенезисов. Статистическое рассмотрение распределения породообразующих окислов и индивидуальных газов позволяет исследовать путем выявления корреляций между ними основные этапы метаморфического петрогенезиса как во временном измерении, так и на различных по глубинности срезах земной коры.

В качестве объектов сравнения выбраны комплексы глубинного и зонального метаморфизма, охарактеризованные петрографически с представительными выборками силикатных анализов и определениями газового состава, выполненными на единой методической основе. Таковыми являются архейские породы Балтийского кристаллического щита из районов Беломорья и Приладожья [Мигматизация..., 1985], Алданского щита (сутамский комплекс) [Кастрыкина, Летников, 1980], Каледонского складчатого пояса юга Восточной Сибири [Вилор, Макрыгина, 1980; Макрыгина, 1981] и альпийской геосинклинальной области Памира [Глебовицкий, Седова, 1980; Мигматизация..., 1985].

Наиболее древний из них — сутамский комплекс, расположенный в зоне сочленения Алданского щита со Становой складчатой областью при 820—1030°C и 9,5—11,5 кбар, что соответствует глубинам 35—40 км [Кастрыкина, 1976]. Он сложен кинцититами, гиперстенсодержащими гнейсами с кордьеритом, силлиманитом, гранатом, различными сланцами — эклогитоподобными, ультраосновными, высокомагнезиальными, сапфириновыми, шпинельсодержащими, а также гранатовыми разновидностями габброидов, пироксенитов и анортозитов. Эти породы гранулитовой фации прошли, по крайней мере, через 2—3 этапа преобразования, один из которых выразился в плагиомигматизации, а другой — в биотитизации и калишпатизации. Коэффициенты восстановленности газовой фазы и отношений CO/CO_2 , $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ уменьшаются от ультраосновных к эклогитоподобным сланцам и высокоглиноземистым гнейсам [Кастрыкина, Летников, 1980].

В беломорском полициклическом комплексе проявилось полициклическое развитие раннедокембрийских эндогенных процессов, охватывающее период от накопления эффузивной и интрузивной фаций толеитовых базальтов около 2800 млн лет и более и до времени кратонизации с возрастом 1800 млн лет. Базиты метаморфизированы в течение нижнего архея в условиях гранулитовой фации повышенных давлений с образованием ультраметагенных гранитоидов, гранодиоритов и эндербитов. Впоследствии был наложен метаморфизм амфиболитовой фации с внедрением трех групп плагиомикроклиновых гранитов с пегматитами и одной формации ультраосновных пород. Различными методами установлено, что породы сформировались при 620—750°C и давлениях более 7 кбар. Причем $P_{\text{H}_2\text{O}}$ составляло 4,2—6,0 кбар. При сравнении древнейших гнейсов с более молодыми мигматитами и гранитами в последних обнаружено увеличение доли воды в газовой фазе и снижение отношения водород/вода. При мигматизации в лейкосоме возрастает количество воды с соответствующим сокращением H_2 , $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$, CO/CO_2 относительно газового состава из меланосомы. По сравнению с субстратом флюид интрузивных гранитов более окисленный, причем в более ранних разновидностях существенна доля углеродных газов [Мигматизация..., 1985].

Архейский комплекс Приладожья сложен глубокометаморфизованными амфиболовыми, глиноземистыми флишоидными сланцами, карбонатными породами и кварцитами с возрастом 2150—2800 млн лет и, вероятно, представляет собой более молодое по возрасту формирование по сравнению с беломоридами [Мигматизация..., 1985]. Свекофенский цикл, сформировавший структуру этой складчатой области, имеет продолжительность от 2200 до 1700 млн лет. На протяжении этого времени по край-

пей мере семь раз возобновлялось гранитообразование и дважды внедрялись базальтоиды. Температура формирования гнейсомигматитовых ассоциаций в прогрессивную стадию метаморфизма составляла 680—770°C при давлении 4,0—5,6 кбар и $P_{H_2O} = 3,0—3,5$ кбар. Температура кристаллизации интрузивных эндербитов достигала 690—1200°C. Для гранодиоритов она не превышала 720°C. Нормальные и субщелочные гранитоиды формировались при 650—670°C. В процессе развития ультраметаморфизма увеличивались окисленность и водонасыщенность флюида. Отношение H_2O/CO_2 в мигматитах уменьшалось по сравнению с гнейсами вследствие миграции H_2O по расплаву. Отсутствие направленных изменений состава газов в зависимости от P и T свидетельствует, по мнению исследователей [Мигматизация..., 1985], о существовании флюидопотока.

Зональный метаморфизм в Хамар-Дабане изучен на примере алевропсаммитовой и карбонатно-граувакковой толщ, находящихся в ядре Утуликского синклиория. Этот комплекс имеет предположительно вендераннекембрийский возраст [Беличенко, 1977]. Судя по особенностям литологии, он является нижней морской молассой и участвует в строении каледонского складчатого пояса, причлняющегося с юга к Слюдянскому кристаллическому комплексу на периферии краевого выступа Сибирской платформы. Породы, метаморфизированные при 500—750°C и давлении 4,0—6,5 кбар, соответствуют последовательной смене термодинамических уровней от биотит-хлоритовой до силлиманит-мусковитовой субфации с появлением в высокотемпературных участках амфиболитовой фации плагиоклазовых и микроклиновых мигматитов [Макрыгина, 1981]. Наибольшие концентрации водорода в газовой фазе, максимальные величины отношений H_2/H_2O , CO/CO_2 и коэффициентов восстановления приходятся на андалузит-мусковитовую и мусковит-силлиманитовую субфации, снижаясь как с усилением гранитизации, так и с уменьшением степени метаморфизма [Вилор, Макрыгина, 1980].

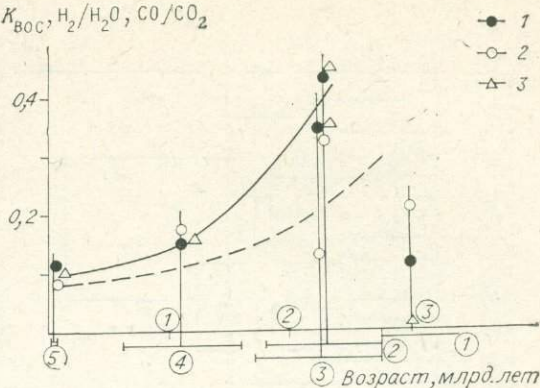
Музкольский и язгулемский комплексы Центрального Памира сформировались в конце олигоцена или начала миоцена. Региональный зональный метаморфизм, связанный с формированием Шатпутской и Джаланской термоантиклиналей, повышается от мусковит-хлоритовой до гранат-силлиманит-ортоклазовой субфации, где проявлены мигматизация и гранитизация [Глебовицкий, Седова, 1980]. Температуры преобразования пород, бедных CaO , достигали 590—770°C при давлении 5,3—8,6 кбар. Центрально-памирский комплекс отличается распространением процесса кислотного выщелачивания, с которым связаны кварц-кианитовые и сопряженные с ними железо-магнезиальные метасоматиты. Отмечаются также кварц-альбитовые породы метасоматического происхождения. Среди интрузивных гранитов преобладают натровые разновидности. Коэффициенты восстановления во флюидной фазе пород и отношения H_2/H_2O увеличиваются с повышением метаморфизма, достигая максимума в гранито- и плагиогранито-гнейсах и снижаясь затем в биотитовых и щелочных гранитах.

Именно эта особенность — повышение мольной доли восстановленных газов при возрастании температуры преобразования пород и инверсия этой направленности в зонах мигматизации и гранитизации — является наиболее общей в рассмотренных метаморфических комплексах. Доля водорода и окиси углерода снижается при переходе от мелано- к лейкократовым разновидностям. Кроме того, при рассмотрении средних величин $K_{вос}$, H_2/H_2O и CO/CO_2 в зависимости от возраста метаморфитов устанавливается снижение от нижнего архея к олигоцену — миоцену (рис. 35). Эта зависимость, выявленная ранее [Летников, 1982а, б], очевидно, характерна для гранитно-метаморфического слоя, преобразованного при $T = 500—800^\circ C$ и $P = 9$ кбар.

Сутамский блок, отличающийся значительной долей пород повышенной основности и меньшим уровнем гранитизации, выделяется по химиз-

Рис. 35. Коэффициенты восстановления ($K_{вос}$) и отношения H_2/H_2O , CO/CO_2 в зависимости от возраста и структурного положения метаморфических комплексов.

1 — $K_{вос}$; 2 — CO/CO_2 ; 3 — H_2/H_2O . Цифры в кружках — комплексы; 1 — сутамский вблизи сочленения Алданского щита со Становой зоной, 2 — беломорский, 3 — приладожский, 4 — хамар-дабанский и 5 — центрально-памирский.



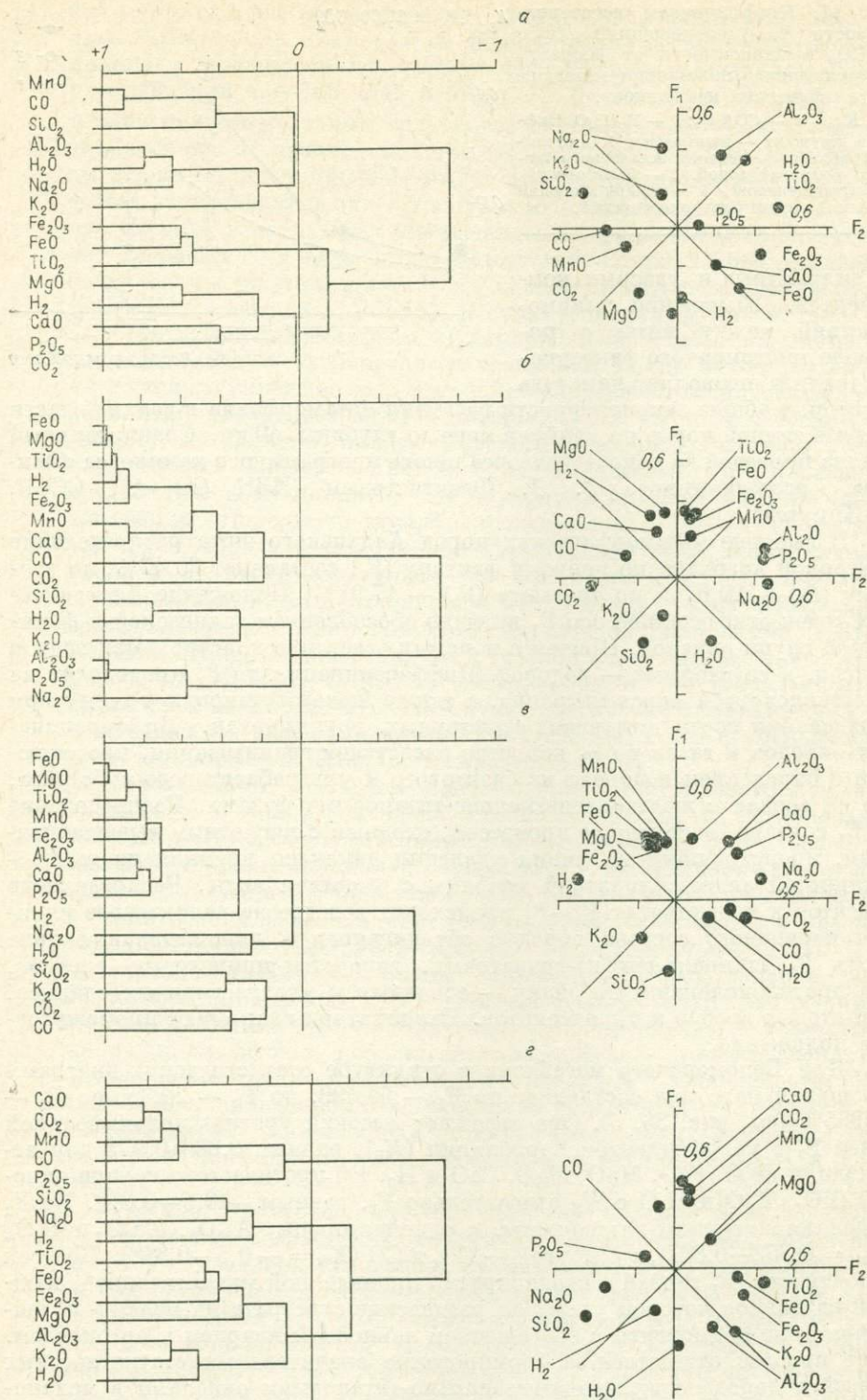
му силикатных и газовых компонентов. Выявление взаимодействий между ними с помощью многомерного факторного анализа позволяет наметить

некоторые общие закономерности развития метаморфизма в верхней части разреза земной коры, по крайней мере до глубины 40 км. Сравнительный анализ проведен на основе универсального программного комплекса «Фактор», разработанного Г. Д. Феоктистовым (ИЗК СО АН СССР, г. Иркутск).

В выборке метаморфических пород Алданского щита распределение факторной нагрузки по первому фактору (F_1) составляет 30,47%, по второму (F_2) — 20,67 и по третьему (F_3) — 17,92%. Положение фигуративных точек относительно оси F_1 вызвано обособлением салической и фемической групп окислов. Причем с первыми отчетливо кластируются вода и щелочи, а со вторыми — водород. Дифференциация по F_2 происходит на кремнекислоту и окись маганца, а также железотитановую группу при образовании соответствующих кластерных группировок. Дифференциация окислов и газов по F_1 является следствием гранитизации, протекающей с окислением водорода из базитового и ультрабазитового субстрата, где он связан с железомagneзиально-титановыми фазами. Распределение по F_2 связано, вероятно, с процессом, сходным с кислотным выщелачиванием, происходящим по линии удаления двуокиси кремния из железотитанистой алюмосиликатной матрицы с участием воды. Распределение объектов в координатах F_1 — F_3 происходит вследствие реликтового влияния первичного состава пород с объединением в положительном поле вдоль F_1 шпинель-графит-гранатовых, гиперстен-шпинелевых гнейсов, а в противоположном по знаку — основных и ультраосновных сланцев, гранатовых габбро и пироксенитов. Чарнокитоиды занимают промежуточное положение.

Для Беломорского мегаблока в структуре статистических диаграмм факторная нагрузка составляет по F_1 — 50,499, по F_2 — 24,35, по F_3 — 15,895% (см. рис. 36, б). Она отражает высокий уровень положительной связи F_1 с коэффициентом корреляции (K_R), равным 0,66—0,973 для ассоциации Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO и H_2 . Ей противостоит группа окислов SiO_2 , K_2O и H_2O с K_R относительно F_1 , равным — 0,5—0,848. По F_2 выделяются группы-антагонисты, с одной стороны, Al_2O_3 , Na_2O и P_2O_5 ($K_R = 0,852$ — $0,887$), а с другой — CO_2 и CO ($K_R = -0,5$ — $0,848$). По всей вероятности, F_1 связан с неоднократно проявленной мигматизацией, каждый из циклов которой углублял разделение субстрата на мелано- и лейкократовые компоненты с обогащением лейкосомы кварцем и ортоклазом. Этот процесс ответствен за формирование значительных статистических связей водорода с железомagneзиально-титановыми окислами в меланосоме. Вода в лейкосоме жестко связана с кремнеземом.

Распределение элементов по F_2 обусловлено существенно натровым характером мигматитов и сопутствующих гранитов, за исключением γ_2 с отношением $Na_2O/K_2O = 0,69$, предшествующих третьему этапу глубинной деформации. Положительная связь Na_2O с Al_2O_3 и отрицательная



корреляция их с углеродсодержащими газами может быть следствием повышения натровости беломорского комплекса за счет древнейшей плаггиомигматизации, сопряженной с процессами декарбонизации субстрата.

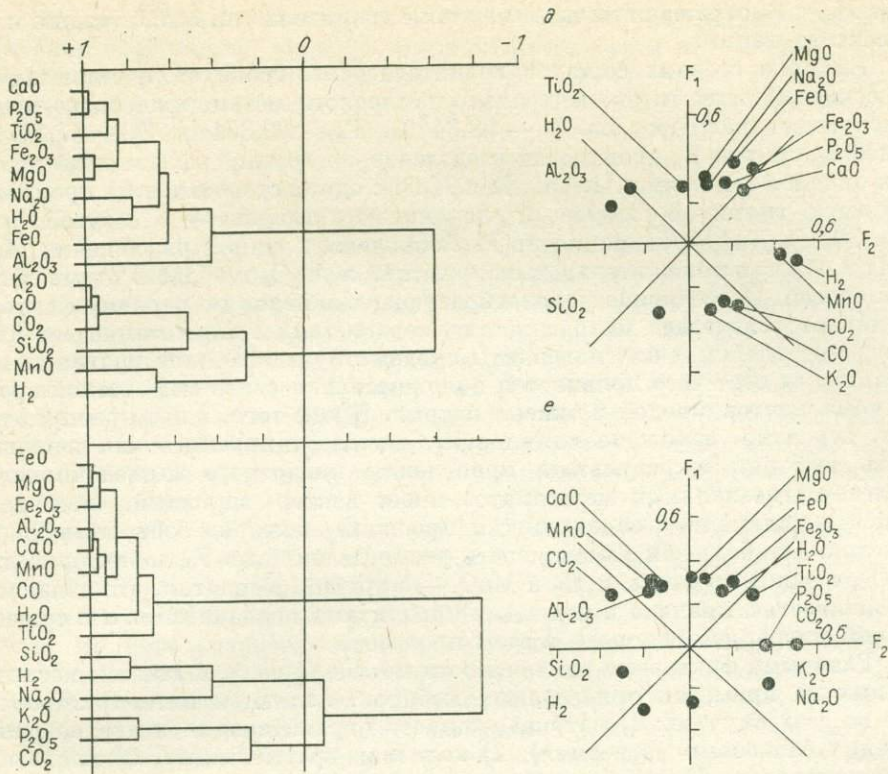


Рис. 36. Кластерные (R -типа) и факторные диаграммы химических составов и газов метаморфических комплексов.
 а — сутамского; б — беломорского; в — приладожского; г — хамар-дабанского; д — центрально-памирского; е — общие по всем комплексам.

Статистический анализ выборки метаморфитов Приладожья отражает факторную нагрузку на $F_1 = 49,785\%$, $F_2 = 17,23$ и $F_3 = 12,17\%$. Распределение компонентов на факторной диаграмме во многом аналогично таковому для беломорид (см. рис. 36, е), за исключением поведения газов. По F_1 имеется четкое разделение компонентов меланосомы и лейкосомы. Судя по диаграмме кластера R -типа, к первой не очень плотно примыкает водород. С F_2 значительно связаны Na_2O и CO_2 ($K_K = 0,725$ и $0,615$ соответственно), а отрицательная корреляция имеется у H_2 ($K_K = -0,79$). Распределение F_1 отвечает гранитизации, имеющей разнообразные проявления в данном районе. Дифференциация окислов по F_2 , видимо, обусловлена общим натровым характером гранитоидов, включенных в выборку, кроме 3 и 18. Характерна выраженная тенденция к отрицательной связи водорода с наиболее натровыми разновидностями.

Факторная нагрузка в выборке анализов пород хамар-дабанского комплекса составляет по $F_1 - 33,57$, $F_2 - 19,238$ и $F_3 - 10,67\%$. Распределение элементов относительно оси F_1 выделяет противоположно связанные группы окислов Ca, Mn, Mg в ассоциации с CO_2 и CO, а также SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO, Na_2O , K_2O , ассоциирующих с H_2 и H_2O . По F_2 железо-титано-магниевые алюмосиликаты противопоставляются окислам кремния и натрия с примыкающим к ним водородом (см. рис. 36, г). Распределение по F_1 связано с литологической дифференциацией в пределах выборки, включающей карбонатные метаграувакки и метапелиты. Для первых оказываются типоморфными окись и двуокись углерода, для вторых — вода и водород. Связи элементов, с которыми отдаленно коррели-

рует H_2 , с F_2 отражают начальные этапы гранитизации, свойственные плагиомигматизации.

Выборка средних составов гранитогнейсов, гранитов и синметаморфических метасоматитов центрально-памирского метаморфического комплекса имеет нагрузку по F_1 — 58,344%, F_2 — 20,351 и F_3 — 17,247%. В ней вдоль оси F_1 происходит разделение на группу железомagneзиальных окислов с окисями Al, Ca, Na и H_2O , с одной стороны, и на кремневокалиевую группу с окисью и двуокисью углерода — с другой (см. рис. 3б, 2). Дифференциация по F_2 заключается лишь в разобщении MnO и H_2 в область положительных корреляций и Al_2O_3 в область отрицательных связей. Обособление породообразующих окислов по первому фактору возникает вследствие наложения калиевого типа гранитизации на плагиогранитогнейсы и плагиограниты предшествующего этапа плагиомигматизации, за счет чего появляется положительная связь мафической группы компонентов с водой и окисью натрия. Кроме того, в этом распределении, вероятно, заложено влияние F_2 , идентифицируемого как изменчивость выборки в результате проявления кислотного выщелачивания. Железо-магнезиальный метасоматоз имеет вектор вариаций, совмещающийся с удлинением совокупности проекций векторов соответствующих окислов. Наибольшая изменчивость распределений по F_2 характерна для Al_2O_3 , с одной стороны, и H_2 и MnO — с другой. Вероятно, это связано с устойчивостью кианита в конечных продуктах выщелачивания и с существенной миграцией водорода в этом процессе.

Главными факторами изменчивости метаморфических систем, исследованных на примерах приведенных выборок, являются интерпретированные во всех случаях: 1) натриево-калиевая гранитизация и плагиогранитизация (плагиомигматизация), 2) калиевая гранитизация, 3) кислотное выщелачивание, 4) дифференциация по неоднородности химического состава. С первым процессом связаны знакопеременные корреляции всех газовых компонентов с породообразующими окислами. В глубинных метаморфитах Алданского щита магнезиальность пород положительно связана с концентрацией водорода. Это же наблюдается и в Беломорском мегаблоке, где с фактором мигматизации коррелируют MgO, FeO, Fe_2O_3 и H_2 . В Приладожье положительная связь с этим процессом устанавливается для CO_2 , CO и H_2O . У водорода она значительно ослаблена. В Хамар-Дабане данный процесс протекает с редуцированием значимых статистических связей индивидуальных газов с силикатной матрицей. Для центрально-памирского комплекса он, выявляясь на кластер-диаграмме, не выражается в координатах F_1 — F_2 , но характеризуется сильной положительной корреляцией с водой.

Калиевая гранитизация, проявленная в Приладожье, не сопровождается заметными взаимосвязями газов с породообразующими окислами. Однако в метаморфитах Центрального Памира ее усиление происходит при участии углеродсодержащих газов. Кислотное выщелачивание в этом блоке сопровождается эвакуацией водорода с выносом марганца из системы, но, проявляясь в нижеархейских породах Алданского щита, оно приводит к накоплению последнего совместно с кремнеземом и повышением потенциала окиси углерода. Влияние литологических особенностей метаморфических толщ усматривается в появлении контрастных групп, в которых коррелируют, с одной стороны, окислы кальция и магния, окись и двуокись углерода, с другой — окислы железа, алюминия, титана, калия, вода и водород. Корреляционные связи водорода с плагиомигматизацией и, видимо, с предшествующим глубоким метаморфизмом [Вилор, Макрыгина, 1980] обусловлены формированием в эти этапы эффективно действующих железисто-силикатных и железисто-окисных водородных минеральных буферов. Последние в значительной мере нарушаются при калиевой гранитизации и полностью исчезают, когда усиливается кислотное выщелачивание.

Экстраполяция полученных закономерностей на гранитно-метаморфический слой земной коры до глубины 40 км путем построения факторной и кластерной диаграмм по выборке, составленной из усредненных составов рассмотренных комплексов (см. рис. 36, *e*), дает возможность получить две глобальные особенности, характеризующие развитие метаморфического процесса. Первая выражается по F_1 (нагрузка 64,634%) и заключается в изменчивости систем по векторам вариаций содержаний Al_2O_3 , MnO , CaO , а также Fe_2O_3 , FeO и MgO , к которым примыкают колебания H_2O и TiO_2 . Им противоположны тенденции изменений концентраций SiO_2 , Na_2O и H_2 . Возникновение этого комплекса статистических связей рассматривается как воздействие глубинного потока кремнекислотно-натрового состава с водородной специализацией. Вторая особенность заключается в образовании независимой калиево-углекислотно-фосфорной группировки на оси F_2 (нагрузка 20,011%). Она, очевидно, соответствует проявлению щелочно-калиевого флюида, формирующегося на заключительных этапах развития гранитизации метаморфических комплексов и обуславливающего массовое возникновение калиевых субщелочных лейкогранитов.

Таким образом, сопоставление разновозрастных метаморфических комплексов с очевидностью подтверждает сделанный нами ранее вывод по проявлении двух тенденций в процессах преобразования осадочно-вулканогенных толщ [Флюидный режим метаморфизма, 1980].

1. По мере развития процессов метаморфизма происходит одновременное изменение минерального состава породы и ее флюидной составляющей. Этот процесс носит однонаправленный и последовательный характер, хорошо воспроизводимый на физико-химических моделях.

2. Наиболее существенные изменения флюидного фронта метаморфических комплексов связаны с проявлением процессов гранитизации, когда флюидные и петрогенные компоненты длительное время привносятся из глубинного эндогенного источника, имеющего мантийную природу [Коржинский, 1952; Кузнецов, 1966]. В этом случае даже слабое проявление гранитизации существенно влияет на состав флюидной фазы, которая полностью преобразуется при усилении процесса. В гранитизированных разностях первичный метаморфический флюид распознается лишь при детальных исследованиях реликтовых минералов или будин и блоков негранитизированных пород или же при сопоставлении отношений N/C в исходной и гранитизированной породах, когда один из этих компонентов может быть реликтовым. «Флюидное дыхание» фронта гранитизации может сказываться и на его внешнем ореоле, в еще негранитизированных породах, ибо скорости распределения кондуктивного теплового потока и миграции флюидов намного выше, чем у гранитизирующих компонентов — SiO_2 , K , Na (Al ?). Это различие усугубляется за счет процесса связывания гранитизирующих компонентов во вновь образуемых минералах, в основном в полевых шпатах и кварце. Как мы указывали ранее [Летников и др., 1975а, б], чем сильнее проявляется процесс гранитизации, тем больше во вновь образуемой породе «сухих» минералов — алюмосиликатов и кварца, вытесняющих амфиболы и слюды. Высвобождаемые при этом флюидные компоненты вовлекаются в общий массопоток и иногда далеко уходят за пределы ореолов гранитизации, особенно по дренирующим тектоническим зонам.

Таким образом, если сопоставить по массоемкости флюидные системы, возникающие в ходе метаморфизма пород от зеленосланцевой фации и выше, с гранитизирующими флюидными системами, то объемы последних неизмеримо больше, не говоря уже о более длительном времени их генерации и существования. В еще большей мере роль флюидных систем, связанных с очагами гранитизации, проявляется на регрессивной стадии их эволюции, когда отступление изотерм приводит к наложению на периферические части гранитогнейсовых куполов флюидных систем из вме-

щающих их пород. В свете изложенных выше данных представляется излишней фетишизация так называемых «метаморфогенных флюидов», которые в большинстве своем связаны не с процессами метаморфизма, а с процессом гранитизации.

ГЛАВА VI

ФЛЮИДНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ СИСТЕМ

Углерод является одним из наиболее распространенных элементов. В надкритических условиях земной коры он входит в состав соединений двух типов. К первому относятся газообразные углеродсодержащие соединения: CO_2 , CH_4 , CO , C_2H_6 и др. Второй представлен твердыми фазами: графитом, алмазом, карбонатами и карбидами. Жидкие и твердые углеводороды устойчивы лишь при низких температурах. Перераспределение углерода между газовой и твердой фазами зависит от температуры, давления, режима кислорода и концентрации элементов, формирующих соединения с углеродом. Углерод образует собственные минералы — графит и алмаз. Наиболее распространен из них графит, который содержится почти во всех изверженных и метаморфических породах. Графит — важный показатель поведения углерода в эндогенных процессах, так как образование его, а точнее, перераспределение углерода между графитом и флюидом не лимитируется содержанием каких-либо других элементов, а полностью зависит от PT -условий и режима кислорода. С другой стороны, графитовый буфер оказывает определяющее влияние на состав флюидной фазы в широком интервале PT -условий. Отсюда понятно, что графит является важным фактором эндогенного петрогенезиса.

Впервые газы системы C—O в равновесии с окислами железа и графитом были рассмотрены Д. С. Коржинским [1940]. Он показал взаимоотношение магнетита, вюститита и металлического железа в зависимости от мольной доли CO в смеси $\text{CO} + \text{CO}_2$. Обращая внимание на роль графита при метаморфизме, Д. С. Коржинский отмечает, что поведение углерода при метаморфизме представляет очень сложную проблему, требующую специального исследования [Коржинский, 1940, с. 71].

Для петрологических построений в первую очередь необходимо установить границу устойчивости графита для широкого интервала PT -условий, режима кислорода и баланса углерода и водорода. Изучению физико-химических условий образования графита в эндогенных процессах посвящено немного работ. К ним относятся исследования состава флюидной фазы системы C—O—H в равновесии с графитом [French, 1966; Eugster, Skippen, 1967; Skippen, 1971; Kerrick, 1974; Nokleberg, 1973; Hollway, Reese, 1974; и др.]. Несколько работ посвящено непосредственно определению границы устойчивости графита, равновесного с C—O—H флюидом [Frost, 1979; Гантимуров, 1980, 1982, 1985]. Все исследования по системе C—O—H проведены методом физико-химических расчетов. Попытки экспериментально исследовать устойчивость графита в равновесии с C—O—H флюидом оказались неудачными, так как равновесие не достигалось даже за 60 сут [Ziegenbein, Johannes, 1980].

В данной главе приводятся результаты исследования нескольких углеродсодержащих систем в надкритических условиях. Основной целью является изучение перераспределения углерода между флюидом и твердой фазой и между графитом и другими углеродсодержащими соединениями.

Устойчивость когенига и металлического железа в равновесии с С-О-Н-флюидом

Одним из доказательств деятельности глубинных флюидопотоков восстановительного характера являются самородные элементы и карбиды металлов. Находки этих соединений во многих типах изверженных пород, особенно в последние годы, стали геологическим фактом [Маракушев, Генкин, 1972; Слободской, 1979; Самородное минералообразование..., 1981; Штейнберг, Лагутина, 1984; Самородное элементообразование..., 1985; и др.].

Физико-химические исследования условий образования таких соединений в процессе петрогенеза весьма немногочисленны [Маракушев, Генкин, 1972; Маракушев, Перчук, 1974; Никольский, 1981а, б; Зотов, Курдюков, 1981].

На примере системы Fe—Si—C—O—H исследованы физико-химические условия образования когенига и металлического железа и оценено влияние отношения C/H (мольное) как интенсивного параметра на фазовый состав системы и режим флюидной фазы. В расчетную матрицу включены 20 независимых компонентов. Газовая фаза включает 9 компонентов, а 11 находятся в твердой фазе. Расчет производился по программе «Селектор». Система исследована в интервале температур 873—1473 К и давлений от 100 до 1000 МПа. Термодинамические данные взяты из работы И. К. Карпова и др. [1977] и Х. Хильгесона и др. [Helgeson et al., 1978]. Особый интерес представляет взаимоотношение металлического железа, графита и когенига в присутствии С-О-Н флюида. На рис. 37 представлена *PT*-диаграмма устойчивости двух парагенезисов: кварц — фаялит — железо и кварц — фаялит — железо — когениг. Линия, разделяющая поля этих парагенезисов, является границей устойчивости когенига при отношении C/H в системе, равном 0,1, и фугитивности кислорода, соответствующей буферу кварц — фаялит — железо. При увеличении отношения C/H > 0,1 граница устойчивости когенига будет смещаться влево, т. е. в область меньших температур и более высоких давлений. При уменьшении отношения C/H ниже 0,1 граница будет смещаться вправо, поле устойчивости когенига выклинится, и при данных *PT*-условиях будет устойчива ассоциация кварц — фаялит — железо.

Ассоциация металлического железа с графитом является запрещенной при изученных температурах, так как эти минералы реагируют с образованием когенига: $3\text{Fe} + \text{C} = \text{Fe}_3\text{C}$. При более низких температурах и давлениях (но в сильно восстановительной обстановке) они могут существовать совместно [Маракушев, Генкин, 1972].

В области устойчивости железа химический потенциал кислорода фиксируется твердофазным буфером, и в изобарно-изотермических условиях состав флюида определяется отношением C/H. При C/H = 0,01 флюидная фаза представляет водород-водно-метановую смесь. При более высоких значениях C/H, когда повышается химический потенциал углерода в системе, во флюиде возрастает количество углеродсодержащих газов. На диаграмме рис. 38 показана область существования графита в системе С—О—Н. При фугитивности кислорода, соответствующей устойчивости железа, при определенной величине C/H в системе образуется графит. В системе Fe—Si—C—O—H при этих же условиях (когда повышение химического

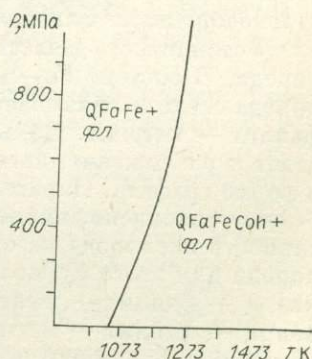


Рис. 37. *PT*-диаграмма устойчивости когенига при C/H = 0,1.

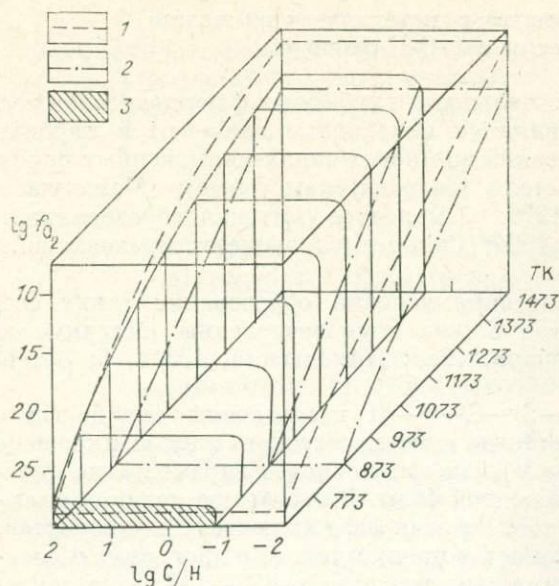


Рис. 38. Блок-диаграмма устойчивости графита при $P = 100$ МПа [Гантимуров, 1985].
 1 — поверхность значений фугитивности кислорода для буфера Кв — Фа — Маг; 2 — поверхность для буфера Кв — Фа — Fe; 3 — сечение объемной фигуры, в пределах которой устойчив графит.

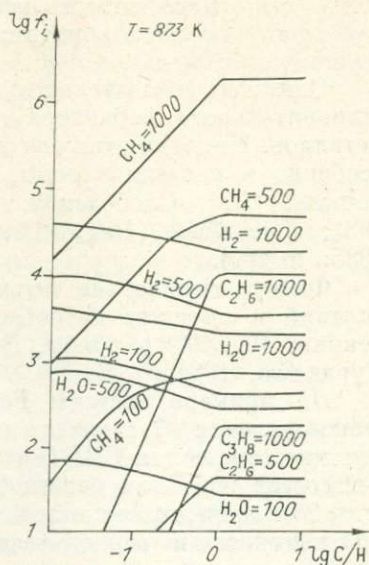


Рис. 39. Логарифмы фугитивностей компонентов флюида в равновесии с буфером Кв — Фа — Fe [Гантимуров, 1982].

потенциала углерода должно привести к образованию в твердой фазе графита) происходит образование когенита. Когенит выполняет роль углеродного буфера в системе, и состав флюида в поле когенита не зависит от изменения величины C/H . Система становится тривариантной, ее состояние определяется температурой, давлением и режимом кислорода.

Состав флюида, равновесного с парагенезисом кварц — фаялит — железо — когенит, показан на рис. 39, где горизонтальные отрезки кривых фугитивности соответствуют полю устойчивости когенита. Из компонентов флюида фугитивность метана наибольшая при всех изученных параметрах. Вторым по величине фугитивности стоит водород. Далее фугитивности компонентов распределяются в зависимости от температуры. При 873 К значительных величин достигает фугитивность непредельных углеводородов — C_2H_6 , C_3H_8 , причем фугитивность метана при $P = 1000$ МПа превышает фугитивность воды почти на порядок. При $T = 1073$ и 1273 К по величине фугитивности вода занимает третье место после метана и водорода. Таким образом, когенит устойчив с существенно углеводородным флюидом.

Устойчивость железа и когенита лимитирована по фугитивности кислорода. В системе Fe—Si—C—O—H при повышении фугитивности кислорода железо связывается в фаялите. Появляется ассоциация кварц — фаялит — когенит. Дальнейший рост химического потенциала кислорода ведет к разложению когенита, и в системе появляется свободный углерод в форме графита. Парагенезис кварц — фаялит — когенит — графит, как было установлено, является кислородным буфером и поддерживает фугитивность кислорода на определенном уровне. Значение фугитивности кислорода для этого буфера примерно на два порядка выше, чем для буфера кварц — фаялит — железо, и на четыре порядка ниже, чем для буфера кварц — фаялит — магнетит. Насколько нам известно, в литературе нет сведений о существовании кислородного буфера такого состава.

Действие кислородного буфера кварц — фаялит — когени́т — графит обусловлено распадом когени́та ($\text{Fe}_3\text{C} = 3\text{Fe} + \text{C}$ (графит)) и связыванием кислорода в фаялите ($2\text{Fe} + \text{SiO}_2 + \text{O}_2 = \text{Fe}_2\text{SiO}_4$).

Когени́т в сростках с железом встречается в габбро [Штейнберг, Лагутина, 1980]. Полученные данные позволяют оценить физико-химические условия образования этого парагенезиса. Фугитивность кислорода соответствовала устойчивости металлического железа и была в пределах 10^{-12} — 10^{-13} . Флюидная фаза представлена метаном, водородом и водой.

Металлическое железо встречается в гранитах, базитах и ультрабазитах. Однако в гранитах не обнаружен когени́т. Этот факт говорит о том, что химический потенциал углерода в гранитах недостаточно высок для образования когени́та. В базитах и ультрабазитах химический потенциал углерода значительно выше. Это подтверждают также данные по флюидному анализу ультраосновных пород, в которых отмечается высокое отношение C/H [Флюидный режим метаморфизма, 1980].

Парагенезис металлического железа с очень железистым оливином (вплоть до чистого фаялита) и когени́том отмечен в основных пегматоидах горизонта такситовых габбро-долеритов в районе горы Озерной [Баженов и др., 1959; Золотухин, 1981]. Данные, полученные по модельной системе, позволяют утверждать, что образование подобного парагенезиса произошло в сильно восстановительных условиях при участии существенно метанового флюида, а не при высоком давлении $\text{CO} + \text{CO}_2$, как предполагали ранее [Маракушев, Генкин, 1972].

Таким образом, данные, полученные при моделировании системы Fe—Si—C—O—H, а в частности по устойчивости металлического железа и когени́та, позволяют оценить физико-химические условия их образования в эндогенных процессах.

Свободный углерод в различных окислительно-восстановительных условиях

Перераспределение углерода в процессе изменения режима кислорода имеет определенные закономерности. На примере системы Fe—Si—C—O—H прослежены количественные вариации графита в зависимости от окислительно-восстановительных условий. Исследован интервал от устойчивости железа до магнетит-гематитового буфера. Результаты схематически изображены на рис. 40.

Фактически схема представляет сечение блок-диаграммы (см. рис. 38) при определенной температуре и отношении C/H. Появление свободного углерода в системе при повышении фугитивности кислорода связано с распадом когени́та и образованием фаялита. В момент полного распада когени́та в системе наблюдается максимальное количество свободного углерода. Фугитивность кислорода такова, что образование углеродсодержащих соединений во флюиде, таких как CO_2 и CO, невозможно. CO_2 в данных условиях практически отсутствует, да и количество CO незначительно. Углерод в небольших количествах связан в углеводородах: CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 [Гантимуров, 1982].

Абсолютное количество образовавшегося графита при прочих равных условиях зависит от баланса углерода и водорода в системе, т. е.

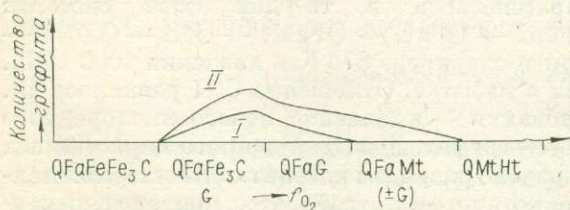


Рис. 40. Концентрация графита в системе Fe—Si—C—O—H в различных окислительно-восстановительных условиях.

I — C/H = 0,1; II — C/H = 1.

от величины C/H . Кривая II отражает вариации свободного углерода при $C/H = 1$, кривая I — при $C/H = 0,1$. При меньшей величине отношения C/H углерод значительно раньше полностью переходит во флюидную фазу по мере роста фугитивности кислорода за счет образования кислородных соединений — CO и CO_2 . Мольная доля метана при этом значительно снижается, а другие углеводороды (C_2H_6 , C_3H_8) практически исчезают. Нижняя граница появления графита в системе однозначна для всех значений C/H , если сечение проходит через область устойчивости графита. Верхняя граница индивидуальна для каждой величины C/H , но при достижении фугитивности кислорода в поле устойчивости гематита при любых высоких значениях отношения C/H углерод полностью переходит во флюид.

Сравнительная емкость некоторых железосодержащих кислородных буферов

При анализе физико-химических условий формирования и эволюции эндогенных образований земной коры и верхней мантии в петрологических исследованиях используются твердофазные кислородные буферы, которые при заданных P - T -условиях фиксируют фугитивность кислорода на определенном уровне. Эти парагенезисы свойственны изверженным и метаморфическим породам, где также выполняют роль кислородного буфера. Применяются буферные смеси и в экспериментальных исследованиях при изучении процессов, для которых необходим определенный уровень фугитивности кислорода. Действие кислородного буфера, как известно, обусловлено перераспределением элементов переменной валентности между соответствующими минералами при изменении окислительно-восстановительных условий. Наиболее распространенные кислородные твердофазные буферы имеют в своем составе железосодержащие минералы. Кислородный буфер действует до тех пор, пока изменение окислительно-восстановительных условий не приводит к исчезновению одного из минералов данного парагенезиса. Это связано с изменением валентности железа, входящего в состав соответствующих минералов.

Каждый кислородный буфер, поддерживая фугитивность кислорода на одном уровне, сам выделяет или поглощает кислород, нивелируя изменение окислительно-восстановительных условий в системе. Количество кислорода, которое может поглотить или выделить твердофазный буфер, и будет определять его емкость по кислороду.

Физико-химическое моделирование системы $Fe-Si-C-O-H$ в изобарно-изотермических условиях при меняющемся количестве кислорода позволяет сравнить емкость некоторых железосодержащих буферных ассоциаций. Емкость буфера по кислороду зависит, естественно, от массы минералов, входящих в его состав. Но при фиксированных количествах независимых компонентов системы, за исключением кислорода, есть возможность сравнить емкость нескольких буферных ассоциаций по кислороду.

Мы проследили изменения фугитивности кислорода от поля устойчивости буфера кварц — фаялит — железо до магнетит-гематитового. При увеличении количества кислорода в системе наблюдается следующая последовательность смены парагенезисов в твердой фазе системы: $QFaFeCoh \rightarrow QFaCoh \rightarrow QFaCohG \rightarrow QFaG \rightarrow QFaMt \rightarrow QMt \rightarrow QMtHt \rightarrow QHt$. Расчеты проведены при температуре 873 К и давлении 1000 МПа. Кварц в системе присутствовал в избытке. Отношение C/H равнялось 10.

Важный результат исследования — выявление нового кислородного буфера кварц — фаялит — когенит — графит. Действие данного парагенезиса как кислородного буфера обусловлено распадом когенита. Железо связывается в фаялите, при образовании которого и потребляется кислород, посту-

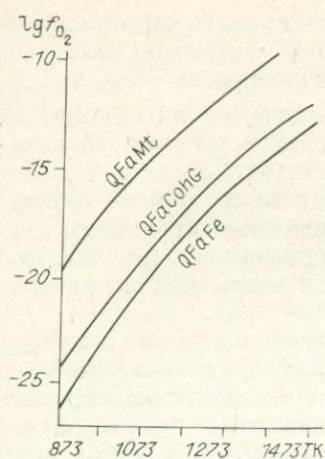


Рис. 41. Положение кривых фугитивности кислорода для некоторых буферных ассоциаций. $P = 100$ МПа.

графит, и ее зависимость от температуры показаны на рис. 41. Для сравнения нанесены подобные зависимости для двух известных кислородных буферов. Новый кислородный буфер дает фугитивность кислорода примерно на два порядка выше, чем буфер кварц—фаялит железно, и на четыре ниже, чем кварц—фаялит—магнетитовый.

На рис. 42 изображен график изменения фугитивности кислорода при эволюционировании системы от существенно восстановленных до окисленных условий. Горизонтальные отрезки линий фугитивности соответствуют зонам действия кислородных буферных парагенезисов. Длина отрезка при отсчете по оси абсцисс отражает емкость каждого буфера по кислороду. Зона действия кислородного буфера, как известно, ограничена точками появления или исчезновения одной из фаз буферной ассоциации. Таким образом, количество кислорода, поглощаемое или выделяемое кислородными буферами, составляет (мас. %): для буфера QFaFe — 4,32; QFeCohG — 5,6; QFaMt — 3,5; MtHt — 1,62. Наибольшей емкостью по кислороду обладает буферная ассоциация кварц—фаялит—когениграфит, способная в широком интервале поддерживать фугитивность кислорода на одном уровне. Наименьшей емкостью из четырех представленных буферных ассоциаций обладает магнетит-гематитовая. Парагенезис кварц — фаялит — графит поддерживает фугитивность кислорода на значениях, близких к таковым для кварц-фаялит-магнетитового буфера. Кварц и фаялит в данном случае не участвуют в реакциях, и поглощение кислорода всецело зависит от окисления графита и образования во флюиде CO_2 , мольная доля которого возрастает до появления в твердой фазе магнетита.

Таким образом, сравнивая четыре железосодержащих кислородных буфера, приходим к выводу, что парагенезисы, содержащие трехвалентное железо (QFaMt, MtHt), имеют меньший диапазон регулирования фугитивности кислорода, т. е. меньшее количество они могут поглотить или выделить при изменении окислительно-восстановительных условий в системе.

Физико-химические особенности флюидных систем

К высокоуглеродистым можно отнести системы, в твердой фазе которых устойчив свободный углерод в виде графита или алмаза. За пределами поля устойчивости графита (алмаза) углерод полностью связан во флюиде,

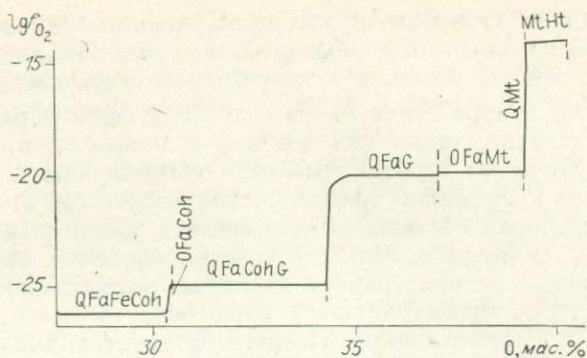


Рис. 42. Парагенезисы в системе Fe—Si—C—O—H в различных окислительно-восстановительных условиях.

и хотя углеродсодержащие соединения будут доминировать над остальными компонентами флюида, в твердой фазе свободный углерод не появится. В данных условиях может быть существенно углекислотный ($X_{CO_2} > 0,9$) или водородно-метаново-водный флюид. Образование других соединений углерода, таких как когенит и муасонит, происходит также в области, где графит термодинамически устойчив, но в результате реакции с железом и кремнием графит расходуется. Этот процесс лимитируется количественным соотношением в системе углерода с железом и кремнием.

Учитывая, что все выводы касаются надкритического флюида, их можно распространить на любые магматические и метаморфические процессы, происходящие в этой области.

Состав надкритического флюида в эндогенных системах является функцией температуры, давления, режима кислорода и баланса основных флюидообразующих компонентов С и Н. Влияние азота и серы ощутимо лишь в отдельных процессах, таких как вулканический и гидротермальный. По литературным данным [Ohmoto, Kerrick, 1977], мольная доля серы в надкритическом флюиде не превышает 0,01, азот является инертным наполнителем и значимость его невелика. Важнейшие составляющие надкритического флюида — водород, углерод, кислород.

Взаимоотношения флюида и твердого субстрата зависят от ряда факторов. Например, буферирующее влияние твердых фаз целиком определяется содержанием и перераспределением элементов переменной валентности между минералами. Количественные вариации фугитивности кислорода находятся в прямой зависимости от состава твердой фазы. Но, в свою очередь, восходящие флюидопотоки оказывают влияние на состав твердого субстрата. Находки зональных зерен, ядро которых состоит из металлического железа, а последующие слои из иоцита и магнетита [Мнацакян, 1965], свидетельствуют о воздействии флюидопотоков.

Рассматривая факторы состояния надкритического флюида, необходимо отметить важную роль свободного углерода — графита. Состояние флюидной фазы в присутствии графита определяется тремя параметрами: температурой, давлением и фугитивностью кислорода. Если весь углерод связан во флюиде, появляется четвертый интенсивный параметр, определяющий баланс углерода и водорода в системе. Этот параметр удобно определить мольным отношением С/Н. Наблюдается различное поведение флюидной системы в графитовой и безграфитовой областях. В безграфитовой области состав флюида при прочих равных условиях (P, T, f_{O_2}) зависит от величины отношения С/Н. То есть в безграфитовой области привнос — вынос отдельных компонентов флюида, реакции карбонатизации — декарбонатизации и гидратации — дегидратации существенно влияют на состав флюида. В области устойчивости графита все эти процессы не оказывают влияние на состав флюида за счет действия графитового буфера, т. е. состав остается постоянным при достаточной буферирующей емкости породы по отношению к кислороду. Таким образом, напрашивается вывод о существовании двух типов флюидных систем, различающихся по физико-химическим особенностям, — это графитовые и безграфитовые.

На рис. 38 показана область устойчивости графита в зависимости от трех параметров: температуры, режима кислорода и баланса углерода и водорода. И хотя диаграмма построена для давления 100 МПа, фактически она отражает устойчивость графита для условий земной коры и верхней мантии, так как топология графитовой области не изменится до значительно более высоких давлений. В правой части диаграммы, где графит неустойчив, флюид представляет смесь водородсодержащих газов. Состав флюида в зависимости от фугитивности кислорода будет меняться от водородно-водного с небольшим количеством метана до существенно водного.

В области устойчивости графита во флюиде доминируют углеродсодержащие компоненты. Максимальные количества воды во флюиде, рав-

новесном с графитом, фиксируются в области перегиба границы устойчивости графита. Мольная доля воды здесь может достигать 0,5 в зависимости от P - T -условий. При низких фугитивностях кислорода во флюиде из углеродсодержащих газов доминирует CH_4 или CO в зависимости от отношения C/H .

Выше границы устойчивости графита по фугитивности кислорода состав флюида меняется от существенно водного в правой части диаграммы до существенно углекислого в левой. Мольная доля CO_2 может превышать 0,95, однако в данных окислительно-восстановительных условиях графит образоваться не может.

С привлечением большого банка данных по составу флюидных включений в породах и минералах Ф. А. Летников [1981] установил глобальную геохимическую зависимость изменения баланса углерода и водорода от архея до мезозоя. Это выражается в уменьшении мольной доли углерода во флюиде, что приводит к увеличению количества водородсодержащих компонентов. На блок-диаграмме рис. 38 эту зависимость можно представить как движение от оси ординат вправо к меньшим значениям отношения C/H .

ГРАФИТ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ОЛЬХОНСКОЙ СЕРИИ (Западное Прибайкалье)

Породы ольхонской серии представлены кристаллическими сланцами, гнейсами и мраморами, которые содержат тела базитов и ультрабазитов. В процессе формирования они претерпели несколько этапов. Первоначально породы были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации, затем диафторированы в условиях высокотемпературной субфации амфиболитовой фации, а также подвергались ультраметаморфизму.

Практически все разновидности пород ольхонской серии являются графитсодержащими. Обращается внимание на присутствие графита не только в метаморфических породах, но и в интрузивных образованиях [Котельников, 1934; Корреляция..., 1979; Петрова, Левицкий, 1984; и др.]. Специальных исследований графита в породах ольхонской серии не проводилось. Имеются данные по изотопии углерода в осадочно-метаморфических породах докембрия [Сидоренко, Сидоренко, 1975], которые доказывают биогенное происхождение углерода. Этот вывод отнесен авторами и на докембрий Прибайкалья, хотя данные по изотопии углерода в породах отсутствуют. Есть единичные изотопные определения [Миронова, околова, 1985], подтверждающие абиогенное происхождение углерода в графитах Приольхонья. Но эти данные не могут служить надежным критерием вследствие фракционирования изотопов углерода [Галимов и др., 1974; Чухров и др., 1983]. Таким образом, вопрос об источнике углерода в графитах Приольхонья остается открытым.

Несомненный интерес представляет физико-химический анализ поведения углерода при метаморфизме пород ольхонской серии, тем более, что подобные данные отсутствуют.

В изученных нами породах Чернорудской зоны наблюдается несколько разновидностей выделений графита. Можно выделить тонкодисперсную, межзерновую формы и крупные выделения графита. Тонкодисперсная и межзерновая формы обычно встречаются совместно. Так, мраморам тонкодисперсная форма придает характерный цвет — от светло-серого до черного, но в то же время в одном образце можно наблюдать и чешуйки графита. Для кристаллических сланцев и гранитных жил наиболее характерна межзерновая форма, хотя присутствие мелкодисперсного графита не исключено. Крупные выделения графита встречены в кварцитах на разрезе урочища Улан-Харгана. В местах выхода кварцитов наблюдаются свалы окатанных осколков почти чистого графита размером 3—

Флюидная характеристика пород ольхонской серии

Порода	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	K _{вос}	C/H (мольное)
<i>Улан-Харгана</i>							
Гранит	0,70	0,29	0,02	—	—	0,01	0,09
Кварцит	1,60	0,73	0,11	—	—	0,04	0,26
	0,60	1,20	0,42	0,012	0,10	0,29	1,16
Кристаллический сланец	1,70	0,11	—	—	1,70	0,90	0,03
Кварцит	1,40	0,29	0,18	0,012	0,05	0,12	0,17
	0,30	1,90	0,15	—	—	0,07	3,41
	0,16	0,90	0,16	—	—	0,15	3,31
<i>Кучелга</i>							
Кварцит	0,26	0,61	0,03	—	—	0,03	1,23
Кристаллический сланец	2,30	1,30	0,07	—	—	0,02	0,30
Гранит	3,50	0,90	0,05	—	—	0,01	0,13
Кварцит	1,30	0,29	—	—	—	—	0,11
Кристаллический сланец	5,20	0,54	0,15	—	1,50	0,29	0,21
	2,40	6,10	1,3	0,01	0,26	0,18	1,60
Плагиосланец	4,70	0,72	0,12	—	0,62	0,14	0,15
Гнейс	1,30	6,20	0,23	—	—	0,03	2,47
Кварцит	2,0	0,56	0,03	—	—	0,01	0,15
Гнейс	6,50	1,30	0,03	—	—	0,004	0,30
	3,40	2,70	0,36	—	0,05	0,07	0,46

8 см. В Кучелгинской зоне крупные выделения графита отмечены на контакте гранитной жилы с мраморами. Желваки графита достигают 5—6 см. В структурном отношении графит представлен чешуйчатыми агрегатами.

Количественные вариации содержания графита в породах ольхонской серии не позволяют связать его генезис с какими-либо минеральными ассоциациями и на этой основе провести физико-химический анализ. Единственным критерием может служить режим флюидной фазы, который и следует рассматривать.

Образцы были проанализированы на состав флюидной фазы хроматографическим методом (табл. 18). Все породы содержат в своем составе графит в разных количествах. Четкой корреляции между составом породы и составом флюидной фазы нет. Высокие коэффициенты восстановленности наблюдаются у графитсодержащих кварцитов и кристаллических сланцев. В их флюидном составе присутствует значительное количество восстановленных газов. Фиксируется также высокое содержание углерода во флюиде, о чем можно судить по величине отношения C/H.

Наиболее полную информацию может дать физико-химическое моделирование системы порода — флюид при температурах и давлениях, определенных для пород ольхонской серии.

В основу модели положен химический анализ основного кристаллического сланца. В состав породы входят плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксен, роговая обманка, гранат, графит и рудный минерал.

Модельная система состоит из двенадцати независимых компонентов: Si—Ti—Al—Fe—Mg—Ca—Na—K—H—C—N—O. Так как система не содержит марганца и фосфора, химический состав пересчитан на 100 мас. % без учета этих элементов. В расчетную матрицу включены 65 зависимых компонентов, объединенных в 30 фаз. Газовая фаза включает в себя девять компонентов. Реализация модели осуществлялась с помощью программы «Селектор».

Фазовый и флюидный составы модельной системы (при различной величине C/N)

Фаза	973К			1073К			1173К		
	0,311	0,622	0,933	0,311	0,622	0,933	0,311	0,622	0,933
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

P = 700 МПа, фазовый состав

Флюид	2,636	3,336	3,759	2,707	3,484	4,363	2,775	3,564	4,228
Графит	0,052	2,012	2,938	0,881	1,931	2,811	0,813	1,854	2,747
Кварц	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Альбит	25,90	25,19	24,06	25,90	25,41	24,94	25,90	25,41	24,94
Анортит	34,01	33,62	32,36	34,25	33,79	33,28	34,41	33,89	33,33
Калишпат	4,305	5,607	5,724	4,905	5,362	5,592	5,339	5,636	5,724
Биотит	2,583	0,350	—	1,621	0,726	0,202	0,938	0,303	—
Амфибол	—	3,248	13,60	—	—	—	—	—	—
Клинопироксен	11,74	9,632	—	11,53	11,11	10,78	11,38	11,023	11,247
Ортопироксен	10,54	8,628	4,485	10,30	9,910	9,601	10,12	9,787	9,974
Титаномагнетит	7,321	8,478	11,13	7,900	8,272	8,432	8,314	8,533	8,557

Флюидный состав

CO(вес. %)	0,209	0,764	1,401	0,319	0,920	1,751	0,422	1,028	1,827
H ₂ O(вес. %)	2,213	2,488	2,308	2,113	2,419	2,508	2,012	2,307	2,416
X _{H₂}	0,010	0,005	0,004	0,019	0,012	0,008	0,032	0,022	0,016
X _{H₂O}	0,866	0,857	0,785	0,817	0,813	0,749	0,767	0,766	0,715
X _{CO}	0,0007	0,001	0,0016	0,004	0,004	0,005	0,007	0,011	0,014
X _{CO₂}	0,034	0,108	0,195	0,050	0,126	0,021	0,066	0,140	0,221
X _{CH₄}	0,087	0,026	0,012	0,107	0,042	0,021	0,123	0,058	0,033
ΣX _{C₂H₆} + X _{NH₃} + + X _{N₂}	0,007	0,003	0,0024	0,003	0,003	0,196	0,005	0,003	0,001
-lg f _{O₂}	18,05	17,54	17,28	15,95	15,55	15,32	14,23	13,90	13,70

P = 800 МПа, фазовый состав

Флюид	2,652	2,834	3,735	2,475	0,340	4,331	2,740	3,515	4,290
Графит	0,973	2,097	2,957	0,913	1,975	2,846	0,849	1,901	2,783
Кварц	—	2,083	2,169	—	—	—	—	—	—
Альбит	25,90	24,40	23,98	25,90	25,41	24,94	25,90	25,41	24,94
Анортит	34,17	32,85	32,35	34,37	33,92	33,33	34,50	33,96	33,33
Калишпат	4,761	5,832	5,724	5,254	5,716	5,724	5,614	5,832	5,724
Биотит	1,847	—	—	1,069	0,179	—	0,510	—	—
Амфибол	—	14,07	13,34	—	—	—	—	—	—
Клинопироксен	11,58	4,611	4,472	10,18	10,98	10,73	10,02	10,95	10,75
Ортопироксен	10,39	—	—	11,40	9,777	9,550	11,28	9,713	9,532
Титаномагнетит	7,754	11,281	11,27	8,230	8,608	8,557	8,574	8,719	8,557

Флюидный состав

CO ₂ (вес. %)	0,150	0,477	1,360	0,243	0,825	1,689	0,347	0,942	1,770
H ₂ O(вес. %)	2,259	2,282	2,337	2,174	2,497	2,562	2,077	2,383	2,473
X _{H₂}	0,009	0,005	0,003	0,018	0,010	0,007	0,028	0,019	0,013
X _{H₂O}	0,880	0,889	0,795	0,893	0,837	0,765	0,795	0,792	0,733
X _{CO}	0,0004	0,0008	0,001	0,002	0,003	0,004	0,005	0,008	0,011
X _{CO₂}	0,024	0,076	0,189	0,041	0,113	0,206	0,054	0,128	0,215
X _{CH₄}	0,084	0,027	0,008	0,107	0,034	0,016	0,117	0,049	0,025
ΣX _{C₂H₆} + X _{NH₃} + + X _{N₂}	0,003	0,002	0,004	0,060	0,003	0,002	0,002	0,004	0,003
-lg f _{O₂}	18,00	17,49	17,10	15,88	15,42	15,15	14,14	13,77	13,55

P = 900 МПа, фазовый состав

Флюид	2,440	2,806	3,921	2,653	3,410	4,212	2,708	3,474	4,359
Графит	0,973	2,120	2,969	0,935	2,005	2,862	0,881	1,941	2,815
Кварц	0,349	2,494	2,313	—	—	—	—	—	—
Альбит	25,345	24,303	23,892	25,900	25,409	24,937	25,900	25,409	24,936
Анортит	33,950	32,837	32,302	34,474	33,958	33,328	34,588	33,958	33,327
Калишпат	5,945	5,832	5,724	5,561	5,832	5,724	5,869	5,832	5,724

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Биотит	—	—	—	0,592	—	—	0,116	—	—
Амфибол	7,031	13,731	13,197	—	—	—	—	—	—
Клинопироксен	8,265	4,637	4,537	11,292	10,934	10,731	11,101	10,951	10,748
Ортопироксен	6,498	—	—	10,070	9,731	9,551	9,931	9,714	9,533
Титаномagnetит	9,203	11,439	11,344	8,521	8,718	8,557	8,815	8,719	8,557
<i>Флюидный состав</i>									
CO ₂ (вес. %)	0,082	0,426	1,334	0,190	0,764	1,657	0,279	0,871	1,719
H ₂ O(вес. %)	2,127	2,316	2,357	2,217	2,548	2,592	2,134	2,448	2,521
X _{H₂}	0,008	0,004	0,002	0,015	0,008	0,005	0,026	0,016	0,010
X _{H₂O}	0,874	0,903	0,802	0,853	0,854	0,775	0,813	0,816	0,750
X _{CO}	0,0002	0,0006	0,001	0,001	0,002	0,003	0,004	0,007	0,009
X _{CO₂}	0,014	0,068	0,168	0,030	0,105	0,203	0,043	0,119	0,209
X _{CH₄}	0,100	0,021	0,005	0,097	0,028	0,012	0,110	0,040	0,015
Σ X _{C₂H₆} + X _{NH₃} + + X _{N₂}	0,0038	0,0034	0,004	0,004	0,003	0,003	0,004	0,002	0,007
-lg f _{O₂}	18,04	17,35	16,92	15,82	15,27	14,99	14,01	13,64	13,40

Исследования термодинамического режима метаморфизма пород ольхонской серии по геотермометрам и геобарометрам дают следующие интервалы температур и давлений: $T = 720-740^\circ\text{C}$, $P = 6,5-7,5$ кбар [Смульская, 1981]; $T = 750-780^\circ\text{C}$, $P = 7$ кбар [Кориковский и др., 1981]; $T = 670-900^\circ\text{C}$, $P = 8-8,5$ кбар [Петрова, Левицкий, 1984].

Для нашей модели мы взяли интервал температур от 973 до 1173 К и давления 700, 800, 900 МПа. Исследования проведены для трех составов, различающихся по содержанию углерода. Содержание углерода задавалось величиной мольного отношения C/N в системе и составляло 0,311; 0,622 и 0,933. Полученные данные помещены в табл. 19.

В модельной системе углерод входит в состав флюидной и твердой фаз. В твердой системе он представлен лишь графитом, другие углеродсодержащие соединения (карбонаты, карбиды) не образуются. Поэтому при изменении PT -условий происходит перераспределение углерода между графитом и флюидной фазой.

Рассмотрим поведение углерода в процессе регрессивного метаморфизма. Породы гранулитовой фации практически всегда содержат акцессорный графит, и в них широко развиты флюидные включения, богатые CO₂ [Newton et al., 1980; Glassley, 1982; Touret, 1984; и др.]. Гранулиты ольхонской серии не являются исключением, что подтверждается флюидными анализами этих пород. При каких условиях могло происходить накопление графита при метаморфизме гранулитов в условиях более низкой ступени? По мнению многих исследователей, этот процесс связан с поступлением CO₂ из глубоких зон земной коры, приводящим к изменению состава флюида и образованию графита [Newton et al., 1980; Glassley, 1982]. Конечно, трудно предположить при PT -параметрах гранулитовой фации приток CO₂, скорее, это был флюид, содержащий преимущественно углеродсодержащие газы.

Результаты расчета модельной системы при различных отношениях C/N демонстрируют изменения, происходящие в породе и равновесном с ней флюиде. Увеличение концентрации углерода в системе приводит к его перераспределению между флюидом и графитом в зависимости от температуры, давления и режима кислорода. В данном случае не имеет значения, в каком из трех соединений (CO₂, CO или CH₄) происходит привнос углерода. В надкритических условиях именно в такой форме происходит транспорт углерода [Ziegenbein, 1981]. Валовый состав системы задает определенный режим кислорода, и в зависимости от PT -

условий углерод распределяется между графитом и углеродсодержащими газами.

В изобарно-изотермических условиях это выражается в увеличении мольной доли CO_2 , CO и уменьшении мольной доли CH_4 . В твердой фазе происходит увеличение содержания графита. В этом заключается роль графита как «углеродного буфера». Реагируя на изменение окислительно-восстановительных условий, графит поглощает «излишки» углерода. Это было наглядно показано на примере системы с твердофазным кислородным буфером, когда изменение баланса углерода и водорода при регулируемом режиме кислорода приводило лишь к изменению количества графита [Frost, 1979; Гантимуров, 1982], тогда как состав флюида оставался постоянным. В данном случае какого-либо кислородного буфера в системе нет, тем не менее графит частично выполняет роль «углеродного буфера».

Наибольшее количество графита образуется в системе при процессе, имитирующем регрессивный метаморфизм с одновременным подтоком CO_2 . Во флюиде увеличивается мольная доля CO_2 и уменьшается CO . Общая газонасыщенность породы возрастает. Такой механизм дает удовлетворительное объяснение накоплению графита при регрессивном метаморфизме пород ольхонской серии.

При метаморфизме без привноса CO_2 также происходит незначительное увеличение в системе графита.

Итак, рассмотрены два варианта перераспределения углерода при регрессивном метаморфизме: с привносом углерода и без такового. Обращает на себя внимание режим кислорода. В обоих случаях при снижении температуры и давления понижается фугитивность кислорода. В рассматриваемой модели фугитивность кислорода определяется валовым составом системы, т. е. учитывается баланс кислорода во всех сосуществующих фазах, что приближает модель к природному аналогу. При регрессивном метаморфизме без привноса углерода при снижении T и P фугитивность кислорода понижается несколько сильнее (чем с привносом), хотя количество графита возрастает незначительно. В случае привноса углерода в виде углеродсодержащих газов фугитивность кислорода снижается, и за счет достаточной буферирующей емкости породы по кислороду часть углерода переходит в графит. Количество графита в этом случае значительно возрастает.

Увеличение во флюиде углеродсодержащих газов имеет и другие следствия, что выражается в уменьшении мольной доли воды и получило название «углеродного метаморфизма» [Newton et al., 1980]. Такой процесс приводит к разложению биотита и увеличению содержания в системе титаномагнетита.

Поведение других породообразующих минералов вполне закономерно и контролируется режимом кислорода и воды при изученных PT -параметрах.

Полученные данные физико-химического моделирования мультисистемы метаморфит — флюид позволяют сделать следующие выводы:

1. В процессах прогрессивного метаморфизма происходит перераспределение углерода в пользу флюидной фазы при уменьшении количества графита.

2. Наиболее благоприятным условием для увеличения концентрации графита в метаморфическом процессе является регрессивная стадия, когда происходят одновременное снижение температуры и давления и приток CO_2 .

ФЛЮИДНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИТОВ

Наряду с вышеописанными существует еще одна группа своеобразных горных пород — тектониты зон разломов, которые рассматриваются как продукты дислокационного метаморфизма [Геологический словарь, 1973]. Впервые обратил внимание на зависимость типа разрывных нарушений от *PT*-условий В. М. Крейтер [1956], который выделил «два трещинных структурных уровня». Развил эти представления В. И. Казанский [1972, 1978], выделив пять уровней дислокационного метаморфизма и две его ветви — прогрессивную и регрессивную. Он отметил сочетание в зонах разломов процессов метаморфизма с метасоматизмом и рудообразованием и показал, что каждому термодинамическому уровню в зонах разломов присущ свой структурно-вещественный парагенезис. Метаморфизм зон смятия и расщепления выделен В. А. Глебовицким [1971] в самостоятельный тип. В то же время процессы, происходящие в зонах разломов при диспергировании пород, термодинамические условия образования тектонитов и флюидный режим остаются во многом неясными. Одна из причин слабой изученности петрологии тектонитов — многократность процессов преобразования пород в зонах крупных разломов; другая — разнообразие пород, слагающих как саму зону тектонического нарушения, так и окружающее пространство. В то же время неоправданно мало внимания уделяется относительно маломощным (до нескольких метров) зонам милонитизации, встречающимся практически повсеместно, хотя в них все преобразования должны сохраниться в наиболее «чистом» виде.

Прибайкалье является в своем роде уникальным регионом, поскольку особенности его геологического строения позволяют изучить тектониты, сформировавшиеся на разных глубинных уровнях в породах разного состава и степени метаморфизма. Это тектониты по породам высокой степени метаморфизма (гранулит-амфиболитовый комплекс, слагающий Шарьжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы), низкой — средней (по Г. Винклеру [1979]) степени метаморфизма (хангарульская серия, южный склон Тункинских гольцов) и по практически неметаморфизованным породам (кислые эффузивы ажитканской серии Байкальского хребта). Условно, вследствие близости минерального состава исходных пород, к первой же группе отнесены тектониты по габброидам Бирхинского массива и диабазам, секущим породы шарьжалгайской серии.

Среди изученных бластомилонитов наиболее высокотемпературными являются тектониты Бирхинского массива. Бирхинский массив (предположительно протерозойского возраста) расположен в средней части западного берега оз. Байкал и имеет с вмещающими породами ангинской и цаган-забинской серии тектонические контакты. Массив сложен разнообразными породами (от пироксенитов до габбро и диоритов) и подвергнут гранитизации [Геология..., 1981]. Наиболее высокотемпературные бласто-тектониты по пироксенитам, габбро-диоритам и габбро-норитам представляют собой серую породу состава $Pl_{35-45} + Po \pm Bi \pm Kв$ неравномерно-зернистую, в краевых частях зоны обычно мелкозернистую, в центральных — среднезернистую. Бластомилониты имеют резкие контакты с вмещающими породами. Обычно вблизи контакта с зоной милонитизации в боковых породах пироксены замещены амфиболом, мощность измененных пород колеблется от 0,5 до 3 м при мощности бластомилонитов 3—4 м. Бластомилониты слабо сланцеваты, неотчетливо полосчатые, полосчатость обусловлена скоплениями темноцветов в мелкозернистой основной массе. Зачастую бластомилониты секутся более поздними прожилками Кв,

Кв + Пш. Переход от некатаклазированных пород к blastsмилонитам сопровождается перекристаллизацией лейкократовых минералов, образованием структуры, близкой к роговиковой, при этом полосчатая текстура и милонитовая структура не образуются, раздробленные пироксены замещаются амфиболом. На следующей стадии начинаются перекристаллизация и укрупнение зерен амфибола и плагиоклаза. Оценки по амфибол-плагиоклазовому геотермобарометру Л. П. Плюсиной [1983] свидетельствуют о том, что blastsмилониты формировались при температурах 575—600°C на фоне падения давления от 4 до 2 кбар.

Более низкотемпературные тектониты выявлены в пределах как Бирхинского массива, так и Шарыжалгайского блока. Практически непрерывный разрез шарыжалгайской серии наблюдается на протяжении примерно 80 км на юго-западном побережье оз. Байкал. Шарыжалгайский блок сложен преимущественно алюмосиликатными породами гранулитовой фации метаморфизма, зачастую регрессивно измененными в условиях амфиболитовой фации. Исходные для образования blastsмилонитов кристаллосланцы, эндербиты и биотитовые гнейсы и граниты детально описаны З. И. Петровой и В. И. Левицким [1984] и в путеводителях экскурсий [Геология..., 1969, 1981]. Несмотря на некоторое расхождение возрастных оценок, все исследователи рассматривают шарыжалгайскую серию как архейское образование, где на породы гранулитовой фации наложился полихронный процесс гранитизации [Бибикова и др., 1981; Петрова, Левицкий, 1984].

Изученные blastsмилониты по минеральному составу разделяются на две группы: 1) биотит-амфиболовые, 2) хлорит-мусковитовые и хлорит-актинолитовые blastsмилониты. Наиболее благоприятными для изучения тектонитов оказались пироксенсодержащие породы, в которых как макроскопически, так и по наблюдениям в шлифах при пересечении тектонического нарушения устанавливаются три зоны: 1) неизменных пород, 2) промежуточная, переменной мощности, где пироксены полностью замещены амфиболом или биотитом, при этом сохраняется текстура исходной породы (условно породы этой зоны названы blastокатаклазитами) и 3) blastsмилонитизации, где полностью меняются минеральный состав породы, текстура и структура.

Биотит-амфиболовые blastsмилониты. Эти тектониты слагают зоны мощностью от 1 до нескольких десятков метров, обычно согласные с простиранием исходных пород, но имеющие более крутое, вплоть до вертикального, падение. Это тонкополосчатые, тонко-мелкозернистые породы, иногда мелкоочковые с флюидальной, милонитовой структурой и отчетливо проявленной метаморфической дифференциацией вещества. Наиболее обычные минеральные ассоциации по кристаллосланцам, габбро и диабазам: Пл ± Кв + Рог ± Цо, Эп, Пл ± Кв + Би, Пл ± Кв + Рог + Гр, Пл + Рог ± Хл; по эндербитам и биотитовым гнейсам: Кв + Пл + Би, реже Кв + Пл + Би + Мус ± Скап ± Карб. Тела blastsмилонитов по кристаллосланцам и эндербитам отделены от неизменных пород относительно маломощной промежуточной зоной, выявляющейся как при просмотре шлифов, так и по аналитическим данным. Так, при мощности blastsмилонитов 3—5 м катаклаз во вмещающих породах начинает проявляться на расстоянии 1—2 м от зоны. При этом минералы деформируются: появляются двойники, изгибы зерен, волнистое погасание. Пироксены замещаются агрегатом Рог + Кв, Би + Кв + Карб, куммингтонитом или актинолитом, изредка присутствует хлорит. Непосредственно вблизи контакта с биотитовыми blastsмилонитами в blastокатаклазитах амфиболы обрастают каймами эпидота. Лейкократовые минералы разрушаются с образованием тонкозернистого агрегата роговиковой структуры, зачастую образуются мirmekиты, плагиоклаз вдоль зон катаклаза раскисляется. Амфибол, замещающий по краям пироксены, по составу близок к гастингситовому, но по сравнению

Результаты анализов амфиболов бластотектонитов шарьжалгайской серии, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	43,01	41,16	43,19	53,38	39,45	46,96	51,01
TiO ₂	2,01	0,96	0,33	0,09	0,30	0,34	0,06
Al ₂ O ₃	11,00	13,71	13,57	3,20	16,13	6,13	5,26
Cr ₂ O ₃	He опр.	0,06	0,00	0,03	0,00	0,10	0,07
Fe ₂ O ₃	3,29	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
FeO	12,75	18,34	15,96	10,84	24,36	19,82	12,70
MnO	0,20	0,34	0,25	0,33	0,34	0,36	0,30
MgO	11,10	9,15	9,48	15,71	4,63	9,89	14,83
CaO	11,53	11,79	11,47	12,83	10,96	12,44	12,13
Na ₂ O	1,77	1,42	1,42	0,47	1,79	0,82	0,61
K ₂ O	1,27	1,26	0,46	0,12	0,95	0,29	0,32
P ₂ O ₅	0,24	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
H ₂ O [±]	1,15	»	»	»	»	»	»
F	0,34	»	»	»	»	»	»
Σ	99,66	98,19	96,13	97,00	98,01	97,15	97,29
Si	6,386	6,218	6,514	7,677	6,068	7,138	7,413
Al	1,614	1,782	1,487	0,323	1,932	0,862	0,587
Ti	0,224	0,118	0,037	0,009	0,035	0,039	0,007
Cr	—	0,007	0,000	0,003	0,000	0,012	0,008
Al	0,311	0,661	0,928	0,228	0,992	0,234	0,313
Fe ³⁺	0,368	—	—	—	—	—	—
Fe ²⁺	1,584	2,325	2,012	1,316	3,136	2,518	1,544
Mn	0,025	0,043	0,032	0,041	0,044	0,048	0,037
Mg	2,455	2,058	2,131	3,379	1,062	2,238	3,213
Ca	1,835	1,909	1,853	1,984	1,807	2,028	1,889
Na	0,509	0,418	0,414	0,134	0,532	0,241	0,171
K	0,240	0,254	0,087	0,022	0,187	0,057	0,059
P	0,030	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1—7 — средние составы амфиболов: 1 — кристаллосланцы гранулитовой фации, $n = 5$ Петрова, Левицкий, 1984; 2 — катаклазированные эндербиты и кристаллосланцы ($n = 4$); 3 — Би-Амф бластомилониты по кристаллосланцам ($n = 2$); 4 — амфиболовые метасоматиты ($n = 2$); 5, 6 — катаклазированные диабазы ($n = 1$ и 3); 7 — Хл-Амф бластомилониты по кристаллосланцу ($n = 1$). Формульные коэффициенты рассчитаны на 23 атома кислорода. Аналитики Т. И. Мельведева, Г. В. Богданов, И. М. Романенко.

с гастингситами гранулитовой фации [Петрова, Левицкий, 1984] характеризуется несколько пониженным содержанием Si, щелочей, Ti и повышенным — Al₂O₃, Al^{VI} и Al^{IV} (табл. 20). Амфибол бластомилонитов обогащен эденитовым и чермакитовым миналами, одновременно возрастает его магнезиальность. Биотиты бластомилонитов как Бирхинского массива, так и шарьжалгайской серии, несмотря на небольшое количество анализов, по сравнению с биотитами гранулитовой и амфиболитовой фаций характеризуются более низким содержанием SiO₂, TiO₂ и F и повышенным Al₂O₃, что может быть связано с понижением как температуры образования биотита, так и щелочности при образовании гнейсов гранулитовой фации, мигматитов амфиболитовой и биотитовых бластомилонитов [Маракушев, 1985] (табл. 21, рис. 43).

На контакте зон Кв—Пл—Би бластомилонитов и вмещающих пород (эндербитов и кристаллосланцев) зачастую формируются амфиболовые, эпидот-амфибол-карбонатные послойные метасоматиты, в которых гастингсит замещается обыкновенной роговой обманкой и актинолитом (см. табл. 20). *PT*-условия образования бластомилонитов, определенные по амфибол-плагноклазовому геотермобарометру Л. П. Плюсониной [1983], составляют 530—575°C и 3,5—7,5 кбар.

Состав биотитов из бластомилонитов и вмещающих пород шарыжалгайской серии и Бирхинского массива, мас. %

Компонент	81-17	81-16	84-2	118	119	X ₁	X ₂
SiO ₂	36,69	36,31	37,59	36,62	36,91	38,44	37,96
TiO ₂	2,35	2,39	1,62	2,53	2,22	4,48	3,35
Al ₂ O ₃	16,75	17,00	18,55	16,75	16,12	14,58	15,39
Fe ₂ O ₃	5,84	3,53	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,55	2,41
FeO	14,59	17,08	16,31	14,25	17,82	17,09	18,92
MnO	0,21	0,19	0,38	0,13	0,20	0,19	0,22
MgO	12,48	12,15	10,60	14,48	13,23	11,03	9,19
CaO	0,10	0,30	0,09	0,00	0,00	0,37	0,19
Na ₂ O	0,13	0,11	0,24	0,33	0,22	0,26	0,19
K ₂ O	8,91	8,60	9,11	8,03	9,11	9,33	8,92
P ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,13	0,12
H ₂ O [±]	2,05	2,37	»	»	»	2,27	2,53
F	0,09	0,05	»	»	»	0,33	0,37
Σ	100,09	100,08	94,49	93,12	95,83	100,05	99,76

Примечание. Пробы 81-17, 81-16 — Кв-Пл-Би бластомилониты по эндербитам; 84-2 — Кв-Пл-Би бластомилонит по биотитовому гнейсу; 118, 119 — Би-Амф-Пл бластомилониты по габбро Бирхинского массива; X₁ — средний состав биотитов из плагиосланцев и плагиогнейсов гранулитовой фации, n = 6 [Петрова, Левицкий, 1984]; X₂ — средний состав биотитов из калишпатовых и плагиомигматитов шарыжалгайской серии, n = 5 [Петрова, Левицкий, 1984]. Анализы выполнены в ИЗК СО АН СССР; 81-17, 81-16 и 84-2 — Т. А. Ляхно; 118, 119 — Г. В. Богдановым и Т. И. Медведевой.

Хлорит-мусковитовые, хлорит-актинолитовые, бластомилониты. Мощность зон милонитизации с зеленокаменными преобразованиями составляет обычно первые метры, изредка достигая первых десятков. В отличие от высокотемпературных зон переход от бластомилонитов к вмещающим породам чаще не резкий, а через зону зеленокаменно измененных пород с катакластической текстурой и структурой, мощность которых зачастую превышает мощность собственно бластомилонитов. Эта зона по мере удаления от тектонического нарушения сменяется породами, в которых сохраняется исходная текстура, но пироксены заменены биотитом, роговой обманкой, актинолитом либо хлоритом, биотит также замещается хлоритом, плагиоклазы сосюритизированы, появляются прожилки карбоната. Например, при мощности бластомилонитов ~ 12 м катаклиз и зеленокаменные изменения в эндербитах фиксируются на расстоянии ~ 22 м от зоны. Катаклиз диабазов сопровождается раскислением плагиоклаза до альбита и образованием скоплений эпидота, замещением пироксенов амфиболами с широко варьирующей глиноземистостью — от высокоглиноземистого, с повышенным содержанием щелочей, гастингсита до низкоглиноземистой актинолитовой роговой обманки. В зонах милонитизации по породам основного состава формируются Хл±Акт (малоглиноземистая Рог) + Карб бластомилониты (см. табл. 20), по эндербитам и биотитовым гнейсам — Хл-Карб, реже Мус-Хл-Карб бластомилониты. Процесс хлоритизации в зоне милонитизации сопровождается обособлением в центре зон кварц-карбонатных жил, зачастую биотитизацией, мусковитизацией, появлением прожилков кварца на контакте с бластомилонитами во вмещающих породах. Судя по составам амфиболов и плагиоклазов из бластомилонитов и бластокатаклизитов, *PT*-условия формирования тектонитов составляли 450—520°C и 2—4,5 кбар.

Появление гастингсита в бластокатаклизитах позволяет предположить, что на стадии катаклаза в поровом флюиде возрастает a_{Na} , а на стадии милонитизации либо возрастает активность оснований и образу-

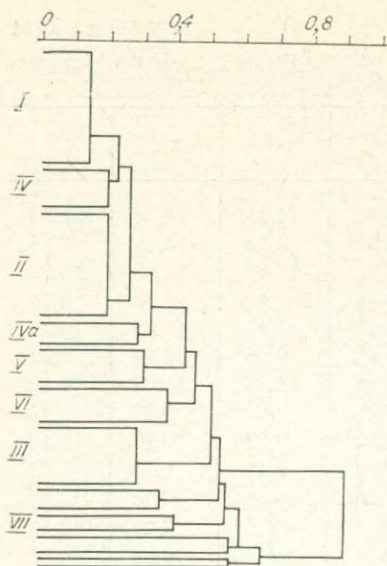


Рис. 43. Кластер-анализ Q-типа исходных пород и тектонитов шарыжалгайской серии (пояснения в тексте).

разования, характерные для позднего постгранитизационного этапа регрессивного метаморфизма [Глебовицкий, 1976]. Если принять степень преобразования исходных пород за показатель зрелости тектонита, то очевидно, что наиболее зрелыми, в соответствии с классификацией В. И. Казанского, будут тектониты III и IV глубинных уровней, т. е. формирующиеся в температурном интервале от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Высокая зрелость тектонитов этих уровней обуславливает их сходство с продуктами регионального метаморфизма. Формирование тектонитов V уровня отражает переход к складчатым деформациям [Казанский, 1972] и поэтому нами не рассматривается. Низкая степень зрелости характерна для какиритов, брекчий, катаклазитов и ультрамилонитов. Бластомилониты высокой степени зрелости могут формироваться только в условиях термостатирования [Летников, Нарсеев, 1971], что возможно, если температура в зоне и вмещающих породах близка. Это подтверждается близостью минерального состава бластокатаклазитов и бластомилонитов. Поэтому наиболее высокотемпературные бластомилониты регрессивного типа либо встречаются в глубокометаморфизованных комплексах, либо приурочены к массивам основного — ультраосновного состава. Следует подчеркнуть, что в данном случае под тектонитами регрессивного типа мы понимаем породы, сформировавшиеся при более низких температурах, нежели исходные, а под тектонитами прогрессивного типа — при более высоких температурах, чем вмещающие. Появление актинолитовых амфиболов, замещающих более высокотемпературные, свидетельствует о протекании процессов преобразования породы на фоне снижения температуры и давления. В то же время эти преобразования проявлены локально, что позволяет сделать вывод о снижении проницаемости зоны на регрессивном этапе.

Наиболее низкотемпературными из изученных тектонитов являются практически неметаморфизованные породы акитканской серии. В пределах южной части Байкальского хребта развиты терригенные, пирокластические и эффузивные образования хибеленской свиты, выделяемой А. А. Бухаровым [1973] в мужинайско-тонгодинский вулканогенный комплекс. Тектониты по кварцевым порфирам представлены милонитами и катаклазитами. Первые слагают обычно узкие зоны (мощностью до 2—3 м) от нескольких метров до нескольких десятков. Катаклазиты представляют собой породы массивного облика (иногда брекчиевидной текстуры). Вкрапленники кварца и полевых шпатов разбиты на блоки, в них появляются зонки

ются амфиболовые или хлоритовые метасоматиты, либо растет a_K , что вызывает исчезновение амфибола и появление биотитовых бластомилонитов. Образование биотитовых бластомилонитов сменяется окварцеванием — вплоть до образования кварцевых жил. Одновременно уменьшается содержание темноцветов. По мере снижения температуры в поровом флюиде возрастает активность оснований, что выражается в появлении по периферии зон биотитовых бластомилонитов эпидот-амфиболовых метасоматитов. Таким образом, в зонах милонитизации Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы проявлены преоб-

перекристаллизации. В основной массе исчезают микролиты КПШ и иногда укрупняется размер зерен. Структура породы на участках перекристаллизации близка к роговиковой. Вкрапленники полевых шпатов мутнеют и краснеют. В катаклазитах проявлены два основных типа метасоматических преобразований, составляющие соответственно внешние и внутренние зоны метасоматических колонок. Во внешних развиты эпидотизация и хлоритизация, во внутренних — серицитизация и окварцевание. В милонитах, в отличие от катаклазитов, появляется линейная текстура, обусловленная разрушением вкрапленников, их растягиванием, размазыванием, постепенным исчезновением, при этом порода приобретает темный афанитовый облик. Размер зерен основной массы обычно уменьшается. Структура флюидальная, образованная мелкими вытянутой формы с неровными очертаниями зернами лейкократовых минералов размером 0,004—0,010 мм. Иногда образуются ультрамилониты — тонкозернистые породы черного цвета, имеющие темную окраску в шлифах.

Выделяются два типа милонитов — без низкотемпературных преобразований и с широким проявлением низкотемпературных метасоматических процессов. Во втором случае образуются породы сланцеватой текстуры зеленоватого цвета с изредка сохраняющимися вкрапленниками кварца; вкрапленники полевых шпатов обычно исчезают. Основная масса интенсивно серицитизирована и хлоритизирована, имеет микролепидогранобластовую структуру, иногда милонитизация сопровождается слабой карбонатизацией полевых шпатов. Судя по минеральным ассоциациям бластотектонитов, температура их формирования по аналогии с метаморфическими породами $\sim 200\text{--}300^\circ\text{C}$ [Винклер, 1979].

Особый тип представляют тектониты по породам низкой — средней ступени метаморфизма.

В пределах терригенно-карбонатной толщи, слагающей южный склон Тункинских гольцов (Восточный Саян, район пос. Арцан) и моноклинално падающей к югу, степень метаморфизма возрастает в северном направлении. Наименее метаморфизованные терригенные породы вблизи контакта с карбонатными представлены ассоциациями биотитовой и гранатовой субфаций зеленосланцевой фации — мелкозернистыми хлорит-мусковит-биотитовыми (\pm гранат) сланцами, обычно содержащими неориентированные порфириобласты биотита; рудные породы сложены сульфидами. В доломитсодержащих прослоях появляется бледно-зеленая роговая обманка и уменьшается содержание карбоната. *PT*-параметры метаморфизма оценивались по различным геотермобарометрам. По хлорит-мусковитовому геотермометру [Милькевич, Котов, 1972] получены значения $400\text{--}450^\circ\text{C}$ для ассоциации хлорит + мусковит + биотит (+ гранат); по амфибол-плаггиоклазовому геотермометру Л. Л. Перчука [Перчук, Рябчиков, 1976] — для ассоциации хлорит + биотит + роговая обманка $T \approx 500^\circ\text{C}$, а по амфибол-плаггиоклазовому геотермобарометру Л. П. Плюсниной [1983] — $550\text{--}570^\circ\text{C}$ и 3—3,5 кбар.

В интервале 300—500 м вышеописанные породы сменяются мусковит-биотитовыми \pm гранат — доломитсодержащими гнейсами, реже встречаются хлорит-мусковит-биотит-карбонатные сланцы, прослои амфибол-плаггиоклазовых сланцев и доломитов. Определение *PT*-параметров метаморфизма осложнено присутствием в гранат-мусковит-биотитовых сланцах небольшого количества доломита. Гранаты богаты гроссуляровой молекулой (20—22% гроссуляра) и имеют зональность прямого типа или незональны. Температура формирования сланцев по гранат-биотитовым геотермометрам составляет $565\text{--}575^\circ\text{C}$ [Перчук, 1981]. Для ассоциации амфибол + плаггиоклаз по геотермометру Л. Л. Перчука получены значения температур $480\text{--}510^\circ\text{C}$; по геотермобарометру Л. П. Плюсниной — $530\text{--}540^\circ\text{C}$ и 5—7 кбар. Таким образом, повышение температуры и смена ассоциации хлорит + мусковит + биотит + доломит ассоциацией хлорит + биотит + амфибол, а затем амфибол + плаггиоклаз и биотит +

+ мусковит + гранат, и параллельное уменьшение содержания доломита сопровождаются увеличением давления от 3,5—4 до 6 кбар.

К контакту терригенных и карбонатных пород тяготеют зоны повышенного рассланцевания, интенсивной графитизации и аномальной крупнозернистости мощностью до 250 м, среди которых сохраняются блоки мелкозернистых хлорит-мусковит-биотитовых сланцев. Зоны сложены гранат ± биотит-мусковитовыми, гранат-дистен-биотитовыми, кварц-дистен-биотитовыми сланцами с маломощными прослоями магнезиальных амфиболитов и окварцованных гранат- и амфиболсодержащих пород. В пределах этих зон наблюдается усложнение складчатой структуры — появляются лежачие складки, опрокинутое залегание, пloyчатость и интенсивный кливаж.

Переход от хлорит-мусковит-биотитовых сланцев через биотитовые к гранат-дистен-биотитовым осуществляется постепенно в первые десятки метров; при этом резко возрастает размер зерен: лейкократовых минералов — от 0,03 до 0,25, биотита — от 0,15 до 5 мм. Размер зерен дистена составляет 5—30 мм, граната — 1,5—3 мм. Дистен зачастую располагается косо по отношению к сланцеватости, его содержание достигает 25—30%, одновременно уменьшается количество сульфидов и появляется магнетит. Среди сланцев часто отмечаются жилы мусковитовых турмалин-содержащих плагипегматитов. Широко проявлены процессы окварцевания, скаполитизации, мусковитизации с образованием мусковитовых или гранат-мусковитовых с реликтами биотита и дистена сланцев.

Гранаты дистен-биотитовых сланцев имеют зональность прямого типа, обратного либо незональны при низком содержании Са. В амфиболах увеличивается содержание глинозема (от 9,7% в центре до 14,3% Al_2O_3 в краевой зоне) при одновременном росте основности плагноклаза (от № 36,9 до 42,4). Расчеты PT -параметров по составам центральных и краевых частей зональных минералов свидетельствуют о резком увеличении давления (от 3,5 до 7 кбар) на фоне слабого роста температуры (по амфибол-плагноклазовому геотермометру [Плюснина, 1983] от 550 до 580°C, по гранат-биотитовому [Перчук, 1981] — от 495 до 535°C, $\Delta T/\Delta P \sim 12^\circ C/кбар$). Максимальные температуры, достигаемые в зоне, рассчитанные по составу незонального граната и биотита, составляли ~ 585°C, после чего, судя по составу пары гранат — биотит с обратной зональностью, порода вернулась в состояние с параметрами 530° и 4,5 кбар, т. е. к PT -условиям формирования окружающих хлорит-мусковит-биотитовых и хлорит-биотит-амфиболовых сланцев. Этап снижения температуры и давления сопровождался слабой мусковитизацией биотита и дистена, хлоритизацией биотита и образованием низкоглиноземистых (5,5% Al_2O_3) амфиболов. Следует подчеркнуть, что на регрессивном этапе проницаемость пород резко снижается (чем обусловлено слабое проявление низкотемпературных преобразований), а отчетливо регрессивный этап устанавливается лишь на основе изучения зональных минералов.

Таким образом, в относительно слабометаморфизованных породах образуются тектониты, не являющиеся обычными бластомилонитами, но слагающие зону повышенной проницаемости, в пределах которой интенсивно проявлены процессы кислотного выщелачивания. В отличие от бластотектонитов шарыжалгайской серии и Бирхинского массива, в которых устанавливаются прогрессивная и регрессивная ветви, эти породы являются тектонитами прогрессивного этапа динамометаморфизма [Казанский, 1978].

Итак, температура образования изученных тектонитов охватывает интервал 200—600°C, что позволяет начертить общую картину эволюции флюидного режима в вертикальном сечении тектонического нарушения. При этом наиболее показательным изменением флюидного режима на разных глубинных уровнях тектонического нарушения в пределах комплекса пород с близким составом флюида.

Тектониты в породах гранулит-амфиболитового комплекса и габброидах. Средние содержания главных компонентов флюида и усредненные значения основных коэффициентов для тектонитов и исходных пород Бирхинского массива и шарыжалгайского комплекса [Летников, 1981; Летников и др., 1986], свидетельствуют о том, что процесс архейской гранитизации и формирования гранулитов протекал в обстановке восстановительного флюидного режима, хотя и на фоне некоторого уменьшения отношения N_2/H_2O и $K_{вос}$ по сравнению с базит-гипербазитами. Он характеризовался повышенной долей углеродсодержащих газов во флюиде (низкие отношения N/C , близкие для габброидов Бирхинского массива, кристаллосланцев, эндербитов шарыжалгайской серии и секущих их диабазов). Для биотитовых гнейсов характерно значительно более низкое содержание соединений углерода во флюиде и повышенное водорода и отношений N_2/H_2O и $K_{вос}$ по сравнению с кристаллосланцами и эндербитами. Кластер-анализ Q -типа (217 проб из шарыжалгайской серии, включая дайковые базиты) отчетливо разбивает все пробы на несколько групп (см. рис. 43). Это три большие группы, сложенные главным образом породами субстрата. В первую (56 проб) входят эндербиты и кристаллосланцы, в меньшей мере амфибол-плагноклазовые и биотитовые бластомилониты и часть проб слабо катаклазированных биотитовых гранитоидов с наложенными проявлениями карбонатизации, сосюритизации, реже скаполитизации и хлоритизации.

Ко второй группе (51 проба) также с сильными связями относятся преимущественно биотитовые гранитогнейсы и биотитовые, биотит-мусковитовые бластомилониты по гранитогнейсам, а также единичные пробы биотитовых бластомилонитов по эндербитам и кристаллосланцам. Третья группа (30 проб) представлена амфиболлизированными эндербитами, кристаллосланцами и диабазами из «промежуточной» зоны и единичными пробами биотитовых гнейсов и гранитогнейсов.

К первой и второй группам примыкает совокупность проб, представленная биотитовыми бластомилонитами по эндербитам и биотитовым гранитогнейсам, амфибол-плагноклазовыми бластомилонитами по диабазам и кристаллосланцам (группы IV и IVa), а также 18 проб (группа V), богатых слюдами и амфиболами (амфиболлизированные кристаллосланцы и диабазы, биотит-амфибол-плагноклазовые кристаллосланцы, отдельные пробы биотитовых гнейсов и амфибол-плагноклазовых бластомилонитов). К ним приурочена группа VI — хлоритовые бластомилониты и бластокатаклазиты по гранитоидам и амфибол ± хлорит-бластокатаклазиты, реже бластомилониты по диабазам. К группе III примыкает VII, характеризующаяся различной силой связи между пробами, что свидетельствует о широких вариациях в составе флюида. Сюда входят главным образом зеленосланцевые бластомилониты по диабазам, кристаллосланцам и гранитоидам (ассоциация Хл + Карб), а также пробы карбонатсодержащих амфибол-биотитовых бластомилонитов с наложенными низкотемпературными преобразованиями. Такая группировка проб подчеркивает различие флюидного режима формирования эндербитов и биотитовых гранитогнейсов. В то же время она позволяет выделить в особый тип флюидный режим формирования пород «промежуточной» зоны, окружающих высокотемпературные зоны бластомилонитов в породах гранулитовой фации. Обособление, с одной стороны, эндербитов и биотитовых гнейсов, с другой — их сильная связь и тесная связь с ними биотит-амфиболовых бластомилонитов свидетельствуют о том, что это породы единого генетического ряда и их флюид сохраняет черты флюида исходного базитового субстрата. В то же время обособление в отдельную группу бластомилонитов подтверждает формирование их в условиях особого флюидного режима. Обособление тектонитов зеленосланцевой фации отражает инверсию флюидного режима в вертикальном разрезе зоны.

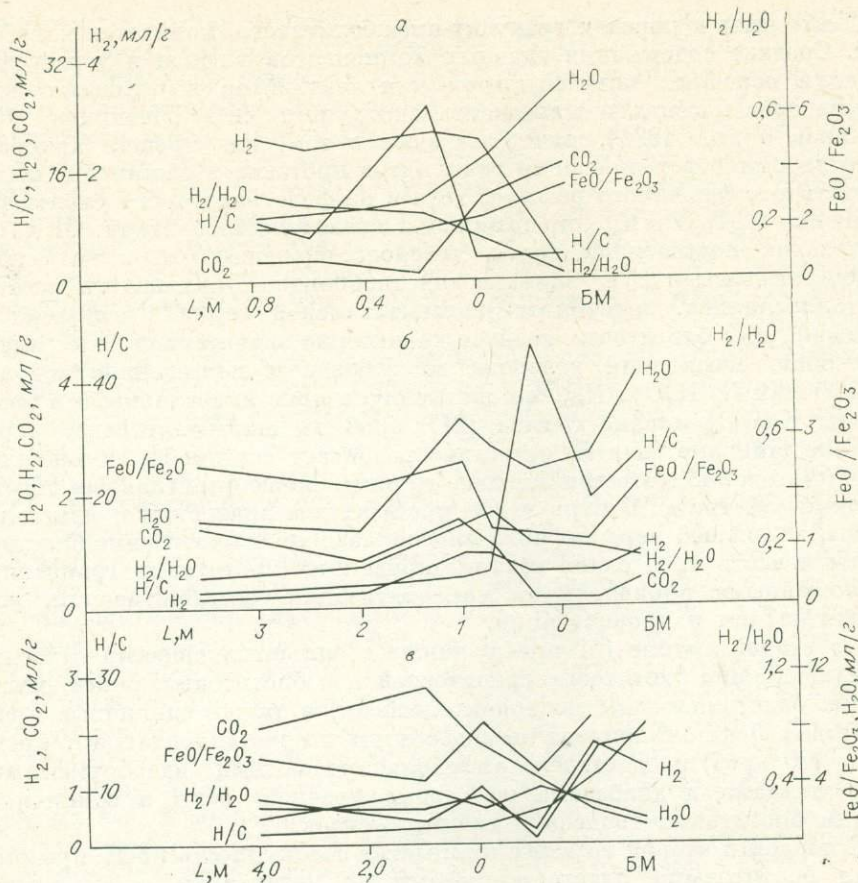


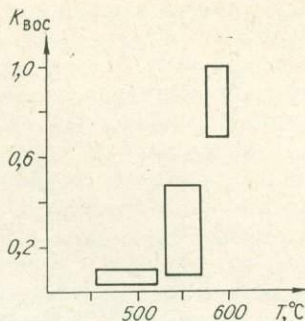
Рис. 44. Изменение состава флюида в тектонических нарушениях разных глубинных уровней.

а — 450—520°C; б — 525—550°C; в — 575—600°C. БМ — blastsмилониты.

Близость состава флюида габброидов Бирхинского массива, кристаллосланцев, эндербитов и диабазов позволяет рассмотреть эволюцию флюидного режима на разных глубинных уровнях тектонического нарушения (рис. 44). Исходные породы характеризуются низким отношением H_2/C во флюиде (3—8) и H_2/H_2O , равным 0,11—0,35. $P-T$ -условия формирования blastsмилонитов оценивались по амфибол-плагноклазовому геотермометру Л. П. Плюсиной [1983]. На уровне 575—600°C в blastsмилонитах по габбро резко возрастает содержание H_2 при одновременном увеличении отношения H_2/H_2O , отчетливо устанавливается вынос CO_2 (отчасти в боковые породы), отношение H_2/C возрастает, что фиксируется исчезновением и появлением амфибола и биотита; при этом изменение степени восстановленности железа находится в прямой зависимости от степени восстановленности флюида.

На уровне 525—550°C при увеличении роли хрупких деформаций содержание водорода возрастает и в зоне мионитизации, и в прилегающей зоне катаклаза. Сопряженно растет и отношение H_2/H_2O , а степень восстановленности железа в промежуточной зоне blastокатаклаза уменьшается, что позволяет сделать вывод о протекании здесь реакции $2FeO + H_2O \rightleftharpoons Fe_2O_3 + H_2$. Из blastsмилонитов, как и в первом случае, преимущественно выносятся окислы углерода (отчасти концентрируются в зоне катаклаза). Отношение H_2/C возрастает. В целом можно сказать, что при температуре 550—600°C из зон мионитизации преимущественно выносятся CO_2 и CO , а содержание H_2 и H_2O возрастает. Как указывалось

Рис. 45. Изменение $K_{\text{вос}}$ флюида в бластомилонитах в зависимости от температуры.



выше, в некоторых случаях в этих зонах устанавливается регрессивная стадия, выраженная формированием актинолитовых метасоматитов с реликтами гастингсита и роговой обманки. Флюид этих пород характеризуется повышенной долей водорода и воды и высокой степенью восстановленности. То есть появление амфиболовых метасоматитов знаменует определенный этап эволюции флюидной системы, когда она все более удаляется от исходной к собственно водородной.

На уровне 450—520°C наблюдается противоположная картина. В зону милонитизации привносятся H_2O и CO_2 , отношение Н/С уменьшается, а содержание H_2 несколько повышается в боковых породах. Таким образом, по восстановлению тектонического нарушения устанавливается инверсия флюидной системы от Н- к С-типу, что выражается в интенсивной карбонатизации в верхах разреза обычно на заключительной стадии метасоматических преобразований в тектонитах. Следует подчеркнуть, что доля CO_2 во флюиде резко увеличивается лишь непосредственно в зоне милонитизации, тогда как в промежуточной содержание CO_2 по сравнению с исходными породами не меняется, но, как и в более высокотемпературных зонах, резко возрастает доля H_2O и H_2 . В итоге при относительно низких температурах в тектонических нарушениях в породах основного состава устанавливается фаціальная изменчивость по латерали, когда в переходной зоне возникает ассоциация, характерная для эпидот-амфиболитовой фации (альбит + роговая обманка + эпидот), а непосредственно в зоне милонитизации — для зеленосланцевой (альбит + хлорит + карбонат).

Одновременно в вертикальном сечении разлома в довольно узком температурном интервале происходит окисление первоначально восстановленного существенно водородного флюида: примерно от 500—520 до 575—600°C коэффициент восстановленности возрастает в несколько раз, иногда — на порядок. Это изменение происходит скачкообразно: в интервале 575—550°C $K_{\text{вос}}$ меняется от 0,6—1,0 до 0,2—0,4, а в интервале 520—500°C — от 0,2—0,4 до 0,1 и менее (рис. 45). Изофациальные бластомилониты по породам разного состава (эндербитам, кристаллосланцам, гранитогнейсам и диабазам) характеризуются примерно одинаковым уровнем восстановленности.

Таким образом, в изученном глубокометаморфизованном комплексе и Бирхинском массиве габброидов исходным флюидом при формировании бластомилонитов был водно-водородный, о чем свидетельствуют увеличение содержания водорода и воды на всех уровнях глубинности и широкое развитие водородсодержащих минералов. Образование вторичных С-систем связано с выносом соединений углерода из низов разреза. В пределах одного комплекса изофациальные тектониты по различным породам формируются под воздействием флюидов близкого состава.

Изучение флюидного режима тектонитов по породам низких — средних ступеней метаморфизма сопряжено с рядом трудностей. Во-первых, высокое содержание доломита в сланцах затрудняет хроматографический анализ. Во-вторых, хотя изучение зональности минералов свидетельствует о существовании прогрессивного и регрессивного этапов, при хроматографическом анализе фиксируется суммарный флюид.

Исходные породы (хлорит-мусковит-биотитовые, хлорит-амфибол-биотитовые сланцы) характеризуются высоким содержанием соединений углерода во флюиде (Н/С = 1—6) при относительно низких $K_{\text{вос}}$, отношениях $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ (0,15—0,17) и CO/CO_2 (0,07—0,17). Повышение степени

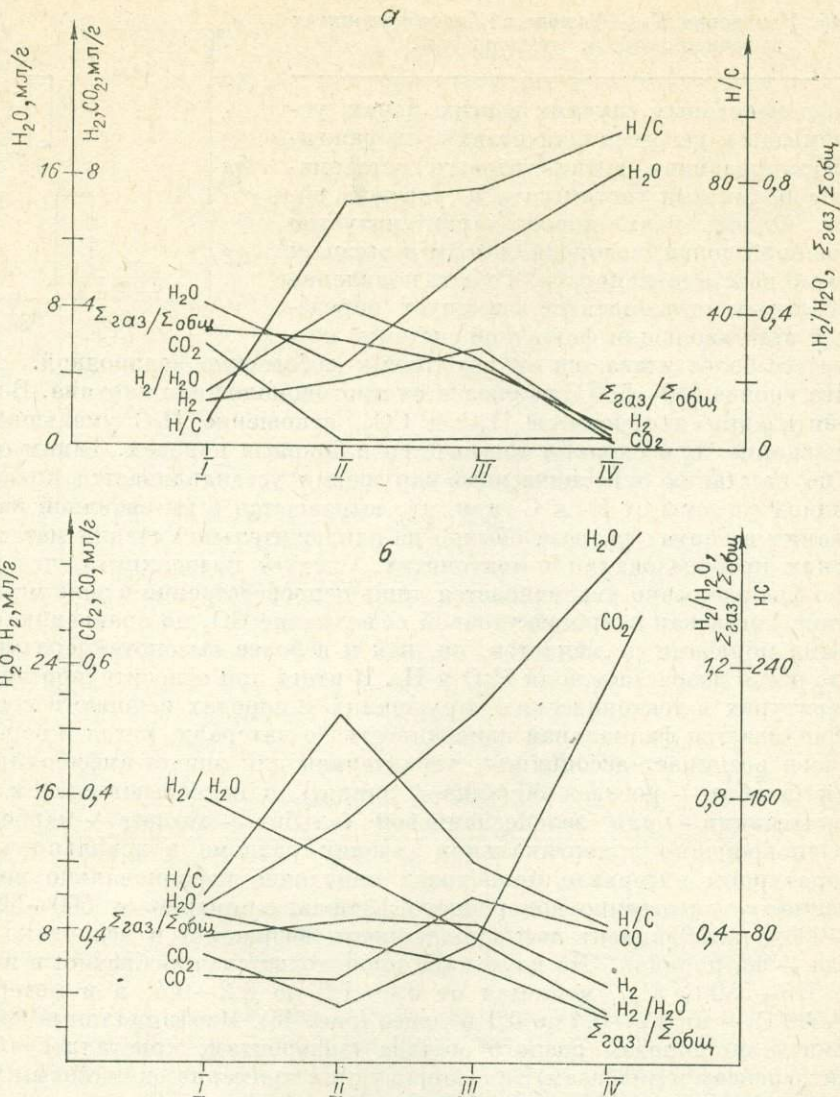


Рис. 46. Содержание флюидных компонентов в породе (а) и в биотитах (б). Сланцы: I — хлорит-мусковит-биотитовый, II — биотитовый, III — гранат-дистен-биотитовый, IV — дистен-биотитовый с содержанием дистена 20—25%.

метаморфизма и образование кварц-плаггиоклаз-биотитовых \pm гранатовых сланцев сопровождаются уменьшением содержания CO_2 и CO во флюиде (CO_2 — от 2,9—30 до 0,14—2,67, CO — от 0,49—2 до 0—0,2 мл/г) при одновременном росте $K_{вос}$ и H_2/H_2O (до 0,19—0,41), резком увеличении отношений H/C (до 48—131). Кварц-плаггиоклаз-гранат-дистен-биотитовые сланцы, иногда в небольшом количестве содержащие мусковит, развивающийся по биотиту и дистену, по $K_{вос}$, H_2/H_2O (0,08—0,26) и CO/CO_2 (0,06—0,21) близки к исходным породам зеленосланцевой фации, но отличаются от них высоким отношением H/C (52—113). Все минералы этих проб содержат включения графита. Отдельные пробы гранат-дистен-биотитовых сланцев характеризуются инверсией флюидного режима в сторону окисления, что сопровождается появлением в пробах значительных количеств титаномагнетита и ростом магнезиальности биотита.

Рост во флюиде содержания воды при одновременном уменьшении содержания H_2 , отношений H_2/H_2O (до 0,007—0,099), CO/CO_2 (до 0,06—

0,12) и $K_{\text{вос}}$ приводит к интенсивным процессам кислотного выщелачивания и формированию мусковитовых и гранат-мусковитовых сланцев. При этом возрастает содержание CH_4 — до 0,2—0,3 мл/г. Таким образом, начальные этапы формирования зон, фиксируемые появлением граната, характеризуются наиболее восстановленным характером флюида. По мере развития процесса доля H_2O во флюиде возрастает и отношение Н/С увеличивается, что в итоге приводит к интенсивной мусковитизации. Изменение флюидного режима при переходе от хлорит-мусковит-биотитовых сланцев через кварц-плагиоклаз-биотитовые к гранат-дистен-биотитовым в одном из разрезов показано на рис. 46, а, б. Обращает на себя внимание инверсия флюидного режима на стадии формирования гранат-дистен-биотитовых сланцев, когда увеличение содержания дистена в пробе (примерно до 25%) на фоне роста отношения Н/С сопровождается резким окислением флюида и увеличением степени окисленности железа, возрастанием магнетиальности биотита и образованием титаномагнетита. В некоторых случаях в биотите сохраняются сульфиды, а рост порфиробласт дистена сопровождается окислением сульфидов и образованием окислов.

Сопоставление содержания флюидных компонентов в биотитах из этого же разреза однозначно свидетельствует об увеличении содержания воды в биотите по мере увеличения степени метаморфизма и содержания дистена (см. рис. 46, б). Отношение $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ последовательно уменьшается (в отличие от анализа пробы в целом, где присутствие хлорита обуславливает низкое отношение $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$). Отношение CO/CO_2 в биотитах изменяется так же, как в пробе в целом, т. е. сначала несколько возрастает, а затем уменьшается.

Хроматографические анализы и наблюдения в шлифах указывают на то, что рассматриваемая зона повышенного рассланцевания отчетливо выделяется среди окружающих доломитсодержащих пород особым флюидным режимом, для которого характерны процессы инверсии. На первых этапах процесса низкие отношения Н/С во флюиде благоприятствовали образованию графита и сульфидов. Поступление в тектоническую зону водорода на фоне увеличения температуры сопровождалось уменьшением устойчивости графита и расширением поля устойчивости биотита. В то же время окисление водорода и рост во флюиде содержания H_2O обусловили разложение карбонатов и вынос CO_2 , отчасти за пределы зоны, где в ряде случаев наблюдается наложенная карбонатизация. На фоне нарастания $P_{\text{H}_2\text{O}}$ происходит инверсия флюидной системы из восстановленной в окисленную.

Тектониты по неметаморфизованным породам. Среди тектонитов акитканской серии выделены катаклазиты и милониты с проявлением и без проявления низкотемпературных преобразований. Катаклаз сопровождается резким (в 2—5 раз, иногда на порядок) увеличением содержания воды, одновременно растет содержание водорода, метана и отношение Н/С, что приводит к хлоритизации, эпидотизации и серицитизации породы.

Бластомилониты без проявления низкотемпературных метасоматических преобразований содержат флюид, отличающийся от флюида исходных пород лишь повышенным содержанием фтора (0,3% F в некатаклазированных породах и 0,12—0,32% в милонитах). В хлорит-серицитовых бластомилонитах, как и в бластокатаклазитах, отмечается повышенное содержание H_2O при преимущественно низком отношении $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ и повышенном Н/С. В ряде случаев устанавливаются привнос в породу CO_2 и появление карбоната.

В целом для тектонитов по кислым эффузивам характерны следующие особенности:

1) преимущественно водные (водно-водородные) системы с резко подчиненной ролью CO_2 , СО и CH_4 ; 2) содержания СО и CO_2 примерно равны, тогда как H_2O значительно превышает H_2 и отношение CO/CO_2 больше

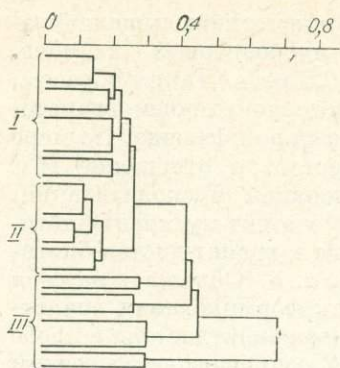


Рис. 47. Кластер-анализ Q-типа тектонитов Прибайкалья (пояснения в тексте).

H_2/H_2O на 1—2 порядка; 3) все тектониты характеризуются повышенным содержанием F.

Совместный кластер-анализ Q-типа 144 проб тектонитов из всех изученных комплексов позволяет выявить следующие закономерности (см. рис. 47). Совершенно отчетливо пробы разбиваются на несколько групп. В первую (I) входят высокотемпературные амфибол-биотит-плаггиоклазовые

бластотектониты по габброидам Бирхинского массива и диабазам, амфибол-плаггиоклазовые и биотитовые бластомилониты по кристаллосланцам, эндербитам и гнейсам шарыжалгайской серии, ряд проб гранат-дистен-биотитовых сланцев. Ко второй (II), имеющей очень тесные связи с первой, относятся преимущественно тектониты по кварцевым порфирам акитканской серии и ряд проб высокотемпературных бластомилонитов шарыжалгайской и хангарульской серий и Бирхинского массива. К этим двум группам с разной силой связи примыкают биотитовые, биотит-амфиболовые, биотит-мусковитовые и хлорит-амфиболовые бластомилониты шарыжалгайского комплекса и ряд проб из акитканской серии, а также бластомилониты зеленосланцевой фации из шарыжалгайской серии и Бирхинского массива, затем пробы карбонатсодержащих амфибол-плаггиоклазовых бластомилонитов по кристаллосланцам (группа III). Следует отметить, что низкотемпературные бластомилониты между собой связаны значительно слабее, чем высокотемпературные.

Полученный кластер позволяет сделать такие выводы.

Группы с сильными связями представляют собой наиболее зрелые тектониты. В их состав входят пробы тектонитов, образовавшихся по различному субстрату (например, по диабазам, кристаллосланцам, эндербитам, биотитовым гнейсам), что свидетельствует о формировании изофационных бластомилонитов в условиях сходного флюидного режима. Как следует из рис. 47, наиболее зрелыми в гранулит-амфиболитовом комплексе являются биотит-амфиболовые бластомилониты, а также амфибол-плаггиоклазовые по габброидам Бирхинского массива. Это узкие зоны с резкими границами.

В отличие от высокотемпературных бластомилонитов тектониты зеленосланцевой фации образуются на стадии инверсии флюидной системы из водно-водородной в смешанную. Низкие отношения H_2/H_2O , слабые связи между отдельными пробами хлоритовых, хлорит-актинолитовых и хлорит-мусковитовых сланцев отражают различную степень протекания процесса. В то же время аналогично высокотемпературным бластомилонитам сланцы по породам разного состава характеризуются близким составом флюида.

Отчетливое обособление тектонитов акитканской серии и гранулит-амфиболитового комплекса свидетельствует о различной генетической природе флюидных систем тектонитов и об определенном вкладе в их состав флюидов исходных пород. Инверсия флюидного режима и проявление углекислого метасоматоза отмечаются лишь в молодых разломах выступа фундамента древней платформы либо в тектонических нарушениях, секущих породы основного — ультраосновного состава, для которых характерна высокая доля углерода во флюиде ($H_2/H_2O < 10$). Структуры N-типа, по Ф. А. Летникову [1981], в этих комплексах формируются в интервале температур 525—550°C и сменяются на низкотемпературных уровнях структурами C-типа. Для комплексов, образующихся под воз-

действием водно-водородного флюида (кварцевые порфиры акитканской серии), структуры С-типа не характерны, в то же время в них на разных уровнях формируются тектонические нарушения Н-типа.

Тесная связь выделенных трех групп между собой позволяет сделать вывод о том, что тектониты Прибайкалья формировались под воздействием однотипного водно-водородного флюида, а инверсия флюидного режима на разных глубинных уровнях обусловлена как сменой PT -условий, так и взаимодействием вновь поступающего флюида и породы.

Полученные данные позволяют с принципиально новых позиций осветить эндогенную эволюцию изученных литосферных блоков и использовать зоны милонитов для решения ряда задач общегеологического характера.

1. Водно-водородный характер флюида дает основание для предположения о том, что тектонические зоны дренировали Н-слой литосферы — истощенную по углероду зону верхней мантии.

2. Мы не располагаем данными по геохронологическим датировкам пород из зон зрелых милонитов, однако вполне аргументированно можем утверждать, что они сформировались лишь в условиях термостатирования, когда T в зоне и во вмещающих породах отличались незначительно. Если же возраст пород в таких зонах будет определен, то появится возможность реставрировать температурную зональность данного литосферного блока на глубину в отдаленные геологические периоды, отвечающие времени формирования зон милонитов.

3. Зоны милонитов являются путями интенсивного массопереноса петрогенных, рудных и флюидных компонентов [Летников и др., 1986]. Причем, чем выше зрелость тектонита (степень его рассланцевания), тем выше его «массопродность». Из этого следует, что в данном случае реализуется своеобразный механизм переноса вещества вдоль плоскостей рассланцевания, и чем больше таких плоскостей в единице объема, тем его способность к переносу вещества выше, особенно с ростом T и P . Возможно, что в какой-то мере здесь реализуется механизм пленочного переноса, но этот вопрос мало изучен и требует экспериментального исследования. Бесспорно одно, что зоны милонитов с высокой степенью организации минерального вещества (что выражается в их тонкой метаморфической дифференциации по составу минералов) являются активными флюидо- и массопроводниками. Вдоль них осуществляется интенсивный массоперенос вещества и их роль в этом плане до сих пор в полной мере не оценена.

4. На основании развиваемой нами флюидной модели эволюции литосферы следует полагать, что эти зоны могут дренировать ее различные уровни, а в случае проникновения в неистощенный астеносферный слой нести редкометалльную, рудную минерализацию, тесно связанную с эволюцией подсистем углеродно-фтористого типа, характерных для областей развития раннего докембрия и имеющих протерозойский возраст. Поскольку подобное региональное и всестороннее изучение петрологии, геохимии и флюидного режима формирования зон тектонитов разной зрелости проведено впервые, то развитие подобных исследований в других регионах позволит использовать полученную информацию для более углубленных геологических реконструкций и выделять и описывать зоны тектонитов как самостоятельную генетическую группу пород, сопоставимых с магматическими и метаморфическими комплексами.

Последние находки алмазов в докембрийских метаморфических породах [Haggerty et al., 1981] или приуроченность алмазосодержащих рыхлых отложений к полям развития метаморфических пород фации высоких давлений [Розен и др., 1972; Перчук и др., 1969] позволяют высказать новую точку зрения на возможность образования алмазов в земной коре вне связи с кимберлитами или другими мантийными породами.

Один из таких участков [Розен и др., 1972] тяготеет к протяженной зоне активизации, характеризуемой длительностью эндогенных процессов до нескольких сотен миллионов лет [Летников и др., 1975а, б], наличием в ней тел ультраосновных — щелочных пород, карбонатитов и основных пород, впоследствии зачастую деформированных и метаморфизованных до эклогитов. Эта глубинная тектоническая зона шириной 10—15, реже 20 км прослежена в докембрийских толщах более чем на 100 км. Отличительная ее черта — высокая степень деформированности пород и многократность проявления тектонических движений, характеризующихся формированием на ранних стадиях высокобарных минеральных ассоциаций ($P = 7-9$ кбар, $T = 750-800^\circ\text{C}$) вплоть до метаморфогенных эклогитов и более поздних реоморфитов. Завершающие стадии характеризуются широким проявлением калиевого или калий-кремнивого метасоматоза с формированием своеобразных синтетонических метасоматитов, имеющих облик мусковитовых или кварц-мусковитовых сланцев, замещающих все ранее сформированные породы, в том числе и эклогиты [Летников и др., 1975а, б].

Характерная черта таких зон — длительная миграция вдоль них потоков восстановленных мантийных флюидов, что, в частности, выражается в широком проявлении процессов графитизации всех пород и образовании «сухих» высокобарных эклогитовых парагенезисов. На поздних этапах происходит инверсия флюидного режима, который сменяется окислительным с высоким $P_{\text{H}_2\text{O}}$. Это фиксируется процессами амфиболизации эклогитов и образованием биотитовых и мусковитовых метасоматитов. Таким образом, ранние этапы характеризуются одновременностью проявления интенсивных тектонических напряжений и миграцией по зоне восстановленных мантийных флюидов, когда деформация пород и все процессы минералообразования протекают в восстановительных условиях при низких $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и P_{O_2} .

В свете геологических данных и на основе современных достижений физики твердого тела, химической физики и экспериментальной минералогии выдвигаются две равнозначные гипотезы для объяснения образования алмазов в условиях земной коры при умеренных и даже сравнительно низких P и T .

Ранее нами [Летников, 1978] был сформулирован тезис о том, что алмазоносность той или иной кимберлитовой трубки определяется степенью обогащения и сохранности в ней микролитов алмаза, возникающих в мантии в восстановительных условиях. Дальнейшая кристаллизация алмаза «на затравку» или эпитаксиальный рост может происходить по различным механизмам, в том числе и за счет поступления углерода из газовой фазы в восстановительных условиях. Если учесть широкое развитие в зоне активизации мантийных глубинных пород, предположив в них наличие микролитов алмаза, то при деформации таких пород и одновременном воздействии восстановленных флюидов возможен эпитаксиальный рост алмаза, ибо этот процесс может протекать при сравнительно низких T и P [Дерягин, Федосеев, 1977; Федосеев и др., 1973]. Если считать длительность сохранения такого режима в несколько десятков миллионов лет [Летников и др., 1975а, б], то вероятность роста достаточно крупных кристаллов следует признать довольно высокой. При подобном подходе роль мантийных магматических пород сводится «к поставке» в зону активизации микролитов алмаза, служащих затравками для роста более крупных кристаллов. В этом случае скопления алмазов будут очерчивать бывшие контуры тел мантийных пород, преобразованных более поздними процессами в высокодеформированные тектониты различного состава. Если они формировались в восстановительном флюидном режиме, то в них велика вероятность сохранения микролитов алмаза и его эпитаксиального роста.

Еще в 50-х годах П. Бриджменом было установлено [Bridgman, 1958], что в экспериментах при высоких P и T на установках цилиндр — поршень (или другого близкого им типа) при наличии сдвиговых, а тем более скальвающих усилий происходят резкое ускорение реакций и, самое главное, снижение P и T фазовых переходов. Позднее этот эффект был с успехом использован для ускорения полимеризации органических соединений [Капустян и др., 1968]. Если увязать эти данные с многочисленными экспериментальными результатами по механохимии [Аввакумов, 1979], то можно допустить, что при тектонических деформациях пород на свежееобразованных сколах минералов образуется огромное число активных центров, обладающих высокой энергией. Эти центры усиленно взаимодействуют с компонентами газовой смеси, и на их месте могут образоваться высокобарные фазы [Аввакумов, 1979], метастабильные по PT -условиям в случае синтеза их по обычной классической схеме. Поскольку на трещащих поверхностях резко возрастает температура (по опытным данным — для кварца до 1000°C), происходит эмиссия электронов и возникает магма — плазма [Аввакумов, 1979], то в сочетании с высокими давлениями и одновременным воздействием восстановленных углеродсодержащих газов (CO , CH_4) на активных центрах может протекать образование микролитов алмазов. На этой стадии крупные кристаллы образоваться не могут, происходит обогащение породы «алмазной пылью». При длительном сохранении подобного режима (по геологическим данным — до нескольких миллионов или десятков миллионов лет) на втором этапе должна начаться собирательная перекристаллизация. Если эти условия не реализуются, то алмазосодержательность породы может быть законсервирована на первой стадии обогащения ее микролитами алмаза без образования крупных кристаллов. Любые процессы перекристаллизации исходных алмазосодержащих пород, протекающие при низкой фугитивности кислорода, должны приводить к укрупнению алмаза. Рассмотренный процесс наиболее вероятен в породах с низкими содержаниями элементов переменной валентности, особенно Fe и Mn.

Исходя из рассмотренного механизма образования алмазов в тектонических зонах, при одновременном воздействии восстановленных флюидов можно допустить и его синтез за счет тонкодисперсного графита, рассеянного в породе. Вероятно, такова природа алмазов в графитовых сланцах Нимба в Либерии [Haggerty, 1981].

Иными словами, для образования алмазов и их укрупнения в глубинных тектонических зонах главным условием является сохранение длительное время в пределах такой зоны напряженного состояния, приводящего к медленному раздроблению и диспергированию пород при одновременном воздействии восстановленных флюидов в режиме термостатирования. При изучении подобных протяженных и долгоживущих зон следует учитывать их гетерогенность, неодинаковую проницаемость для флюидов, различную окислительную способность пород по отношению к восстановленным флюидам и т. д., что может привести к крайне неравномерному распределению алмазов в таких зонах и их последующему «выгоранию» в CO , CO_2 , CH_4 или же переходу в графит. По имеющимся данным, наиболее перспективными следует считать подобные зоны архейского или нижнепротерозойского возраста, что не исключает образования алмазов и в более молодых тектонических зонах с восстановительным флюидным режимом [Летников, 1982а, б].

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ
ТЕРМОГРАДИЕНТНЫХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ

Все процессы минерало- и рудообразования во флюидных системах (ФС) протекают на фоне длительной эволюции температурного поля, в течение которой в них могут формироваться различные геохимические барьеры. С этих позиций весьма актуальной проблемой является изучение тепловой структуры ФС, что позволит выявить пространственное расположение геохимических барьеров и оценить их относительную эффективность при процессах минералообразования. Важность изучения тепловой структуры флюидных систем в общем, с охватом наиболее низкотемпературных зон, обусловлена тем, что в низкотемпературных зонах, где формируются нисходящие потоки метеогенных растворов, может увеличиваться общее количество рудного вещества, концентрирующегося в процессе формирования месторождения, т. е. эти зоны могут быть источником рудного вещества наряду с магматическим.

ТЕПЛОВАЯ СТРУКТУРА ФЛЮИДНЫХ
ТЕРМОГРАДИЕНТНЫХ СИСТЕМ

Наиболее информативным методом получения данных об общей структуре теплового поля ФС, вероятно, является метод математического моделирования на ЭВМ. Нами построена модель прогрессивной эволюции теплового поля гидротермальной системы, формирующейся над магматическим очагом неглубокого заложения.

На основании формализации, проведенной ранее [Летников и др., 1986], рассматривалась простейшая система, включающая в себя консолидированную интрузию, остывающую от 800 до 600°C, схематически представленную в виде шара радиусом 2,5 км, и толщу вмещающих пород мощностью около 5 км. Коэффициент теплопроводности (λ) равен 1,87 Вт/(м·К), удельная теплоемкость ($c_{рп}$)—1016 дж/(кг·К), плотность ($\rho_{рп}$)—2,51 г/см³. Во вмещающих породах допускается конвективное движение флюидов, что не противоречит данным по изучению природных гидротерм. Даже для платформенных районов в интенсивно литифицированных осадочных породах возможна восходящая фильтрация флюидов со скоростями 1—5 см/год [Vachu, 1985; Majorowicz et al., 1984]. Естественно, что в районах развития современного вулканизма, а также в зонах активизации скорости движения флюидов могут быть значительно выше. Таким образом, в верхней части коры, охватывающей первые 5—10 км, роль конвективного теплопереноса может быть решающей в формировании геотермического режима, поскольку за счет перепада температур и изменения плотности флюидов в поле тяготения возникает сила, достаточная для обеспечения циркуляции. Такая циркуляция увеличивает линейный кондуктивный поток в верхних, более трещиноватых слоях континентальной коры в 2—3, а в рифтовых зонах океанов — по меньшей мере в 10 раз. Собственный же вклад конвекции в общий теплоперенос, как показывает предварительная оценка, не меньше чем на 1—2 порядка превосходит кондуктивную теплопередачу [Каракин и др., 1984].

В целях конкретизации задачи запишем упрощенно процессы теплопереноса в горных породах в виде двумерного нестационарного уравнения теплопроводности с учетом конвекции [Лялько и др., 1979]

$$c_{рп}\rho_{рп}\frac{\partial T}{\partial \tau} = \lambda \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + c_{рп} \left(v_x \frac{\partial T}{\partial x} + v_y \frac{\partial T}{\partial y} \right) + Q_{T_x} \quad (5)$$

где T — температура; λ — коэффициент теплопроводности; $c_{p\Pi}$ и c_p — удельные теплоемкости; ρ_{Π} и ρ — плотности пород и флюида, соответственно; v_x и v_y — скорости фильтрации флюида по направлениям геотермических координат; τ — время; Q_T — дополнительные источники тепла.

Для получения единственного решения уравнения (5) необходимо задать начальные и граничные условия.

В качестве начального условия ($\tau = 0$) примем стационарно распределенное температурное поле, существовавшее в исследуемой области до внедрения интрузии. Такая схематизация допустима, поскольку исключается возможность влияния причин, усложняющих и «затушевывающих» основной процесс. Формально начальное условие запишем

$$T(x, y) = T_{\Pi} + \Delta T \cdot H, \quad (6)$$

где T_{Π} — температура поверхности; ΔT — температурный градиент, а H — глубина.

Определим и краевые условия задачи, т. е. зададим поведение искомой величины (температуры пород) на границах области. Границу интрузивного тела для простоты сразу будем считать остывшей до 600°C .

Правая и левая границы ($y = 0$; $y = l$) представляют собой края зоны активного теплообмена, следовательно, тепловой поток здесь должен быть равен нулю:

$$\frac{\partial T}{\partial x} = 0. \quad (7)$$

На поверхности ($x = 0$) температура пород колеблется около 0°C :

$$T(0, y, \tau) = 0. \quad (8)$$

На нижней границе ($x = e$) по мере удаления от интрузии возможно градиентное понижение температуры:

$$T(e, y, \tau) = 600 - \Delta T_1 \cdot y. \quad (9)$$

Таким образом, формализована простейшая модель теплообмена интрузии и толщи вмещающих пород. Однако аналитическое решение этой модели невозможно, т. е. необходимо применение численных методов, а следовательно, от непрерывной постановки задачи требуется перейти к дискретной, аппроксимируя уравнение в частных производных и сводя его к системе обыкновенных дифференциальных уравнений

$$c_{p\Pi}\rho_{\Pi}\frac{dT}{d\tau} = \lambda \left(\frac{T_{i+1j} - 2T_{ij} + T_{i-1j}}{h^2} + \frac{T_{ij+1} - 2T_{ij} + T_{ij-1}}{r^2} \right) + c_p\rho \left(v_x \frac{T_{i+1j} - T_{i-1j}}{2h} + v_y \frac{T_{ij+1} - T_{ij-1}}{2r} \right) + Q_{ij}, \quad (10)$$

для всех $i = 1, 2, \dots, N - 1$ и $j = 1, 2, \dots, M - 1$, где h и r — шаг сетки по координатам x и y соответственно.

Аналогично для начального и граничных (2—5) условий будем иметь дискретную запись.

Начальное условие ($\tau = 0$)

$$T_{ij} = T_{\Pi} + \Delta T \cdot i \cdot h. \quad (11)$$

Граничные условия:

$$j = 0, \quad T_{i1}(\tau) = T_{i0}(\tau); \quad (12)$$

$$j = M, \quad T_{iM-1}(\tau) = T_{iM}(\tau); \quad (13)$$

$$i = 0, \quad T_{0j}(\tau) = 0; \quad (14)$$

$$i = N, \quad T_{Nj}(\tau) = 600 - \Delta T_1 \cdot j \cdot r. \quad (15)$$

Отсюда перейдем непосредственно к решению поставленной задачи. Для численного решения системы воспользуемся известным методом

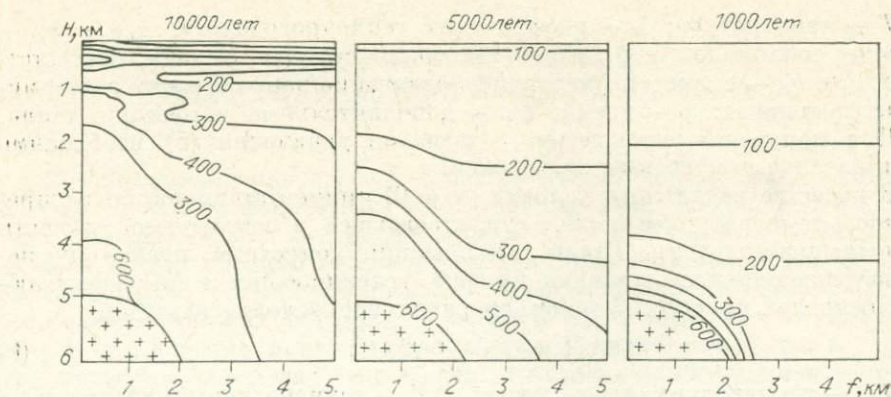


Рис. 48. Различные стадии прогрессивной тепловой эволюции модели магматогенно-гидротермальной системы.

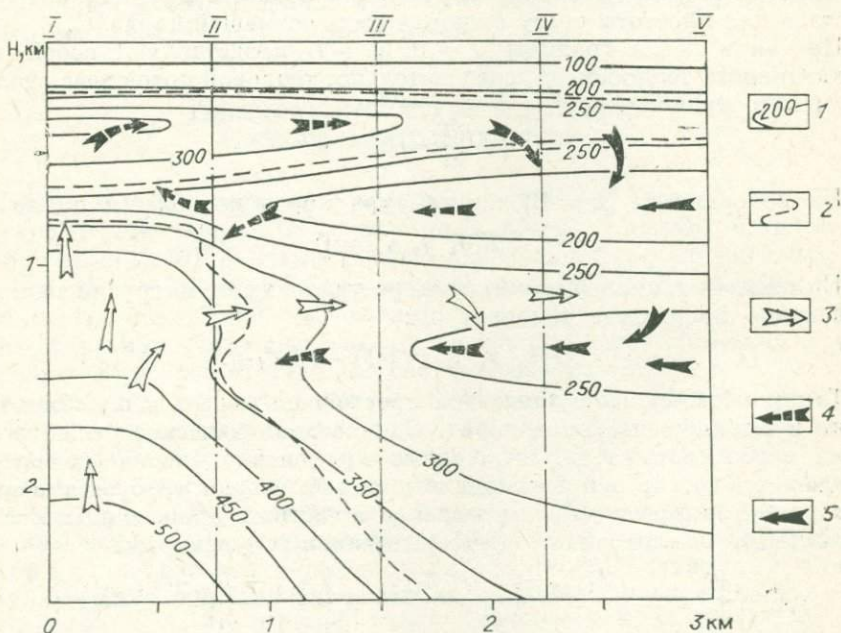


Рис. 49. Положение изотерм и направление конвективных потоков флюида на одной из конечных стадий прогрессивной эволюции флюидной системы (9000 лет, фрагмент).

1 — изотермы; 2 — граница жидкость — пар; 3 — 5 — потоки ювенильных (3), смешанных (4) и метеорных (5) флюидов. I—V — сечения через разрез.

Рунге — Кутта, поскольку он сравнительно легко может быть реализован на современных вычислительных машинах [Березин, Жидков, 1962]. На основании вышеприведенной формализации, используя пакет прикладных программ «TRANSFER», составленный для решения подобных задач на языке ФОРТРАН-ГДР, на ЭВМ БЭСМ-6 получены нижеприведенные результаты.

По данным моделирования построены изотермы для различных этапов эволюции (рис. 48), которые дают общее представление о состоянии тепловой структуры системы.

За первую тысячу лет при данных условиях модели тепловое возмущение охватывает лишь незначительную часть вмещающих пород, прилегающих непосредственно к интрузии, где создаются высокие градиенты температуры. Это видно по сгущению изотерм вблизи источника тепла.

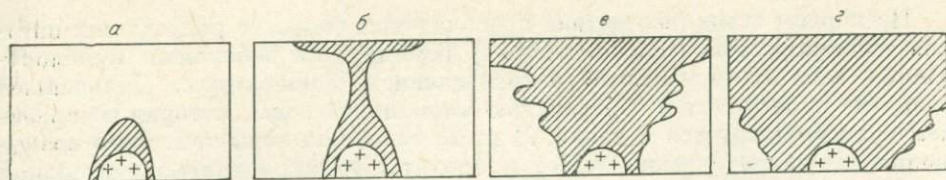


Рис. 50. Схема области теплового возмущения над магматическим очагом на различных стадиях после внедрения.

На другом разрезе показано расположение изотерм через пять тысяч лет после начала взаимодействия интрузива с вмещающими породами. Картина в данном случае существенно изменяется, а зона высоких градиентов, находившаяся ранее вблизи контакта интрузии, замещается зоной относительно низких температурных градиентов, а зоны высокоградиентных режимов уже значительно удалены от очага. На последнем этапе прогрессивной эволюции модели (10 тыс. лет) высокоградиентная область приближается к поверхности земли. Таким образом, мы наблюдаем волнообразное смещение высокоградиентной зоны от центра к поверхности. К конечным этапам прогрессивной эволюции системы тепловая структура сильно усложняется и характеризуется формированием линзообразного, относительно высокотемпературного блока вблизи поверхности, окруженного блоками с относительно низкой температурой (рис. 49). Причиной отделения такой высокотемпературной линзы является подток холодных метеорных вод под ее основание, что отсекает «канал» сообщения с высокоградентным эндогенным источником тепла. В свою очередь, подток метеорных вод обусловлен высокоградиентным режимом температуры, возбуждающим конвективное движение растворов.

В результате возрастания в системе температурного градиента, который обуславливает значительную разность удельных плотностей флюида в разных температурных зонах, на конечных этапах прогрессивной эволюции системы возникают две крупные конвективные ячей (см. рис. 49), в которых, по нашим предположениям, происходит смешение метеогенных и ювенильных растворов. Аналогичные схемы конвективного смешения гидротермальных растворов разного генезиса обосновываются данными изотопии [Сотников, Березина, 1979; Тейлор мл., 1982]. Представленная схема (см. рис. 49) показывает практическую невозможность выхода на поверхность растворов чисто ювенильного происхождения, поскольку уже на более ранних этапах возбуждение конвекции приводит к смешению их с метеорными водами. Возникновение таких конвективных ячеек, охватывающих значительное пространство по латерали, подразумевает не только изменение изотопного состава эндогенного флюида вследствие смешения с метеорной водой, но и привнос в стволочную часть ГС растворенных компонентов с периферии. Длительная эволюция системы может привести к привносу значительной массы компонентов, даже при их незначительной растворимости в низкотемпературном гидротермальном флюиде метеорного происхождения.

Надо полагать, что все процессы в термоградиентном поле Земли во вмещающихся породах до внедрения интрузии протекают в условиях динамического равновесия. Любое тепловое или какое-либо иное возмущение приведет к нарушению равновесности, что само собой повлечет изменение в минеральных парагенезисах, а также в процессах растворения и осадочения. С этих позиций значительный интерес представляет оценка общей структуры и границ теплового возмущения во вмещающих породах вследствие внедрения интрузии.

Оценке объема вмещающих пород, перерабатываемых флюидами в результате теплового возмущения в системе над очагом магмы, может помочь схема (рис. 50, а—г), которая построена на основании расчетных данных для различных временных отрезков развития модели.

На первом этапе (вследствие преобладания скорости восходящих потоков над скоростью горизонтальных) формируется небольшая куполообразная зона с аномальным распределением температуры. Дальнейшее развитие происходит к образованию аномальной зоны, которая со временем трансформируется в конус. В итоге эволюция зоны теплового возмущения над магматическим очагом приводит к формированию значительной по объему и распространению по латерали воронкообразной структуры, в пределах которой нарушено первичное термодинамическое и химическое равновесие. Значит, внутри этой структуры имеют место восходящие, горизонтальные и нисходящие потоки гидротермальных флюидов, температура и давление которых весьма существенно меняются по мере их продвижения в ту или иную сторону. Изменение его химического состава за счет осаждения компонентов и их растворения из вмещающих пород является производным от изменения PT -условий флюида. Размеры области теплового возмущения будут зависеть от первоначальной температуры и глубины заложения магматического очага, а также от структурной и тектонической обстановки. Таким образом, следует полагать, что процессы гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород проявляются в объеме этой воронкообразной структуры, но интенсивность их на различных горизонтах будет падать по мере удаления от эпицентра событий.

Геохимические барьеры во флюидных системах

Одним из основных факторов осаждения вещества в процессах рудообразования в гидротермальных системах являются геохимические барьеры (ГБ), на которых в коротком интервале резко уменьшается интенсивность миграции химических элементов [Перельман, 1976]. Большое значение имеет такой параметр, как расстояние, поскольку чем локализованнее геохимический барьер вкrest своего простираения, тем интенсивнее его действие. Особенно это касается барьеров жидкость — пар и температурный.

Геохимический барьер жидкость — пар характерен для таких гидротермальных систем, в которых условия температуры позволяют формироваться пародоминирующим резервуарам до глубин с давлением флюида, не превышающим критическое. Это условие оговаривалось нами ранее [Жатнуев, 1985, 1987]. Любая граница жидкость — пар в гидротермальных флюидах в докритических условиях является геохимическим барьером, поскольку на ней резко изменяются плотность флюида и связанная с ним растворимость компонентов. Кроме того, на этой границе резко изменяются pH и Eh жидких растворов, а также содержание растворенных газов, которые влияют на растворимость рудных и петрогенных компонентов [Drummond, Ohmoto, 1985]. При давлениях флюида выше критического резкая граница между жидкой и газовой фазами исчезает и фазы разделяются зоной перехода, в которой происходит постепенное изменение свойств флюида. Ширина этой зоны прямо пропорционально зависит от величины давления и в обратной пропорции от температурного градиента. Таким образом, зона перехода жидкость — пар при надкритических давлениях также может выполнять функции барьера, но эффективность его будет зависеть от величины температурного градиента и давления флюида. Чем выше температурный градиент и ниже давление, тем уже зона перехода и эффективнее геохимический барьер на нем. В условиях высоких давлений и низких температурных градиентов барьер может не проявляться совсем.

Термин пародоминирующие системы впервые введен Д. Уайтом, обнаружившим резервуар сухого пара в гидротермальной системе Иеллоустонского парка [White et al., 1971]. Формирование резервуара он

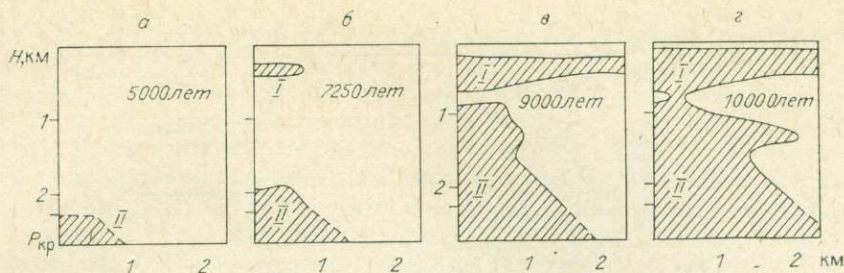


Рис. 51. Зарождение и эволюция пародоминирующего резервуара и резервуара эндогенного паро-газового флюида на различных стадиях прогрессивной эволюции магматогенно-гидротермальной системы.

объяснял превышением поверхностного стока из системы над пополнением и, как результат, снижением гидростатического давления. Нами [Жатнуев, 1987] приводится новое объяснение, по которому образование резервуаров пара происходит в результате определенного сочетания температурного и гидростатического градиентов. Аналогичные пародоминирующие системы исследованы на Камчатке — Мутновское и Нижнекошелевское месторождения парогидротерм [Остапенко и др., 1985].

Зарождение и эволюция пародоминирующих резервуаров в ГС приобретают особый интерес с позиций формирования на их границах геохимических барьеров. Рассмотрим нашу модельную систему, на которую спроецируем моновариантную кривую жидкость — пар для воды. Хотя состав природных гидротерм весьма сложен, мы для простоты использовали в модели данные для чистой воды. Начальные стадии эволюции системы до 7250 лет характеризуются отсутствием пародоминирующих резервуаров, и область газового флюида отделяется от жидких гидротермальных растворов зоной перехода по критической изотерме на достаточно большой глубине в условиях высокого давления флюида (рис. 51, а). В этом случае зона перехода жидкость — газ имеет низкую эффективность в качестве геохимического барьера. Скорее, она может играть лишь роль температурного барьера в самых начальных стадиях развития системы после внедрения интрузии в непосредственной близости от контакта интрузии в области высоких температурных градиентов. При дальнейшей эволюции теплового поля снижается температурный градиент и исчезает температурный геохимический барьер. Зарождение пародоминирующего резервуара в системе начинается на временном уровне 7000—7250 лет, когда высокоградиентная область температур мигрирует в приповерхностную зону низких гидростатических давлений (см. рис. 51, б). Одновременно снизу вверх поднимается область эндогенного пара, которая на глубине 2240 м пересекает критическую изобару (давление флюида в системе принято соответствующим давлением при нормальном гидростатическом распределении). Зона перехода между жидкостью и паром превращается в моновариантную границу, и эффективность ГВ резко увеличивается (см. рис. 51, б). Прогрессирующее развитие тепловой аномалии приводит к разрастанию пародоминирующего резервуара и к дальнейшему подъему вверх купола эндогенного пара (см. рис. 51, в), до тех пор пока они не сольются и не образуют единую систему, в которой преобладает парогазовый флюид (см. рис. 51, г).

С ростом общего объема пародоминирующей системы (ПДС) и купола эндогенного пара соответственно увеличивается и площадь границы, разделяющей области жидкого раствора и газообразного флюида, т. е. площадь геохимического барьера жидкость — пар, что приводит к интенсификации процессов минерало- и рудообразования в гидротермальной системе. Однако не все системы могут доходить до последней стадии развития, и эволюция может закончиться на любой из показанных стадий

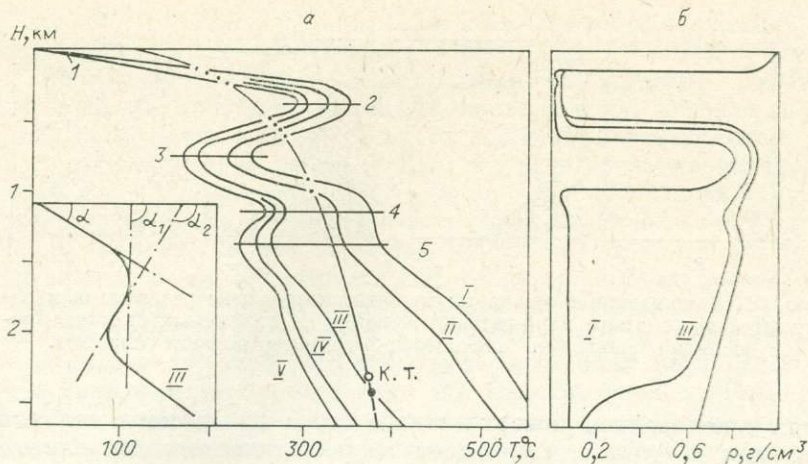


Рис. 52. Температурные (а) и плотностные для флюида (б) сечения через разрез флюидной системы на стадии 9000 лет. I—V — вертикальные сечения (см. рис. 49), I—5 — горизонтальные сечения.

На врезке показаны фрагмент температурного сечения III и методика расчета градиента температуры. К. т. — критическая точка водного флюида; линия, пересекающая температурные сечения, — моновариантная кривая жидкость — пар.

(см. рис. 51, I) либо вообще не дойти до появления пародоминирующих систем. Все будет зависеть от мощности теплового очага, глубины его заложения и структурного контроля. Здесь мы рассмотрели один из возможных вариантов возникновения пародоминирующих систем с изолированным резервуаром пара, в котором имеют место процессы как кипения гидротерм на нижней границе, так и конденсации парового флюида на верхней. Вторая разновидность пародоминирующих систем — системы с открытым на поверхности земли резервуаром пара, в которых мы можем наблюдать в основном лишь процесс кипения, а конденсация парового флюида в этом случае происходит уже в атмосфере (см. рис. 51, II). Примером таких систем могут являться Паужетское месторождение термальных вод [Паужетские горячие воды..., 1965] и месторождение Сульфур Банк [Уайт, 1970]. Существенное различие этих двух разновидностей ПДС заключается в том, что первые являются закрытыми системами по отношению к газам (CO_2 , H_2S , N_2 и др.) и их давление определяется процессами выделения из раствора и растворения в жидком гидротермальном флюиде соответственно на границах вскипания и конденсации. Во вторых системах происходит необратимое удаление газов в атмосферу Земли. Эти процессы регулируют окислительно-восстановительный потенциал в растворах и их pH на границах вскипания и конденсации. Данные системы будут различаться и типами минералообразования на ГБ жидкость — пар.

Одновременно с формированием барьера жидкость — пар в гидротермальной системе формируются и температурные геохимические барьеры в присутствии как однофазного, так и гетерогенного флюида. Под температурным барьером мы имеем в виду зоны, где на коротком расстоянии резко снижается или возрастает температура, т. е. зоны его наивысших градиентов. В них вследствие нарушения термодинамического и химического равновесия осаждается вещество из гидротермального флюида, а из-за нарушения равновесия между породой и раствором может происходить и растворение. Для выявления таких зон мы построили кривые распределения температуры для одного из последних этапов прогрессивного развития модельной системы (9000 лет) по ее вертикальным сечениям через равные интервалы расстояния от оси к периферии (рис. 52). Величина градиента температуры (ΔT) на некотором отрезке расстояния определяется отношением величины изменения температуры к длине

отрезка, т. е. котангенсом угла α , образованного графиком распределения температуры и осью температуры (см. рис. 52, а, врезка). Для плавных закругляющихся кривых ΔT в каждой точке будет равен котангенсу угла α , составленного касательной к кривой в данной точке и осью температуры. Для острого угла градиент температуры (ΔT), т. е. $\text{ctg}\alpha$, будет иметь наибольшие значения и по мере увеличения угла снижаться, пока не достигнет нулевого значения при $\alpha = 90^\circ$. Для тупого угла (α_2) в случае снижения температуры с глубиной $\text{ctg}\alpha_2$ будет иметь отрицательное значение, численно равное тангенсу смежного острого угла. Таким образом, на графике распределения температуры по вертикали (см. рис. 52, а) можно дать количественную оценку величин ΔT на разных уровнях разреза и в разных сечениях модели, а также сравнительную визуальную оценку градиентов.

Анализ графиков распределения температуры в различных сечениях (см. рис. 52, а) показывает, что наибольшие градиенты температуры на данном временном уровне (9000 лет) характерны для верхних близповерхностных горизонтов системы, особенно на контакте линзы высокотемпературных гидротермальных растворов с областью приповерхностных грунтовых вод, где величина ΔT от осевой части к периферии меняется от 1,4 до 1,0°/м (горизонт 1—2). С погружением на глубину в линзу высокотемпературного флюида сначала снижается градиент до нуля (горизонтальное сечение 3), а затем изменяется знак градиента при его величине $\sim 0,4^\circ/\text{м}$, т. е. происходит снижение температуры при входе в зону подтока метеорных вод (горизонтальное сечение 2—3). Далее снова следует инверсия градиента, связанная с латеральным распространением потока высокотемпературного флюида, отделяющего от стволовой части системы (сечение 3) и ниже по разрезу новое охлаждение за счет нисходящих метеорных растворов. Ниже зоны описанных знакопеременных градиентов следует зона устойчивых ($\Delta T \approx 0,1 - 0,2^\circ/\text{м}$), вплоть до глубинного источника тепла.

Изменение температуры влечет за собой и изменение плотности флюида (ρ), которое нельзя не учитывать при оценке его растворяющей способности. Если увеличение температуры приводит к росту растворимости некоторых компонентов, то снижение при этом ρ способствует обратному. В связи с этим мы привели графическую оценку плотностей водного флюида по тем температурным сечениям, которые рассмотрены выше (см. рис. 52, б). Градиенты ρ можно оценить тем же способом, что и термоградиент. На графиках отчетливо видны границы ПДС, выделяющиеся резким снижением плотности флюида. На этих границах можно ожидать осаждение минерального вещества из жидкого раствора вследствие вскипания. Стволовая колонна (кривая I, рис. 52, б) отличается весьма низкой плотностью флюида, поскольку в ней вплоть до приповерхностной зоны жидкого раствора преобладает парогазовая смесь при относительно низких давлениях. Здесь осуществляется преимущественно перенос газов и тех компонентов, которые способны образовывать летучие комплексы (например, SiF_4). Кривые II, III построены для периферийных частей системы. Ниже границы ПДС отмечается постепенное снижение ρ вниз по разрезу, и лишь в зоне перехода жидкость — пар при надкритическом давлении отмечается быстрое, но плавное снижение плотности флюида (график II). На кривой III таких изломов в нижних частях разреза не отмечается. Общая особенность этих двух сечений — снижение ρ по мере погружения в глубинные горизонты. Однако это не может быть характерным для всех эндогенных систем. В областях с низкими температурными, но высокими градиентами давления может наблюдаться обратное явление, т. е. увеличение плотности флюида с глубиной.

Анализ величин температурного и плотностного градиентов показывает, что в данной модели их максимумы приурочены в основном к границам и зонам перехода жидкость — пар. Отсюда следует, что наиболее

благоприятными для локализации оруденения в модельной гидротермальной системе будут границы ПДС и эндогенного резервуара парогазового флюида. Необходимо признать, что данная модель рассматривает лишь частный случай прогрессивной эволюции тепловой аномалии, формирующейся над магматическим очагом, и полученные закономерности нельзя распространять на все гидротермальные системы, которые будут отличаться от модельной и мощностью теплового очага, и глубиной формирования, и многими другими параметрами. Однако данная модель дает возможность оценить тепловую структуру аналогичных систем путем анализа температурных, плотностных полей и моновариантных границ и пространственную локализацию оруденения на различных температурных, плотностных и других геохимических барьерах. К сожалению, мы не рассмотрели регрессивный этап эволюции системы, что могло бы дать окончательную картину распределения в пространстве геохимических барьеров и зон, перспективных для минерало- и рудообразования.

Г Л А В А IX

ФЛЮИДНАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ И ПРОБЛЕМЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

В геологической истории Земли многократно проявлялись процессы тектонической и магматической активизации уже консолидированных участков литосферы. Не останавливаясь на причинах чисто тектонического характера, укажем, что в сравнительно спокойной тектонической обстановке на стабильных литосферных блоках наблюдались в широких масштабах явления гранитизации и гранитообразования, процессы регионального метасоматоза и метаморфизма, мантийного магматизма и рудогенеза. Как правило, данные явления носят ареальный характер и в пределах ареалов своего проявления тяготеют к линейным структурам с широко и длительно проявляемыми процессами тепло- и массопереноса. Поскольку главным теплоносителем здесь выступает флюид, то это в общем виде — флюидопроводящие структуры. Ареалы их размещения можно рассматривать как область региональной флюидизации литосферы. Причины периодически проявляющихся процессов флюидной активизации литосферы, скорее, имеют тектоническую природу. Однако и сами тектонические процессы могут быть обусловлены мощным потоком флюидов, внедряющихся в литосферу из нижней мантии.

Флюидная активизация зрелого литосферного блока может привести к флюидизации субстрата, его частичному плавлению и воздыманию астеносферных выступов в массе относительно холодной литосферы. В подобной ситуации нет необходимости привлекать механизм выплавления из нижней мантии астенолитов. Это может быть флюидный поток, приводящий к частичному плавлению и разуплотнению силикатного субстрата. На обоснованность подобного подхода указывает интенсивная флюидная деятельность в зонах рифтогенеза в пределах зрелых литосферных блоков.

Отступление астеносферы на глубину обуславливает повышение жесткости надастеносферного слоя, переход его в литосферу и увеличение глубины проникновения разломов на нижние горизонты литосферных блоков — до ее астеносферы. Как подчеркивалось выше, чем древнее возраст астеносферы, тем более восстановлен в ней флюид, обогащен углеродом, фтором, щелочами и многими рудными компонентами. Петрологически доказана точка зрения о формировании на этих уровнях кимберлитовых, карбонатитовых и ультраосновных — щелочных магм.

Особого внимания заслуживает проблема флюидизации литосферы с накоплением и разрядкой упругих напряжений в отдельных литосфер-

ных блоках. В обобщенном виде можно выделить следующие главные механизмы этого явления.

Под флюидизированными магмами (ФМ) мы понимаем природные флюидно-силикатные расплавы, где количество флюидной фазы близко сопоставимо в количественном отношении с ее силикатной составляющей или превышает ее. Такие магмы образуются обычно в верхних частях магматических колонн на различных уровнях литосферы и особенно часто в верхних горизонтах земной коры. Поскольку ФМ пересыщены в отношении флюидных компонентов, последние выделяются в виде пузырьков, образуя высокотемпературную силикатную пену (ВСП). Особый интерес представляет момент частичного снятия общего давления в объеме ФМ, когда в результате вскипания она переходит в ВСП и этот процесс сопровождается значительным увеличением объема магм. Иными словами, на этом этапе ВСП обладает большой динамической силой и может деформировать над собой верхние горизонты земной коры, формируя, например, сводообразные поднятия, предшествующие прорыву флюидизированной магмы к поверхности земли. Такие магмы могут приподнимать значительные по размеру блоки земной коры, создавать напряжения в окружающем их объеме горных пород, и, возможно, в подобных ситуациях служить причиной сейсмических явлений. Подтверждением тому служит повышение сейсмической активности перед извержениями флюидизированных магм через вулканические аппараты.

Меньшие по масштабам, но достаточно долгоживущие напряженные системы могут возникать вдоль естественных флюидопроводников, фиксируемых обычно в виде зон разломов или региональных линейных метасоматических зон. Интенсивные флюидопотоки, поднимавшиеся вдоль таких зон, под избыточным флюидным давлением из астеносферы или нижних горизонтов литосферы могут создавать в них напряженное состояние, аналогичное аномально высокому пластовому давлению (АВПД) в осадочных толщах. Естественно, что при снижении давления во флюидопотоке произойдет перестройка поля напряжений как в самом разломе, так и в окружающем его пространстве. Даже при сохранении динамических параметров такого флюидопотока снижение T в зоне может привести к фазовым переходам во флюиде, например, переход через критическую точку воды и конденсацию H_2O из газа в жидкость, и как следствие — снижение общего напряжения в горных породах. Подобных механизмов может быть множество, они могут реализоваться резким скачком в сравнительно узком PT -интервале. Если под воздействием флюидов в пределах зоны повышенной проницаемости начнутся процессы минералообразования, идущие по линии приращения объема V , то это приведет к повышению общего давления в пределах такой зоны и в окружающем ее пространстве. К явлениям такого рода можно отнести метасоматическую гранитизацию по породам основного состава, серпентинизацию гипербазитов, огипсование ангидритовых толщ и т. д. Наиболее эффективно явления возрастания напряжений в преобразуемых породах протекают в случае значительного преобладания метасоматоза над растворением и выносом компонентов за пределы зоны. Судя по геологическим данным, такие флюидизированные тектонические зоны могут функционировать десятки и сотни миллионов лет, характеризуюсь впоследствии широким проявлением метасоматических процессов, распространяющихся по мощности на 1—4 км [Летников и др., 1975а, б]. Если в тыловых частях таких зон развиваются очаги плавления с формированием гранитоидных магм и поскольку данный процесс также идет с приращением объема, то вокруг таких очагов возникают зоны напряжений, масштабы проявления которых будут зависеть от сочетания многих факторов.

Наиболее типичным примером возникновения длительно существующих динамических напряженных зон, захватывающих огромные объемы горных пород, является рост гранитогнейсовых куполов под действием

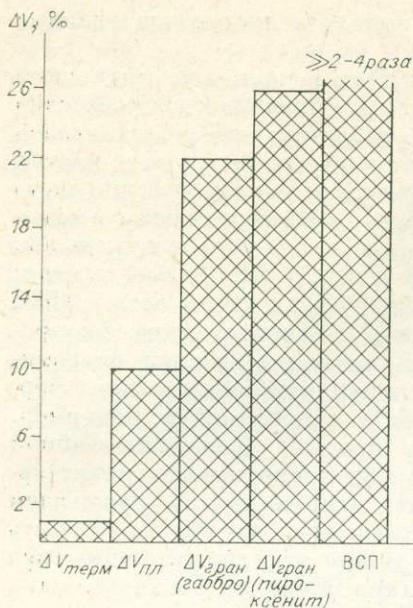


Рис. 53. Увеличение объема пород и расплавов при гранитизации.

глубинных гранитизирующих флюидов. Вокруг таких куполов развивается своя автономная складчатость, вплоть до формирования изоклинальных складок в межкупольных пространствах, рост и поднятие куполов приводят к образованию в окружающих породах системы пологих тектонических нарушений, в основном сбросов, направленных преимущественно от купола. Процесс расплавления такого купола также сопровождается приращением объема и созданием дополнительных динамических нагрузок на перекрывающие толщи пород. Кристаллизация гранитоидных расплавов приводит к уменьшению объема, инверсии поля напряжений и развитию свойственной этому этапу системы разрывных тек-

тонических нарушений. После завершения активного этапа формирования таких гранитоидных куполов они (как более легкие массы) продолжают «всплывать» в более плотном окружающем субстрате, создавая тем самым длительно (сотни миллионов лет) существующие динамически напряженные системы регионального типа. В этом случае мы имеем дело лишь с продуктами флюидизации литосферы, но длительно существующие факторы динамически напряженного состояния громадных по размерам блоков пород обусловлены глубинными флюидными потоками, обусловившими в итоге петрологическую неоднородность коры.

Из краткого обзора следует, что флюидизация горных пород и магм обычно приводит к увеличению объема. Это создает дополнительные динамические напряжения в данных системах и окружающих их породах и может служить причиной тектонических и сейсмических явлений. На рис. 53 для сравнения приведены данные по термическому расширению минералов с ростом T до 1000°C в условиях действия нагрузки вышележащих пород и отсутствии явлений плавления ($\Delta V_{терм}$). Обычно $\Delta V_{терм}$ не превышает 1–1,5% от исходного. Далее приводятся данные по предполагаемому приращению объема при плавлении, включая сюда и плавление водонасыщенных кислых расплавов. Обычно $\Delta V_{пл}$ (в зависимости от состава пород) колеблется в пределах 2–6% от исходного, но в условиях насыщения H_2O достигает 10%.

Процессы полной гранитизации ($\Delta V_{гран}$) в габбро достигают 22, в пироксените — 26%; в случае гранитизации толщ, сложенных средними или кислыми породами, $\Delta V_{гран} < 15\%$.

Наиболее значительными приращениями объема характеризуются флюидизированные магмы: ВСП при частичном снятии $P_{общ}$ — в 2–4, а основные магмы — 4–6 раз.

Таким образом, кроме петрологических, геохимических и металлогенических следствий флюидизация литосферы имеет еще и динамическую направленность, когда в зависимости от конкретных геологических условий, уровней проявления того или иного процесса в литосфере, мощности флюидопотока, длительность флюидодинамического фактора может быть различной. В любом случае флюидные потоки ослабляют литосферу или же в экстремальных условиях «взламывают» ее. Все это указывает на необходимость специальных работ по учету влияния явлений флюидизации литосферы на ее динамическое состояние.

Как нами было показано [Летников, 1975], выделяются два типа глубинных структур повышенной проницаемости. Одни из них, более древние и долгоживущие, контролируют распределение гранитогнейсовых куполов. Это зоны полихронной гранитизации, хорошо выделяемые в геофизических полях. Здесь происходит массоперенос гранитизирующих, флюидных и рудных компонентов, которые, рассеиваясь в толще пород, гранитизируют их. Как правило, с такими зонами крупные месторождения не связаны. Рудоносными являются зоны активизации, синхронные с завершающим этапом гранитообразования или же оторванные от него значительными временными интервалами. С ними связаны процессы регионального метасоматоза, массивы ультраосновных щелочных и щелочных пород, карбонатиты, мелкие интрузивы редкометалльных гранитоидов, редкометалльные метасоматиты; на верхних эрозионных уровнях широко проявлены зоны серицитизации, хлоритизации, окварцевания и карбонатизации. Характерны дайки основного состава (нередко ощелоченные), тела субвулканических граносиенитов и кварцевых порфиров, магматические апограниты. Здесь обычны небольшие по размерам золотые и полиметаллические рудопроявления в зонах метасоматитов, оловянная и редкоземельная минерализация в гранитоидах и их эффузивных комагматах [Летников и др., 1975а, б].

Особого внимания заслуживает тот случай, когда зона активизации пересекает еще «горячий» гранитогнейсовый купол, который в этом случае играет роль громадного термостата, обеспечивающего режим термостатирования для флюидных систем зоны активизации. В таком варианте участок пересечения зоны активизации с только что закристаллизованным гранитогнейсовым куполом ($T \sim 600-400^\circ\text{C}$) является наиболее продуктивным в отношении высокотемпературного редкометалльного, а надинтрузивная зона — золотого и полиметаллического оруденения. Между оруденением и куполом прямой генетической связи нет, купольная структура имеет только термостатирующее значение.

Суть выявленной зависимости заключается в том, что зоны гранитизации длительное время истощают определенный уровень литосферы по SiO_2 , H_2O , K, Na, рудным и летучим компонентам. За счет потери всех этих компонентов, снижающих T солидуса любых расплавов, осуществляются полная кристаллизация пород мантии и переход ее в литосферу, под которой находится неистощенный астеносферный слой. Нарастание литосферы создает условия для проникновения последующих, более молодых, разломов на эти уровни, для высокой флюидизации с широким развитием метасоматитов, мелких очагов плавления и, как правило, для высокой рудоносности. Приняв такую схему, мы приходим, на первый взгляд, к несколько парадоксальному выводу о низкой рудной продуктивности самих гранитогнейсовых куполов, за исключением тех, в которых не проявлены более поздние процессы, обусловленные заложением зон активизации, дренирующих астеносферный слой конкретного литосферного блока.

Особого внимания заслуживает парная структура купол — околкупольная депрессия, хотя на практике это обычно не изолированный купол, а серия куполов или же гранитогнейсовый вал. Мы рассмотрим совместно эти две геологические структуры или же эти два купола и межкупольную депрессию.

Во всякой купольной структуре выделяется зона эндогенного привноса, когда за счет гранитизации и сопряженных с ней процессов к периферии купола за десятки и сотни миллионов лет перемещаются огромные массы вещества. Формы его концентрирования могут носить самый различный характер. В табл. 22 приведены результаты сопоставления нескольких тысяч анализов по гранитогнейсовым куполам Восточной Сибири, где все типы пород являются членами единого генетического ряда. Из общей модели формирования купола следует, что привнос вещества продолжается и после расплавления гнейсового суб-

Перераспределение элементов при формировании гранитогнейсовых куполов

Направленность массопереноса	Плагиигранитизация	Гранитизация	Гранитоидные магмы	Остаточные ультракислые магмы
Привнос	Si, Na, K, Al, U, Rb, Pb, Zr, Ta, Nb, Be	Si, K, Na, Al, U, Rb, Pb, Zr, Ta, Nb, Be, Sn	Si, K, Na, Al, U, Rb, Pb, Zr, Ta, Nb, Be, Sn	Si, K, Na, Al, U, Rb, Pb, Zr, Ta, Nb, Be, Sn, Zn
Вынос	Ca, Mg, Fe, Ni, Co, Cr, V, Cu, Au, Zn	Ca, Mg, Fe, Ni, Co, Cr, V, Cu, Au, Zn, Sn, Si, K	Ca, Mg, Fe, Ni, Co, Cr, V, Cu, Au, Zn	Si, K, Ca, Mg, Fe, Ni, Co, Cr, V, Cu, Au, Zn

страта, где за счет гранитизации исходных гранодиоритовых расплавов формируются все более кислые разновидности гранитов [Летников, 1975].

Этот процесс проявляется в зрелых куполах на конечных этапах их эволюции, когда в небольшие по размерам очаги остаточных расплавов глубинные флюиды приносят не только гранитизирующие, но и рудные компоненты. Таким путем образуются ультракислые или щелочные редкометалльные граниты, трассирующие своим размещением зоны более поздних глубинных разломов.

Поскольку купола или участки их скопления представляют устойчивые области эрозии, необходимо выделить зону экзогенного сноса в сопряженный бассейн седиментации. По мере роста куполов и усиления эрозионной деятельности в сферу экзогенного переноса будут вовлекаться все более глубокие части разреза купола, и это может сказаться на геохимической специализации формирующихся в бассейнах седиментации осадков. Именно на этой стадии в подобных структурах и возникают аномально обогащенные медью осадки (будущие полигенные месторождения медистых песчаников, скопления сидеритов и горизонты свинцово-цинковых руд, ванадиеносные сланцы и т. д.), поскольку все рудные районы, представленные стратиформными месторождениями Cu, Zn, Pb, Au, V, размещаются на периферии областей, сложенных гранитогнейсовыми куполами, и характеризуют своим развитием высокую зрелость литосферы [Летников, 1986].

Зрелость купола определяет и зрелость окологупольной депрессии. На рис. 54 в обобщенном виде представлена схема такой эволюции. На первой стадии купола достигают достаточно высокой зрелости, но над ними еще сохраняется слабометаморфизованная негранитизованная толща перекрывающих пород, куда по мере формирования купола выносятся элементы, указанные в табл. 22. Это главным образом железо, щелочно-земельные и халькофильные элементы.

Непрерывный рост куполов обуславливает интенсивную эрозию их верхних частей и снос продуктов разрушения в сопряженные с ними конседиментационные впадины. На ранних стадиях эти впадины амагматичны и характеризуются широким развитием восстановительных геохимических барьеров, на которых накапливается рудное вещество, сносимое с куполов в бассейн седиментации. На этом этапе формируются стратиформные месторождения Cu, Pb, Zn, Fe, Au, V(W?) и др.

В перекрывающих купол толщах на этой стадии формируются мелкие и средние по размерам эпитеpmальные рудопроявления Cu, Au полиметаллов, барита и др., ошибочно относимые иногда к так называемым «метаморфогенным». В это время в бассейне седиментации возникают металлоносные осадки, на основе которых формируются стратиформные месторождения. Выделяются три этапа эволюции рудного вещества: 1) накоп-

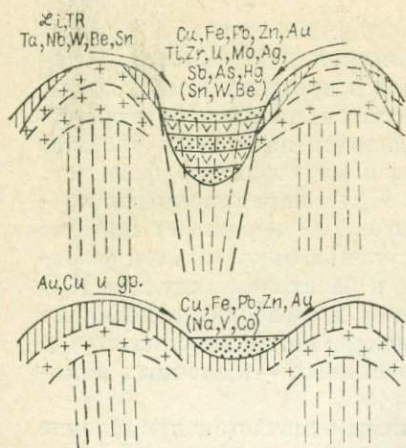


Рис. 54. Схема эволюции пары купол—околокупольная депрессия.

1 — теплофлюидные потоки; 2 — граниты, гранитоиды; 3 — слабометаморфизованные породы; 4 — осадочные породы; 5 — вулканиты; 6 — глубинные разломы.

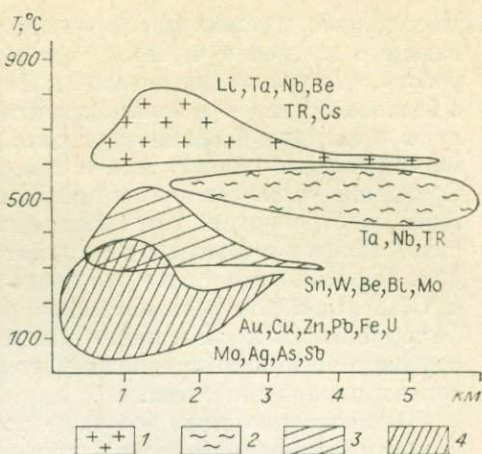


Рис. 55. Уровни формирования оруденения.

1 — граниты, апограниты; 2 — линейные зоны гранитизации; 3 — грейзены, гидротермалиты; 4 — полигенные образования в депрессии.

ление рудного вещества в толще пород, особенно на различных геохимических барьерах; 2) перераспределение рудного вещества при процессах диагенеза и катагенеза; 3) перераспределение рудного вещества в прибортовых частях впадин (при наложении на них теплового поля куполов и формировании метаморфических околокупольных ореолов).

Прогрессивный рост купола и увеличение мощности осадков в околокупольной депрессии приводят к образованию в прибортовой части впадины глубинных разломов, по которым поступают базальтовые, андезитовые, а на конечных стадиях и более кислые расплавы. Обычно это соответствует максимальной зрелости купола, на котором формируются наиболее кислые разновидности гранитоидов и связанные с ними редкометалльные месторождения. С этой стадией эволюции зрелой депрессии связаны формирование колчеданных залежей, регенерация стратиформных месторождений и образование сложных по составу полигенных гидротермальных месторождений.

В итоге одновременно и генетически связано формируются две полярные структуры с резко различными магматизмом и рудной минерализацией, причинная связь между которыми очевидна. Если сопоставить диапазон *PT*-условий образования рудных месторождений в паре купол-депрессия, то наиболее глубинные и высокотемпературные характерны для купола, а малоглубинные и низкотемпературные — для депрессии (рис. 55), хотя для большинства рудопроявлений глубины не превышают 3—4 км.

Введение в геологическую науку Д. С. Коржинским [1952] и Ю. А. Кузнецовым [1966] представления о мантийной природе гранитизирующих флюидов в дальнейшем было многократно подтверждено и получило самое широкое признание.

Применение методов газовой хроматографии для анализов флюидных компонентов, заключенных в горных породах, позволило с принципиально новых позиций подойти к оценке масштабов флюидного переноса из мантии в земную кору. Изучение флюидного режима образования фанерозойских магматических пород Забайкалья дало основание прийти к выводу о единой направленности эволюции флюидного режима базитовых и гранитоидных магм [Литвиновский, Летников, 1981а, б]. Обращает на себя внимание почти полное совпадение эволюции флюидного режима в параллельных возрастных рядах базитов и гранитоидов на протяжении

длительного промежутка времени (палеозой, ранний мезозой), охватывающего не менее четырех циклов магматической деятельности. Если учесть, что гранитоидные магмы формировались в пределах земной коры, а базальтоидные — в верхней мантии, то имеющиеся данные свидетельствуют о сходном флюидном режиме располагающихся на разных уровнях магматических очагов, иначе говоря, о «сквозном» характере флюидов. Сравнение вариационных кривых содержания K_2O с вариационными кривыми, построенными для флюидных компонентов, обнаруживает прямую связь калия и в базитах, и в гранитоидах со степенью окисленности флюидов. Особенно отчетливо эта связь проявлена в базитовом ряду для K_2O и CO_2 . Подобное геохимическое родство калия и углерода однозначно фиксировалось нами и ранее для широкого спектра магматических пород, особенно четко оно прослеживается в ультраосновных — щелочных комплексах с карбонатами.

В последние годы все чаще исследователями отмечается проявление в мантии метасоматических процессов. Их своеобразие заключается во фрагментарности проявления, что в целом соответствует дискретности распределения флюидных компонентов в этих условиях. Свидетельством метасоматоза в одних случаях является карбонатизация [Рябчиков, Грин, 1978], в других — метакристаллы амфиболов и слюд [Рябчиков и др., 1981]. При этом подчеркивается, что домагматический метасоматоз в базальтовой матрице с образованием слюд и других минералов в мантии происходил под воздействием углекислых флюидов и приводил к образованию магматических очагов, в которых выплавились щелочно-базальтовые и калиевые магмы. Таким образом, еще раз подтверждается тесная связь K и углерода, что дает основание, опираясь на рассмотренную модель эволюционного развития литосферы, полагать вслед за цитируемыми здесь авторами, что мантия, как и кора, в значительной мере подвержена метасоматозу, который зачастую предшествует плавлению. Иначе говоря, по отношению к астеносферному слою литосфера (включая верхнюю мантию и земную кору) является пассивным субстратом, в котором под воздействием флюидного массопереноса преимущественно из астеносферного слоя развиваются метасоматические явления, выплавляются магмы и возникают автономные рудоносные системы.

Если исходить из рассмотренной выше модели формирования астеносферного слоя, то очевидна тенденция обогащения его флюидными, многими рудными и некогерентными элементами. Верхняя мантия будет обеднена этими компонентами за счет выноса их в земную кору. Иными словами, между двумя обогащенными зонами (астеносферной и корой) располагается истощенный слой верхней мантии. При этом ясно, что чем древнее астеносфера, чем раньше она начала формироваться и чем меньше ее мощность, тем она должна быть более обогащенной флюидными (углеродными) и некогерентными элементами. Исходя из петрологических построений и наличия высокобарных минералов, общепринятой считается точка зрения о формировании кимберлитовых, карбонатитовых и ультраосновных — щелочных магм на максимальных глубинах литосферы — от 120 до 200 км. В результате обогащения расплавов флюидными компонентами, особенно CO_2 , CH_4 , CO и H_2 , их можно рассматривать как производные астеносферного слоя (особенно как кимберлиты). В литературе уже не раз обращалось внимание на аномально высокие концентрации многих рудных компонентов в кимберлитах и ультраосновных — щелочных породах.

На рис. 56 приведены средние данные содержания многих рудных, редких и рассеянных компонентов в кимберлитах и ультраосновных породах, с одной стороны, и гранитах — с другой. Очевидно следующее: 1) во всех случаях верхние границы, а зачастую, и средние значения содержаний рассматриваемых элементов в кимберлитах выше, чем в гранитах и ультраосновных породах; 2) в ультраосновных породах содержания минимальны, исключение составляют В, Sc, V, Cu, Co (а также

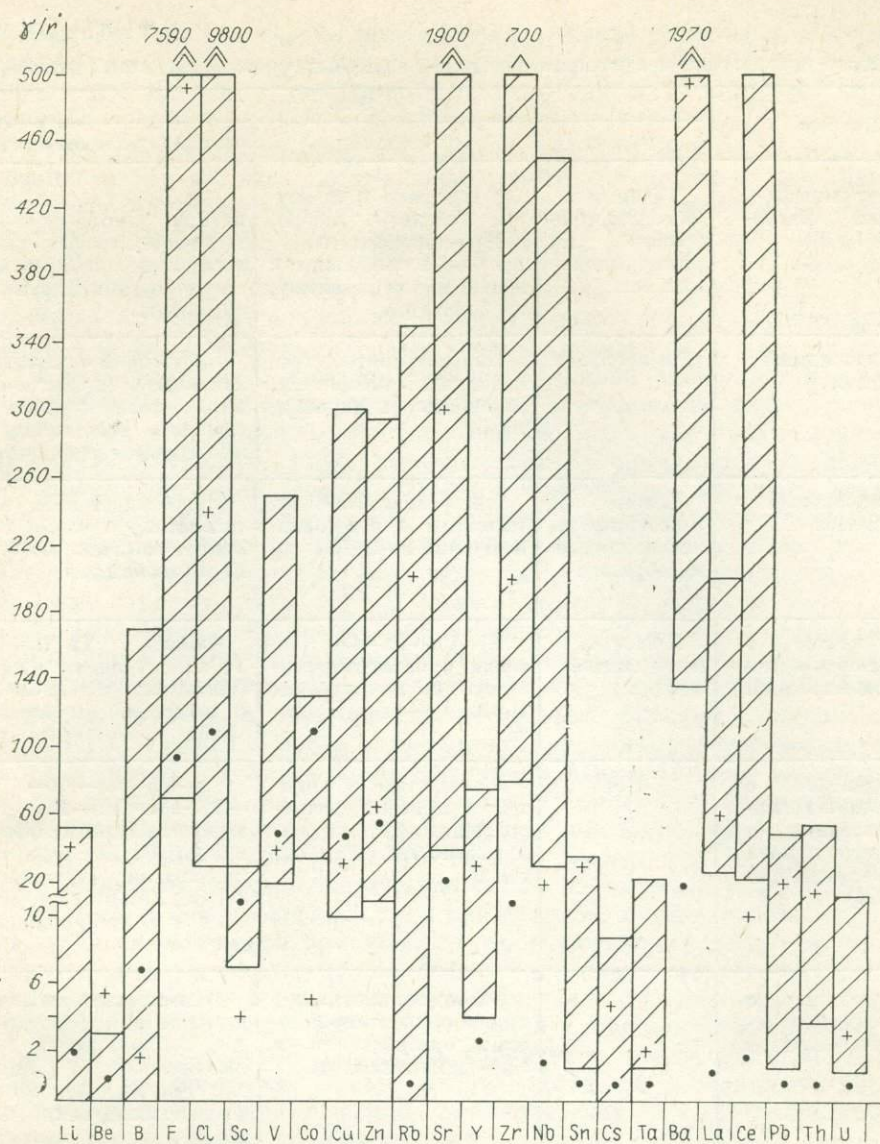


Рис. 56. Диапазон содержания редких и рассеянных элементов в кимберлитах (косая штриховка) и средние содержания в ультраосновных породах (1) и гранитоидах (2).

Сг и Ni, которых нет на графике), количество их в ультраосновных породах выше, чем в гранитах.

Результаты сопоставления подтверждают развиваемый нами тезис об обогащении наиболее глубоко залегающего, древнейшего астеносферного слоя, ибо кимберлитовые магмы генерировались в основании архейских литосферных плит. Отсюда становится понятной тесная приуроченность многих месторождений к древним консолидированным блокам земной коры, когда возраст оруденения изменяется от протерозойского до мезозойского. С высокой долей уверенности можно полагать, что флюидные рудоносные системы, сформировавшие эти месторождения, генерировались в астеносферном слое и поступали в верхние горизонты литосферы по глубинным разломам. Связь определенного типа оруденения с магматическими или метасоматическими породами разного состава можно определить составом исходной матрицы, в которой будут протекать эти процессы.

Петролого-металлогеническая характеристика различных уровней зрелости литосферы

Процесс	Этап		
	ранний	средний	поздний (зрелая литосфера)
Базит-гипербазитовый магматизм	Толеитовые базальты, протрузии (?) ультраосновных тел	Толеитовые и щелочные базальты, габбро, габбро-пироксениты, щелочные габброиды с подчиненным развитием карбонатитов	Кимберлиты, карбонатиты, ультраосновные щелочные породы, базит-гипербазитовые расслоенные интрузии, траппы, лампроиты
Гранитоидный магматизм	Не проявлен	Плагииграниты, гранодиориты, монциты, эндебиты и чарнокиты (?)	Биотитовые граниты, аляскиты, граносиениты, колумбитовосные граниты, редкометалльные граниты, чарнокиты
Региональный метасоматоз	Слабые и рассеянные зеленокаменные преобразования	Преобладает Na-Si метасоматоз и сопряженный с ним Fe-Mg-Ca	Преобладает K-Si метасоматоз, меньше Ca-Mg-Fe, типичные зоны с Fe-метасоматозом
Оруденение с базит-гипербазитовым магматизмом	Хромиты, колчеданные залежи	Ni-Cu-Pt-Co в связи с базит-гипербазитовыми интрузиями; Hg-Sb-Ag — в вулканиках	Алмазы, Ta-Nb-U-TR-Th оруденение в карбонатитах; Ni-Co-Cu-Pt с расслоенными интрузиями и коматититами
Оруденение с процессами гранитообразования (в том числе купола и межкупольные прогибы)	Нет	Железистые кварциты, скарновые месторождения Fe; стратиформные Au, Pb, Zn, Cu, U	Ta-Nb-Be-Sn-TR-W-Mo-Bi с ультракислыми гранитами; Au, U, Th с гранито-гнейсовыми куполами; Fe, Cu, Zn, Pb, Au, Mn, U, P в околокупольных депрессиях
Оруденение с зонами региональных метасоматитов	?	Золото-полиметаллическое оруденение с зонами окварцевания и Na-Ca метасоматоза	Редкометалльная минерализация (Ta, Be, TR, U, Th на уровне амфиболитовой фации; Au, Pb, Zn, Ag, Sb — в зеленосланцевой)

Примечание. Мощность (км) литосферы раннего этапа — 80—120, 70—90, 60—110; среднего — 110, 100, 70, 120; позднего — 135—145, 220, 220—180, 150—170 и астеносферы раннего этапа — 160—170, 140—160, 140; среднего — 100, 100, 90, 90; позднего — 20—20, 30, 30—20, 20—30.

Сопоставление данных по петрологии, флюидной геохимии и глубинной геофизике позволяет сделать вывод о том, что под блоками со зрелой литосферой находится астеносферный слой, в котором захоронены наиболее древние, возможно архейские, флюидные системы с высокими уровнями восстановленности флюидов и минимальными отношениями H/C. В силу этого обстоятельства магматические системы, возникающие на их основе и проникающие по разломам в верхние горизонты земной коры, имеют специфический состав и флюидные параметры, во многом сближающие их с породами архейского этапа формирования земной коры. Сюда в первую очередь можно отнести кимберлиты, карбонатиты, ультраосновные — щелочные породы и зоны регионального K-Si метасоматоза, характеризующиеся нередко восстановительным флюидным режимом, широким набором и значительной концентрацией некогерентных элементов.

Необходимо заметить (табл. 23), что инструментальных данных по одновременному определению мощностей литосферы и астеносферы ма-

ло, а иногда они охватывают целые регионы. Такое усреднение в пределах всей Африки, Австралии или Канады делает их малоинформативными, ибо эти древние щиты гетерогенны и часто подвергаются более поздней термальной активизации и деструкции.

Если рассматривать процесс активизации литосферы как повышение флюидного и теплового потока вдоль сравнительно узких зон или же в пределах отдельных ареалов, то, исходя из всего изложенного материала, очевидно, что для их объяснения достаточно длительного проявления флюидного потока из недр мантии в литосферу и нет нужды привлекать столь широко распространенную идею «всплывания» астенолитов. На основании этого хорошо объясняются факты подъема верхних границ астеносферы в областях тектономагматической активизации.

На достаточно зрелой литосфере аномально проявляется корово-мантийный вулканизм с формированием колчеданных месторождений. В качестве примера можно привести рудный Алтай, где по геофизическим данным [Гольдшмидт, 1984] устанавливаются аномальная температура на уровне поверхности Мохо (~1000°C) и минимальная мощность литосферы (~75 км). Если увязать эти данные с широким проявлением здесь герцинского вулканизма [Щерба и др., 1984], то в настоящее время мы фиксируем геофизическими методами отступление флюидно-теплового потока на глубину спустя 150—200 млн лет после его максимальной активности, выразившейся в деструкции каледонской и протерозойской консолидированной коры. Исключительное по масштабу проявление корового и мантийного магматизма обусловило здесь формирование широкого спектра разнообразных месторождений. Иными словами, оперируя современными геофизическими данными по глубинному строению литосферы, необходимо учитывать ближайшую термальную историю данного блока, где в продуктах магматической или метаморфической деятельности может быть зафиксирована стадия термальной активизации структуры.

Возвращаясь к табл. 23, необходимо заметить, что по мере повышения зрелости литосферы растет эндогенная пассивность коры и верхней мантии и роль астеносферного слоя как главного носителя тепловой энергии, флюидов и рудных компонентов, поступающих в литосферу по глубинным разломам. Анализ данных табл. 23 позволяет считать, что введение понятия о различной зрелости литосферы дает возможность расширить рамки наших представлений о взаимосвязи процессов формирования эндогенных месторождений в верхних горизонтах литосферы с состоянием вещества в ее основании. В этом плане появляется возможность увязать петрологические, геохимические, геофизические и металлогенетические данные для объяснения процессов, в ходе которых сложилась гамма взаимосвязанных тепло- и массопереноса, обусловивших образование литосферы и разнообразных месторождений. Дальнейшие конструктивные решения могут быть найдены в результате последующего более углубленного анализа всей совокупности данных для отдельных литосферных блоков.

ЛИТЕРАТУРА

- Аввакумов Е. Г. Механические методы активации химических процессов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— С. 137.
- Алехин О. А., Ляхин Ю. И. Химия океана.— Л.: Гидрометеоздат, 1984.— 343 с.
- Баженев И. К., Индукаев Н. В., Яхно А. В. Самородное железо в габбро-долеритах р. Курейки (Красноярский край) // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва.— 1959.— Вып. 2.— С. 180—184.
- Беличенко В. Г. Каледониды Байкальской горной области.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 134 с.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники.— М.: Недра, 1975.— 262 с.
- Белоусов В. В. Эндогенные режимы и мантийный магматизм // Геотектоника.— 1983.— № 6.— С. 3—13.
- Березин И. С., Жидков Н. П. Методы вычислений.— М.: Изд-во физ.-мат. лит., 1962.— Т. 2.— 640 с.
- Берч Ф. Сжимаемость; упругие константы // Справочник физических констант горных пород.— М.: Мир, 1969.— С. 99—164.
- Бибикина Е. В., Сумин Л. В., Кириозова Л. И., Грачева Т. В. Последовательность геологических событий в пределах шарыжалгайского блока (U-Pb метод датирования) // Геохимия.— 1981.— № 11.— С. 1652—1664.
- Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма.— М.: Наука, 1983.— 197 с.
- Богатиков О. А., Летников Ф. А., Марков М. С., Суханов М. К. Анортозиты и ранние этапы развития Земли и Луны // Анортозиты Земли и Луны.— М.: Наука, 1984.— С. 246—269.
- Богачев А. И., Лавров М. М., Попов М. Т. Петрологические особенности стратиформных перидотит-габбро-норитовых интрузий и связанные с ними проблемы // Материалы к V Всесоюз. петрографическому совещанию.— Алма-Ата: Наука.— Т. 1, 1976.— С. 134—136.
- Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса.— Новосибирск: Наука, 1973.— 139 с.
- Варганова Н. С. Гранитоиды Восточного Забайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972.— 272 с.
- Вахрушев В. А., Груднин М. И., Меньшагин Ю. В. Рудные минералы ультраосновных и основных пород Байкальской горной области // Сов. геология.— 1985.— № 3.— С. 96—101.
- Вилор Н. В., Казьмин Л. А. Физико-химическое моделирование метаморфогенно-гидротермального золотого оруденения // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование.— Винница: ИГФМ АН УССР, 1982.
- Вилор Н. В., Казьмин Л. А. Физико-химическое моделирование метаморфогенного гидротермального золотого оруденения // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование.— Киев: Наук. думка, 1984.— С. 179—188.
- Вилор Н. В., Макрыгина В. А. Флюидный режим формирования зональных метаморфических комплексов Хамар-Дабана и метаморфогенной жильной серии Патомского нагорья // Флюидный режим метаморфизма.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— С. 107—145.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород.— М.: Мир, 1969.— 247 с.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород.— М.: Недра, 1979.— 327 с.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли.— М.: Изд-во АН СССР.— 1959.
- Галимов Э. М., Кононова В. А., Прохоров В. С. Изотопный состав углерода карбонатов и карбонатитоподобных пород (в связи с проблемой источника вещества) // Геохимия.— 1974.— № 5.— С. 708—716.
- Гантимуров А. А. Состав флюида в системе С—О—Н // Тезисы и рефераты I Всесоюз. совещания «Физико-химическое моделирование в геохимии и петрологии».— Иркутск, 1980.— С. 89—90.
- Гантимуров А. А. Флюидный режим железо-кремниевых систем.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— 73 с.
- Гантимуров А. А. Устойчивость графита и флюидный режим эндогенных процессов // Магма и магматические флюиды.— Черноголовка, 1985.— С. 36—38.
- Гантимурова Т. П. Физико-химическое моделирование флюидного режима гранитов // IV Всесоюз. школа-семинар «Применение математических методов для описания и изучения физико-химических равновесий»: (Тез. докл.).— Иркутск, 1982.— С. 207.
- Генштафт Ю. С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии.— М.: Наука, 1977.— 208 с.
- Генштафт Ю. С., Вайнер Д. И., Салтыковский А. Я. Кристаллизация эклогитового парагенезиса минералов при давлениях 35—50 кбар // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 273, № 6.— С. 1453—1455.
- Геологический словарь.— М.: Недра, 1973.— Т. II.
- Геология гранулитов. Путеводитель Байкальской экскурсии международного симпозиума в рамках проектов «Геохимия архея» и «Металлогения докембрия».— Иркутск: Восст.-Сиб. филиал СО АН СССР, 1981.— 151 с.

- Геология Прибайкалья.** Путеводитель геологической экскурсии XII сессии АЗОПРО.— Иркутск: изд. ИЗК СО АН СССР, 1969.— 151 с.
- Глебовицкий В. А.** Фациальные серии и эволюция метаморфических поясов // *Метаморфические пояса СССР*.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1971.— С. 269—291.
- Глебовицкий В. А.** Схема минеральных фаций и термодинамический режим метаморфизма // *Термодинамический режим метаморфизма*.— Л.: Наука. Ленинград. отд-ние, 1976.— С. 105—120.
- Глебовицкий В. А., Седова И. С.** Термодинамические условия и флюидный режим формирования музкольского и язгулемского метаморфических комплексов Центрального Памира // *Флюидный режим метаморфизма*.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— С. 57—107.
- Гольдшмидт В. И.** Некоторые геофизические параметры литосферы Казахстана // *Изв. АН Каз ССР. Сер. геол.* 1984.— Т. 2.— С. 30—40.
- Горбунов Г. П., Виноградов Л. А., Докучаева В. С. и др.** Главные черты развития никеленосного базит-гипербазитового магматизма на Кольском полуострове // *Петрологические основы формирования сульфидных медно-никелевых месторождений и критерии их прогноза: (Тез. докл.)*.— Петрозаводск: КФ АН СССР, 1978.— С. 25—26.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.** Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии // *Петрология верхней мантии*.— М.: Мир, 1968.— С. 9—77.
- Гринчук Д. В., Борисов М. В., Шваров Ю. В.** Термодинамическое моделирование гидротермальных систем // XXVII Международный геологический конгресс: (Тез. докл.).— М.: Наука, 1984.— Т. 5.— С. 51—52.
- Грудинин М. И.** Петрография Ньюрудуканского и Довыренского габбро-перидотитовых массивов (Северное Прибайкалье) // *Петрография Восточной Сибири*.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1965.— Т. 3.— С. 5—112.
- Грудинин М. И.** Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 155 с.
- Грудинин М. И.** Роль флюидов при формировании базит-гипербазитовых образований // *Флюидный режим формирования мантийных пород*.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— С. 124—131.
- Грудинин М. И., Забоева Н. В.** Распределение некоторых газов в базит-гипербазитовых породах // *Тез. докл. Всесоюз. совещания «Флюидный режим земной коры и верхней мантии»*.— Иркутск, 1977.— С. 51—52.
- Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В.** Ультраосновные породы Крутой Губы (Южное Прибайкалье) // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*— 1982.— № 7.— С. 48—54.
- Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В.** Архейские ультрабазиты Прибайкалья // *Геология и геофизика*.— 1983.— № 5.— С. 14—21.
- Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В.** Петрохимические особенности ультрабазитов архея // *Петрохимия. Химизм магматических формаций Сибири*.— Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1984.— С. 3—8.
- Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В.** Докембрийские ультрабазит-базитовые ассоциации Юго-Западного Прибайкалья // *Сов. геология*.— 1985.— № 7.— С. 108—113.
- Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В., Лашкевич В. В.** Роль флюидов при формировании и гранитизации пород ультрабазит-базитового ряда // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*— 1986.— № 6.— С. 31—38.
- Гурулев С. А.** Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива.— М.: Наука, 1965.— 122 с.
- Гусынин В. Ф.** Верхний предел устойчивости анальдима // *Очерки физико-химической петрологии*.— М.: Наука, 1974.— Вып. IV.— С. 23—28.
- Дерягин Б. В., Федосеев Д. В.** Рост алмазов и графита из газовой фазы.— М.: Наука, 1977.— 76 с.
- Джеффри С.** Гидротермальные флюиды осадочного генезиса // *Геохимия гидротермальных рудных месторождений*.— М.: Мир, 1982.— С. 122—147.
- Добрецов Н. Л.** Введение в глобальную петрологию.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— 199 с.
- Дорогокупец П. И., Карпов И. К.** Термодинамические свойства некоторых породобразующих минералов // *Физикохимия эндогенных процессов*.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— С. 77—128.
- Дорогокупец П. И., Карпов И. К.** Термодинамические свойства полиморфных модификаций Al_2SiO_5 // *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва*.— 1982.— Вып. 3.— С. 291—303.
- Дорогокупец П. И., Карпов И. К.** Термодинамика минералов и минеральных равновесий.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 185 с.
- Дорогокупец П. И., Карпов И. К., Лашкевич В. В.** Термическое уравнение состояния в программном комплексе «Селектор» // XI Всесоюз. конференция по калориметрии и химической термодинамике: (Тез. докл.).— Новосибирск: изд. ИНХ СО АН СССР, 1986.— С. 66—67.
- Дорогокупец П. И., Карпов И. К., Лашкевич В. В. и др.** Изобарно-изотермические потенциалы минералов, газов и компонентов водного раствора в программном комплексе «Селектор» // *Физико-химическое моделирование в геохимии*.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987.
- Дорошев А. М., Малиновский П. Ю.** Верхняя по давлению граница устойчивости сапфирина // *Докл. АН СССР*.— 1974.— Т. 219, № 4.— С. 959—961.

- Дорошев А. М., Малиновский Ю. И., Калинин А. А., Сурков Н. В. Топологический анализ системы $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ на базе экспериментальных данных // Экспериментальные исследования по минералогии.— Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976.— С. 39—45.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм.— М.: Недра, 1963.— 428 с.
- Жариков В. А., Иванов И. П., Фонарев В. И. Минеральные равновесия в системе $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$.— М.: Наука, 1972.— 160 с.
- Жариков В. А., Иванов И. П., Литвин Ю. А., Ишбулатов Р. А. Экспериментальные исследования плавления изверженных пород щелочно-земельной серии при давлении 35 кбар // Докл. АН СССР.— 1974.— Т. 219, № 2.— С. 443—446.
- Жариков В. А., Ишбулатов Р. А., Чудновских Л. Т. Эклогитовый барьер и клинопироксены высоких давлений // Геология и геофизика.— 1984.— № 12.— С. 54—63.
- Жариков В. А., Литвин Ю. А., Ищенко С. А. и др. Исследование при 40 кбар плавления в системе оливин — клинопироксен — гранат — коэсит с участием Fe- и Na-компонентов // Первый Советско-Японский симпозиум по фазовым превращениям при высоких давлениях и температурах.— Черноголовка: изд. ОИХФ АН СССР, 1985.— С. 9—12.
- Жатнуев Н. С. Геохимический барьер жидкость — пар в термоградиентной системе // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 284, № 1.— С. 260—264.
- Жатнуев Н. С. Модели пародоминирующих гидротермальных систем в докритических условиях // Докл. АН СССР.— 1987.— Т. 293, № 1.— С. 203—206.
- Золотухин В. В. К вопросу о генезисе самородного железа в интрузивных траппах Сибирской платформы // Самородное минералообразование в магматическом процессе: (Тез. докл.).— Якутск, 1981.— С. 61—63.
- Зотов И. А., Курдюков Е. Б. Об устойчивости самородных металлов в магмах // Самородное минералообразование в магматическом процессе: (Тез. докл.).— Якутск, 1981.— С. 198—200.
- Иванов И. П., Гусынин В. Ф. Устойчивость парагонита в системе $\text{SiO}-\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ // Геохимия.— 1970.— № 7.— С. 801—814.
- Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии/Богачев А. И., Куликов В. С., Светов А. П. и др.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1976.
- Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм.— М.: Мир, 1965.— 248 с.
- Ито К., Кеннеди Д. К. Экспериментальное изучение перехода базальт — гранатовый гранулит — эклогит // Геохимия.— 1972.— № 4.— С. 415—427.
- Ишбулатов Р. А. Экспериментальные исследования плавления пород щелочно-земельной серии при давлении 25—45 кбар // Очерки физико-химической петрологии.— М.: Наука.— Вып. VI, 1977.— С. 97—168.
- Кадик А. А. Роль воды и углекислоты в образовании и дегазации основных магм // Геодинамика, магмообразование и вулканизм.— Петропавловск-Камчатский, 1974.— С. 272—286.
- Кадик А. А., Луканин О. А. Поведение воды и углекислоты в магматических процессах, определяемое их растворимостью // Геохимия.— 1973.— № 2.
- Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей.— М.: Недра, 1972.— 240 с.
- Казанский В. И. Эволюция тектонических структур и эндогенное оруденение древних щитов // Эндогенное оруденение древних щитов.— М.: Наука, 1978.— С. 7—31.
- Казьмин Л. А., Халиулина О. А., Карпов И. К. Расчет химических равновесий поликомпонентных гетерогенных систем, когда число фаз превышает число независимых компонентов в исходных условиях, методом минимизации свободной энергии (программа «Селектор») // Информ. бюл.— 1975.— № 3, П 0011353.
- Капустян В. М., Жаров А. А., Ениколопан И. С. Полимеризация мономеров в твердой фазе в условиях высоких давлений и напряжений сдвига, Докл. АН СССР.— 1968.— Т. 179, № 3.— С. 627—628.
- Каракин А. В., Лобковский Л. И., Мясников В. П. Гидротермальная конвекция в верхних слоях коры и ее влияние на геотермический градиент // Теоретические и экспериментальные исследования по геотермике морей и океанов.— М.: Наука, 1984.— С. 9—17.
- Карпов И. К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 247 с.
- Карпов И. К., Киселев А. И., Летников Ф. А. Химическая термодинамика в петрологии и геохимии.— Иркутск: изд. Ин-та геохимии и ИЗР СО АН СССР, 1971.
- Карпов И. К., Дорогокупец П. И., Лашкевич В. В. Оптимальные по критерию минимакса ошибки термодинамические характеристики породообразующих минералов // Геохимия эндогенных процессов.— Иркутск: изд. Ин-та геохимии СО АН СССР, 1977.— С. 196—202.
- Карпов И. К., Киселев А. И., Дорогокупец П. И. Термодинамика природных мульти-систем с ограничивающими условиями.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976а.— 132 с.
- Карпов И. К., Киселев А. И., Летников Ф. А. Моделирование природного минералообразования на ЭВМ.— М.: Недра, 1976б.— 256 с.
- Кастрыкина В. М. Термодинамические условия формирования пород сутамского комплекса // Термодинамический режим метаморфизма.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1976.— С. 267—273.

- Кастрыкина В. М., Карсаков Л. П. Петрохимия кристаллических сланцев глубинных зон метаморфизма юга Алданского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1977.— Т. 52, вып. 2.— С. 5—21.
- Кастрыкина В. М., Летников Ф. А. Сутамский комплекс // Флюидный режим метаморфизма.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— С. 12—25.
- Кеннеди Дж. К., Холсер У. Т. Соотношения между давлением, объемом и температурой и фазовые равновесия для воды и двуокиси углерода // Справочник физических констант горных пород.— М.: Мир, 1969.— С. 345—358.
- Керрик Д. М., Гент Е. Д. $P-T-X_{CO_2}$ равновесные отношения в системе $CaO-Al_2O_3-SiO-CO_2-H_2O$ // Проблемы физико-химической петрологии.— М.: Наука, 1979.— Т. 2.— С. 32—52.
- Киселев А. И. Геодинамика кайнозойского вулканизма Центральной Азии и дегазация мантии // Флюидный режим формирования мантийных пород.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— С. 43—55.
- Киселев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 195 с.
- Коваленко В. И., Коваленко Н. И. Онгониты — субвулканитические аналоги гранитов.— М.: Наука, 1976.— 127 с.
- Коллерсон К. Д., Джессо К., Бриджотер Д. Геологическая эволюция архейского гнейсового комплекса; Восточный Лабрадор // Ранняя история Земли.— М.: Мир, 1979.— 261 с.
- Конников Э. Г. Титаноносные габброиды докембрия Северного Прибайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 118 с.
- Копейкин В. А. Поведение фосфора в процессе выветривания // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 268, № 2.— С. 432—435.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.— М.: Изд-во АН СССР, 1940.— 200 с.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1952.— № 2.— С. 56—59.
- Кориковский С. П. Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезисы кальциевых амфиболов // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии.— М.: Наука, 1968.— С. 138—165.
- Кориковский С. П. Фации и субфации регионального метаморфизма в бедных СаО породах // Термодинамический режим метаморфизма.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1976.— С. 127—139.
- Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов.— М.: Наука, 1979.— 263 с.
- Кориковский С. П., Риле Г. В., Селько А. И., Федоровский В. С. Петрология метаморфических пород Прибайкалья // Геология гранулитов.— Иркутск, 1981.
- Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья/Ескин А. С., Эз В. В., Грабкин О. В. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 118 с.
- Косяков А. В., Ишбулатов Р. А. Новые экспериментальные работы в области геохимии глубинных процессов (хроника) // Геохимия.— 1984.— № 12.— С. 1920—1929.
- Котельников Л. Г. Кристаллически-зернистые породы Ольхонского края // Тр. Петриинст. АН СССР.— 1934.— Вып. 6.
- Котов Н. В. Термодинамика процессов ката- и метагенеза (по экспериментальным и природным данным) // Термодинамический режим метаморфизма.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1976.— С. 147—159.
- Крайнов С. Р., Матвеева Л. И., Рыженко Б. И. и др. Геохимические особенности эволюции поровых вод седиментационных бассейнов (в связи с их участием в стратиформном рудообразовании) // Геохимия.— 1984.— № 8.— С. 1155—1170.
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений.— М.: Госгеолтехиздат, 1956.— 271 с.
- Кузнецов Ю. А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизма образования гранитоидных тел // Геология и геофизика.— 1966.— № 6.— С. 3—16.
- Куширо И., Йодер Г. С. Реакции между форстеритом и анортитом при высоких давлениях // Петрология верхней мантии.— М.: Мир, 1968.— С. 294—299.
- Леснов Ф. П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье).— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972.
- Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 218 с.
- Летников Ф. А. Проблемы глубинного петрогенезиса // Проблемные вопросы геологии геофизики. Вост. Сибирь.— Иркутск, 1978.— С. 60—65.
- Летников Ф. А. Рудогенерирующая сущность процессов гранитизации и металлогения гранитогнейсовых куполов // Тез. докл. II Всесоюз. совещания по металлогении докембрия.— Иркутск, 1981.— С. 63—64.
- Летников Ф. А. Об инверсии флюидного режима // Флюиды в магматических системах.— М.: Наука, 1982а.— С. 116—131.
- Летников Ф. А. Эволюция флюидного режима эндогенных процессов в геологической истории Земли // Докл. АН СССР.— 1982б.— Т. 262, № 6.— С. 1438—1440.
- Летников Ф. А. Эволюция флюидного режима глубинного петрогенезиса в раннем докембрии // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования в раннем докембрии.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1985.— С. 22—32.

- Летников Ф. А.** Петрология и рудоносность магматических и метаморфических пород как показатель зрелости литосферы // Магматические и метаморфические формации Казахстана.— Алма-Ата: Наука, 1986.— С. 17—23.
- Летников Ф. А., Вилор Н. В.** Золото в гидротермальном процессе.— М.: Недра, 1981.
- Летников Ф. А., Леви К. Г.** Зрелость литосферы и природа астеносферного слоя // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 280, № 5.— С. 1204—1203.
- Летников Ф. А., Нарсеев В. А.** Термостатирование природных систем и его роль в геологических процессах // Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971.— С. 38—43.
- Летников Ф. А., Шкарупа Т. А.** Методическое руководство по хроматографическому анализу воды и газов в горных породах и минералах.— Иркутск: изд. ИЗК СО АН СССР, 1977.— 25 с.
- Летников Ф. А., Емельянов Е. И., Логачев Н. А. и др.** Флюидный режим рифтовых зон // Материалы к симпозиуму «Проблемы рифтогенеза».— Иркутск: изд. ИЗК СО АН СССР, 1975а.— С. 22—23.
- Летников Ф. А., Зорин Ю. М., Заячковский А. А.** Роль зон активизации в формировании оруденения на Кокчетавской глыбе // Закономерности размещения полезных ископаемых.— М.: Наука, 1975б.— С. 260—268.
- Летников Ф. А., Лашкевич В. В., Карлов П. К.** Моделирование на ЭВМ системы роговообманковый гранит — флюид в интервале 500—900°C и $P = 1—8$ кбар // Флюидный режим земной коры и верхней мантии.— Иркутск, 1977.— С. 80.
- Летников Ф. А., Леонтьев А. И., Гантимурова Т. П.** Флюидный режим гранитообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 184 с.
- Летников Ф. А., Медведев В. Я., Иванова Л. А.** Взаимодействие гранитного расплава с карбонатами и силикатами.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.
- Летников Ф. А., Медведев В. Я., Иванова Л. А.** Экспериментальное изучение процессов формирования флюидных систем в гранитных расплавах // X Всесоюз. совещ. по экспериментальной и технической минералогии и петрографии: Доклады.— Киев: Наук. Думка, 1981.— С. 118—126.
- Летников Ф. А., Савельева В. Б., Балышев С. О.** Петрология, геохимия, флюидный режим тектонитов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— 223 с.
- Летников Ф. А., Савельева В. Б., Колосницyna Т. Т. и др.** Опыт определения рубидий-стронциевой геохроны тектонитов // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза: (Тез. докл.).— М., 1985.
- Литвиновский Б. А., Завилевич А. Н.** Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 135 с.
- Литвиновский Б. А., Летников Ф. А.** Единая направленность эволюции флюидного режима базитовых и гранитоидных магм // Тр. ИГиГ СО АН СССР.— 1981а.— Вып. 491.— С. 111—132.
- Литвиновский Б. А., Летников Ф. А.** Единая направленность эволюции флюидного режима базитовых и гранитоидных магм // Вопросы генетической петрологии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981б.— С. 111—131.
- Лихойдов Г. Г., Иванов И. П., Шмулович К. И.** Стабильность анальцима и активность H_2O в системе $NaAlSi_3O_8—H_2O—CO_2$ // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1976.— № 8.— С. 46—58.
- Логвиненко Н. В.** Постдиагенетические изменения осадочных пород.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1968.— 92 с.
- Логвиненко Н. В.** Морская геология.— М.: Недра, 1980.— 343 с.
- Лялько В. И., Митник М. М., Вульфсон Л. Д., Шпортюк З. М.** Геотермические поиски полезных ископаемых.— Киев: Наук. думка, 1979.— 148 с.
- Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография/**Андреева Е. Д., Баскина В. А., Богатиков О. А. и др.— М.: Наука.— Ч. 1, т. 1.— 1983.— 365 с.
- Магматические горные породы. Основные породы/**Андреева Е. Д., Богатиков О. А., Борсук А. И. и др.— М.: Наука, 1985.— 487 с.
- Магматические формации СССР/**Масайтис В. Л., Москалева В. Н., Румянцева Н. А. и др.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1979.— Т. 1.— 319 с.
- Майсен Б., Беттчер А.** Плавление водосодержащей мантии.— М.: Мир, 1979.— 122 с.
- МакГрегор И. Д.** Поля устойчивости шпинелевых и гранитовых перидотитов в синтетической системе $MgO—CaO—Al_2O_3—SiO_2$ // Петрология верхней мантии.— М.: Мир, 1968а.— С. 326—333.
- МакГрегор И. Д.** Реакция $4\text{энстатит} + \text{шпинель} = \text{форстерит} + \text{пироп}$ // Петрология верхней мантии.— М.: Мир, 1968б.— С. 283—284.
- Макрыгина В. А.** Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 199 с.
- Маракушев А. А.** Термодинамика метаморфической гидратации минералов.— М.: Наука, 1968.— 200 с.
- Маракушев А. А.** Минеральные фации метаморфических пород // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 282, № 5.— С. 1230—1233.
- Маракушев А. А., Генкин А. Д.** Термодинамические условия образования карбидов металлов в связи с их находением в базитах, гипербазитах и в медно-никелевых сульфидных рудах // Вестн. МГУ.— 1972.— № 5.— С. 7—25.

- Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли // Очерки физико-химической петрологии.— М.: Наука, 1974.— Вып. IV.
- Маракушев А. А., Тарарин Н. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1965.— № 3.— С. 20—37.
- Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение // Труды ИГЕМ АН СССР.— 1962.— Вып. 78.
- Мельник Ю. П. Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд.— Киев: Наук. думка, 1972.— 195 с.
- Мельник Ю. П., Радчук В. В. Физико-химические условия метаморфизма основных пород докембрия.— Киев: Наук. думка, 1987.— 190 с.
- Мельник Ю. П., Сироштан Р. И., Радчук В. В., Иванова Л. И. Физико-химические условия метаморфизма карбонатных пород докембрия.— Киев: Наук. думка, 1984.— 135 с.
- Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1985.— 310 с.
- Мильевич Р. И., Котов Н. В. Геология, полиметаморфизм и палеотермометрия комплексов метаморфических пород Удино-Шилкинского междуречья // Вопросы магматизма и метаморфизма.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1972.— Т. 4.
- Минералы углерода в эндогенных процессах // Тез. докл. Всесоюз. конф. «Самородное элементообразование в эндогенных процессах».— Якутск. 1985.— Ч. III.
- Миронова Н. А., Соколова Ю. Ф. Карбонатные породы докембрия Приольхонья // Структура и петрология докембрийских комплексов.— М.: изд. Ин-та физики Земли, 1985.— С. 212—232.
- Мнацакян А. Х. Акцессорно-минералогические и геохимические особенности меловых вулканических серий Северной Армении как индикаторы комагматичности и металлогенической специализации вулканических комплексов // Акцессорные минералы и элементы как критерии комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов.— М.: Наука, 1965.— 185 с.
- Моисеенко Ф. С. Основы глубинной геологии.— Л.: Недра, 1981.— 279 с.
- Найгебаур В. А., Казьмин Л. А. Термодинамические характеристики компонентов водного раствора в интервале температур 0—300°C // Применения математических методов для описания и изучения физико-химических равновесий.— Иркутск: изд. Ин-та геохимии СО АН СССР и НХ СО АН СССР, 1982.
- Нарсеев В. А., Летников Ф. А. Об эволюции расплавов и гидротерм на различных уровнях вулканоплутонических систем // Материалы симпозиума по проблеме «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность».— М.: Наука, 1969.
- Наумов Г. Б., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин.— М.: Атомиздат, 1971.— 237 с.
- Никольский Н. С. Термодинамика минеральных равновесий базитов.— М.: Наука, 1978.— 178 с.
- Никольский Н. С. Роль флюидов в образовании графита, алмаза и когенита // Всесоюз. совещ. по геохимии углерода, Москва, 14—16 дек. 1981: (Тез. докл.)— М., 1981а.— С. 190—193.
- Никольский Н. С. О метастабильной кристаллизации природных алмазов из флюидной фазы // Докл. АН СССР.— 1981б.— Т. 256, № 4.— С. 954—958.
- Олеш М. Устойчивость везувияна в системе $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ при давлениях до 5 кбар // XI съезд ММА.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— Т. II.— С. 153.
- Орлова Г. П. К методике определения H_2O и CO_2 , растворенных в силикатных расплавах под давлением (по анализам закаленных стекол) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1973.— № 9.— С. 63—68.
- Остапенко С. В., Отман Н. С., Шпак А. А. Теплогидродинамический режим высокотемпературных гидротермальных систем // Подземные воды и эволюция литосферы.— М.: Наука, 1985.— Т. 2.— С. 205—206.
- Остапенко Г. Т., Яковлев Б. Г., Горогоцкая Л. И., Тимошкова Л. П. Физико-химические условия метаморфизма глиноземистых пород докембрия.— Киев: Наук. думка, 1984.— 256 с.
- Остафийчук И. М., Молякко В. Г., Толстой М. П. Андезитовые серии молодых внутриконтинентальных поясов // Флюидный режим формирования мантийных пород.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— С. 21—43.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии // Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР.— 1962.— С. 77—109.
- Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса/ Леонтьев А. Н., Литвиновский Б. А., Гаврилова С. П., Захаров А. А.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 315 с.
- Паужетские горячие воды на Камчатке.— М.: Наука, 1965.— 208 с.
- Перельман А. И. Геохимические барьеры и процессы концентрации элементов в земной коре // Кинетика и динамика геохимических процессов.— М.: ВИМС, 1976.— Вып. 2.— С. 8—21.
- Перчук Л. Л. Коррекция биотит-гранатового термометра для случая изоморфизма $\text{Mn} \rightleftharpoons \text{Mg} + \text{Fe}$ в гранате // Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 256, № 2.
- Перчук Л. Л., Лаврентьева И. В., Аранович Л. Я., Подлесский Р. К. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма.— М.: Наука, 1983.

- Перчук Л. Л., Летников Ф. А., Удовкина Н. Г. и др. Генезис эклогитов Кокчетавской глыбы // Докл. АН СССР.— 1969.— Т. 186, № 2.— С. 441—444.
- Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах.— М.: Недра, 1976.— 287 с.
- Петрова З. И., Левицкий В. И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 200 с.
- Петрология и метаморфизм древних офiolитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна)/Добрецов Н. Л., Молдавцев Ю. Е., Казак А. П. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 219 с.
- Плюснина Л. П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов.— М.: Наука, 1983.— 158 с.
- Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпийские гипербазиты юга Сибири.— М.: Наука, 1966.— 211 с.
- Равич М. Г., Каменев Е. Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 658 с.
- Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли.— М.: Недра, 1981.— 584 с.
- Рингвуд А. Е., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы // Петрология верхней мантии.— М.: Мир, 1968.— С. 78—117.
- Розен С. М., Зорин Ю. М., Заячковский А. А. Обнаружение алмаза в связи с эклогитами в докембрии Кокчетавского массива // Докл. АН СССР.— 1972.— Т. 203, № 3.— С. 674—676.
- Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм.— М.: Наука, 1975.— 230 с.
- Рябчиков И. Д., Баранова Н. Н., Зотов А. В., Орлова Г. П. Стабильность $Au(OH)_2^0$ в надкритической фазе воды и металлоносность магматических флюидов, равновесных с гранитоидной магмой // Геохимия.— 1985.— № 2.— С. 267—268.
- Рябчиков И. Д., Грин Д. Х. Роль двуокиси углерода в петрогенезисе высококальциевых магм // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— Вып. 403.— С. 49—54.
- Рябчиков И. Д., Коваленко В. П., Диков Ю. П., Владыкин Н. В. Мантийные титаносодержащие слюды // Геохимия.— 1981.— № 6.— С. 873—888.
- Самородное минералообразование в магматическом процессе. Материалы конф., Якутск, 1981: (Тез. докл.).— Якутск, 1981.
- Самородное элементообразование в эндогенных процессах. Материалы конф., Якутск, 1985: (Тез. докл.).— Якутск, 1985.— 307 с.
- Свириденко Л. Н. Петрология Салминского массива рапакиви (в Карелии).— Петрозаводск: Карел. кн. изд-во, 1968.— 115 с.
- Семенова В. Г., Соловьева Л. В., Владимиров Б. М. Глубинные включения в щелочных базальтоидах Токинского Становика.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 117 с.
- Сидоренко С. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия.— М.: Наука, 1975.— 140 с.
- Скиннер Б. Дж. Тепловое расширение // Справочник физических констант горных пород.— М.: Мир, 1969.— С. 79—98.
- Слободской Р. М. Восстановительные интрателлурические флюиды и формирование гранитных батолитов // Геология и геофизика.— 1979.— № 5.— С. 22—28.
- Слюдянский кристаллический комплекс/Васильев Е. П., Резницкий Л. З., Вишняков В. Н., Некрасова Е. А.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 197 с.
- Смольская А. И. Применение методов физико-химической петрологии для расчленения метаморфических комплексов Западного Прибайкалья // Петрология литосферы и рудоносность.— Л.: Наука, 1981.— С. 56—57.
- Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— 264 с.
- Сотников В. И., Берзина А. П. Источники флюидов и рудообразующих веществ медно-молибденовых месторождений // Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— С. 15—32.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 280 с.
- Тейлор Х. П. мл. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений.— М.: Мир, 1982.— С. 200—237.
- Термические константы веществ.— М.: ВИНТИ, 1972.— Вып. VI.— 369 с.
- Термодинамические свойства веществ/Гуревич Л. В., Вейц И. В., Медведев В. А. и др.— М.: Наука, 1979.— Т. II. Кн. 2.— 344 с.
- Тихомиров В. К. Певы.— М.: Химия, 1983.— 262 с.
- Уайт Д. Э. Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными источниками // Геохимия гидротермальных рудных месторождений.— М.: Мир, 1970.— С. 479—528.
- Файф У., Прайе Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре.— М.: Мир, 1981.— 435 с.
- Фашии метаморфизма/Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др.— М.: Недра, 1970.— 432 с.

- Федосеев Д. В., Гужко Р. К., Гривцов А. Г. Гетерогенная кристаллизация на газовой фазе.— М.: Наука, 1973.— 112 с.
- Феоктистов Г. Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 168 с.
- Феоктистов Г. Д. Флюидный режим формирования траппов Сибирской платформы // Флюидный режим формирования мантийных пород.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— С. 81—124.
- Феоктистов Г. Д. Использование факторного анализа в оценке соотношения фракционирования и расслоенности в базитовых телах по петрохимическим данным // Геология и геофизика.— 1984.— № 4.— С. 124—128.
- Феоктистов Г. Д. Остаточно-магматические флюиды в долеритовых силлах // Второе рабочее совещание «Магма и магматические флюиды».— Черногоровка: изд. ИЭМ АН СССР, 1985.— С. 189—191.
- Феоктистов Г. Д., Шкарупа Т. А. Распределение газов в минералах из траппов юга Сибирской платформы // Вопросы минералогии и геохимии изверженных пород Восточной Сибири.— Иркутск: изд. Ин-та геохимии СО АН СССР, 1976.
- Физико-химические основы теории метаморфогенного рудообразования.— Киев: Наук. думка, 1985.— 204 с.
- Флёров Г. Б., Колосков А. В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки.— М.: Наука, 1976.— 160 с.
- Флюидный режим земной коры и верхней мантии/Летников Ф. А., Карпов И. К., Киселев А. И. и др.— М.: Наука, 1977.— 216 с.
- Флюидный режим формирования мантийных пород/Летников Ф. А., Феоктистов Г. Д., Остафийчук И. М. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— 142 с.
- Флюидный режим метаморфизма.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— 192 с.
- Флюидные постмагматические системы/Вилор Н. В., Казьмин Л. А., Лашкевич В. В., Минцис А. Ш.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 207 с.
- Ханн В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника.— М.: Недра, 1985.— 326с.
- Хитаров Н. И., Пугин В. А., Слуцкий А. Б. Плавление и кристаллизация кварцевого толеита при высоких давлениях и эволюция телелитовых магм в глубинных условиях // Геохимия.— 1972.— № 4.— С. 428—436.
- Хорн Р. Морская химия: Пер. с нем.— М.: Мир, 1972.— 399 с.
- Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Носик Л. П. К вопросу об изотонности состава углерода графитов // Геохимия.— 1983.— № 12.— С. 1681—1687.
- Шамаев П. П., Григорьев А. П., Некрасов И. Я. Экспериментальное изучение равновесия силлиманит — андалузит // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 266, № 2.
- Шмулович К. И. Экспериментальное исследование фазовых равновесий в системе $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ // Геохимия.— 1974.— № 8.— С. 1272—1277.
- Штейнберг Д. С., Лагутина М. В. Новые находки когенита // Ежегодник — 1979, ИГГУНЦ АН СССР.— Свердловск, 1980.— С. 114—116.
- Штейнберг Д. С., Лагутина М. В. Углерод в ультрабазитах и базитах.— М.: Наука, 1964.— 110 с.
- Штейнберг Д. С., Богатиков О. А., Бородаевская М. Б. и др. Проблема магматических формаций // Проблемы петрологии.— М.: Наука, 1976.— С. 75—93.
- Шерба Г. Н., Дьячков Б. А., Нахтигаль Г. П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы.— Алма-Ата: Наука, 1984.— 238 с.
- Ackermann D., Karl F. Experimental studies on the formation of inclusion in plagioclases from metatonalites, Hohe Tauern, Austria (lower temperature stability limit of the paragenesis anorthite plus potash feldspar // Contrib. Mineral. Petrol.— 1972.— V. 35, N 1.— P. 11—21.
- Ackermann D., Seifert F., Schreyer W. Instability of sapphirine at high pressures // Contrib. Mineral. Petrol.— 1975.— V. 50, N 2.— P. 79—93.
- Akella J. Garnet-pyroxene equilibria in the system $\text{CaSiO}_3-\text{MgSiO}_3-\text{Al}_2\text{O}_3$ and in natural mixture // Amer. Mineral.— 1976.— V. 61, N 7—8.— P. 589—598.
- Akaogi M., Navrotsky A. The quartz — coesite — stishovite transformations: new calorimetric measurements and calculation of phase diagram // Phys. Earth Planet. Inter.— 1984.— V. 36, N 2.— P. 124—134.
- Bachu S. Influence of lithology and fluid flow on the temperature distribution in a sedimentary basin: a case study from the Gold Lace area, Alberta, Canada // Tectonophysics.— 1985.— V. 120, N 3/4.— P. 257—284.
- Barnes H. L., Ernst W. G. Ideality and ionization in hydrothermal fluids: the system $\text{MgO}-\text{H}_2\text{O}-\text{NaOH}$ // Amer. J. Sci.— 1963.— V. 261, N 2.— P. 129—150.
- Bohlen S. R., Boettcher A. L., Wall V. J. The system albite — $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$: a model for melting and activities of water at high pressures // Amer. Mineral.— 1982.— V. 67, N 5/6.— P. 451—462.
- Boettcher A. L. System $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ at high pressures and temperatures // J. Petrol.— 1970.— V. 11, N 2.— P. 337—381.
- Boyd F. R. Hydrothermal investigations of amphibole // Researches in Geochemistry.— New York: Wiley, 1959.— V. 1.— P. 377—396.
- Bridgman P. F. The physics of high pressure.— London: Bell and Sons, 1958.— P. 217.
- Byers C. D., Garsia M. D., Muenow D. W. Volatiles in pillow rim glasses from Loihi and Kilauea volcanoes, Hawaii // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1985.— V. 49, N 8.— P. 1187—1196.

- Carman J. H., Gilbert M. C. On the stability relations of glaucofane // EOS.— 1982.— V. 63, N 18.— P. 464.
- Caruso L. J., Chernosky J. V. The stability of lizardite // *Canad. Mineral.*— 1979.— V. 17, N 4.— P. 757—769.
- Chatterjee N. D. Synthesis and upper stability of paragonite // *Contrib. Mineral. Petrol.*— 1970.— V. 27, N 3.— P. 244—257.
- Chatterjee N. D. The upper stability limit of the assemblage paragonite + quartz and its natural occurrences // *Contrib. Mineral. Petrol.*— 1972.— V. 34, N 4.
- Chatterjee N. D. Synthesis and upper thermal stability limit of 2M — margarite $\text{CaAl}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ // *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*— 1974.— V. 54, N 2/3.
- Chatterjee N. D. Margarite stability and compatibility relations in the system $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ as a pressure-temperature indicator // *Amer. Mineral.*— 1976.— V. 61, N 7/8.— P. 699—710.
- Chatterjee N. D., Johannes W. Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M_1 — muscovite, $\text{KAl}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ // *Contrib. Mineral. Petrol.*— 1974.— V. 48, N 2.— P. 89—114.
- Chatterjee N. D., Johannes W., Leistner H. The system $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$: new phase equilibria data, some calculated phase relations, and their petrological applications // *Contrib. Mineral. Petrol.*— 1984.— V. 88, N 1/2.— P. 1—13.
- Chernosky J. V. The upper stability of clinocllore at low pressure and the free energy of formation of Mg-cordierite // *Amer. Mineral.*— 1974.— V. 59, N 5/6.
- Chernosky J. V. The stability of anthophyllite — a reevaluation based on new experimental data // *Amer. Mineral.*— 1976.— V. 61, N 11/12.— P. 1145—1155.
- Chernosky J. V., Day H. W., Caruso L. J. Equilibria in the system $\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ — experimental determination of the stability of Mg-anthophyllite // *Amer. Mineral.*— 1985.— V. 70, N 3/4.— P. 223—236.
- Cohen L. H., Ito K., Kennedy G. G. Melting and phase relations in an anhydrous basalt to 40 kilobars // *Amer. J. Sci.*— 1967.— V. 265, N 6.— P. 475—518.
- Condie K. C. Plate tectonics and crustal evolution.— New York: Pergamon Press, 1976.— 288 p.
- Crawford W. A., Fyfe W. S. Lawsonite equilibria // *Amer. J. Sci.*— 1965.— V. 263, N 3.— P. 262—272.
- Dankwerth P. A., Newton R. C. Experimental determination of the spinel peridotite to garnet peridotite reaction in the system $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ in the range 900—1100°C and Al_2O_3 isopleths of enstatite in the spinel field // *Contrib. Mineral. Petrol.*— 1978.— V. 66, N 2.— P. 189—201.
- Day H. W., Chernosky J. V., Kumin H. J. Equilibria in the system $\text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$: a thermodynamic analysis // *Amer. Mineral.*— 1985.— V. 70, N 3/4.
- Drummond S. E., Ohmoto H. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems // *Econ. Geol.*— 1985.— V. 80, N 1.— P. 126—147.
- Essene E. High — pressure transformations in CaSiO_3 // *Contrib. Mineral. Petrol.*— 1974.— V. 45, N 3.— P. 247—250.
- Essene E., Hensen B. J., Green D. H. Experimental study of amphibolite and eclogite stability // *Phys. Earth Planet. Inter.*— 1970.— V. 3, N 4.— P. 378—384.
- Eugster H. P., Skippen G. B. Igneous and metamorphic reactions involving gas equilibria // *Researches in Geochemistry.*— New York: J. Wiley & Sons, 1967.— V. II.
- Evans B. W., Johannes W., Oterdoom H., Trommsdorf V. Stability of chrysolite and antigorite in the serpentine multisystem // *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*— 1976.— V. 56, N 1.— P. 79—93.
- Fawcett J. J., Yoder H. S. Phase relationship of chlorite in the system $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ // *Amer. Mineral.*— 1966.— V. 51, N 3/4.— P. 353—380.
- Franz G. The brucite-periclase equilibrium at reduced H_2O activities: some information about the system $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ // *Amer. J. Sci.*— 1982.— V. 282, N 10.
- French B. M. Some geological implications of equilibrium between graphite and C—O—H gas at high temperatures and pressures // *Reviews of Geophys.*— 1966.— V. 4, N 2.— P. 223—253.
- Frost B. R. Mineral equilibria involving mixed — volatiles in a C—O—H fluid phase: the stabilities of graphite and siderite // *Amer. J. Sci.*— 1979.— V. 279, N 9.— P. 1033—1059.
- Fujii T. Pyroxene equilibria in spinel lherzolite // *Carnegie Institute of Washington. Year Book-76.*— Washington, 1977.— P. 569—572.
- Fyfe W. S. Hydrothermal synthesis and determination of equilibrium between minerals in subliquidus region // *J. Geol.* 1960.— V. 68, N 5.— P. 553—566.
- Fyfe W. S. On the relative stabilities of talc, anthophyllite and enstatite // *Amer. J. Sci.*— 1962.— V. 260, N 2.— P. 151—154.
- Gasparik T. Two-pyroxene thermometry with new experimental data in system $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ // *Contrib. Mineral. Petrol.*— 1984.— V. 84, N 1.— P. 87—97.
- Gilbert M. C., Helz R. T., Popp R. K., Spear F. S. Experimental studies of amphibole stability // *Rev. Mineral.*— 1982.— V. 9B.— P. 229—353.
- Glassley W. Fluid evolution in the deep continental crust // *Nature.*— 1982.— V. 295, N 5846.— P. 229—231.
- Goldsmith J. R. The melting and breakdown reactions of anorthite at high pressures and temperatures // *Amer. Mineral.*— 1980.— V. 65, N 3—4.— P. 272—284.

- Goldsmith J. R. The join $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$ (anorthite — water) at elevated pressures and temperatures // *Amer. Mineral.*— 1981.— V. 66, N 11—12.— P. 1183—1188.
- Green D. H., Ringwood A. E. Fractionation of basalt magmas at high pressures // *Nature.*— 1964.— V. 201, N 12.— P. 1276—1279.
- Green D. H., Ringwood A. E. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications // *Geochim. et Cosmochim. Acta.*— 1967a.— V. 31.— P. 767—833.
- Green D. H., Ringwood A. E. The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*— 1967b.— V. 3.— P. 151—160.
- Green D. H., Ringwood A. E. A comparison of recent experimental data on the gabbro-garnet-granulite-eclogite transition // *J. Geol.*— 1972.— V. 80, N 3.
- Green T. H. An experimental investigation of subsolidus assemblages formed at high pressure in high alumina basalt, kyanite eclogite and grosspyrite compositions // *Contrib. Mineral. Petrol.*— 1967.— V. 16, N 1.— P. 84—114.
- Green T. H. High pressure experimental studies on the mineralogical constitution of the lower crust // *Phys. Earth Planet. Inter.*— 1970.— V. 3.— P. 441—450.
- Greenwood H. J. The synthesis and stability of anthophyllite // *J. Petrol.*— 1963.— V. 4, N 3.— P. 317—351.
- Gupta A. K., Chatterjee N. D. Synthesis, Composition, thermal stability, and thermodynamic properties of bicchulite, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_6(\text{OH})_2$ // *Amer. Mineral.*— 1978.— V. 63, N 1—2.— P. 58—65.
- Haas H. Diaspore-corundum equilibrium determined by epitaxis of diaspore on corundum // *Amer. Mineral.*— 1972.— V. 57, N 9—10.— P. 1375—1385.
- Haas H., Holdaway M. J. Equilibria in the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ involving the stability limits of pyrophyllite, and thermodynamic data of pyrophyllite // *Amer. J. Sci.*— 1973.— V. 273, N 6.— P. 449—464.
- Haggerty S. F., Toxt P. B., Tompkins L. A. // *Trans. Amer. Geophys. Union.*— 1981.— V. 62, N 15.— P. 416.
- Hariya Y., Kennedy G. C. Equilibrium study of anorthite under high pressure and high temperature // *Amer. J. Sci.*— 1968.— V. 266, N 3.— P. 193—204.
- Hays J. F. Lime-alumina-silica // *Carnegie Inst. Wash. Year Book-65.*— Washington.— 1967.— P. 234—239.
- Heinrich W., Althaus E. Die obere Stabilitätsgrenze von Lawsonit plus Albit bzw. Jadeit // *Fortschr. Miner.*— 1980.— V. 58, N 1.— P. 49—50.
- Helgeson H. C., Delany J. M., Nesbitt H. W., Bird D. K. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals // *Amer. J. Sci.*— 1978.— V. 278—A.— P. 1—229.
- Hemley J. J., Montoya J. W., Christ C. L., Hostetler P. B. Mineral equilibria in the $\text{MgO—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ system. I. Talc-chrysotile-forsterite-brucite stability relations // *Amer. J. Sci.*— 1977a.— V. 277, N 3.— P. 322—351.
- Hemley J. J., Montoya J. W., Shaw D. R., Luce R. W. Mineral equilibria in the $\text{MgO—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ system. II. Talc-antigorite-forsterite-anthophyllite-enstatite stability relations and some geologic implications in the system // *Amer. J. Sci.*— 1977b.— V. 277, N 3.— P. 353—383.
- Hemley J. J., Montoya J. W., Marinenko J. W., Luce R. W. Equilibria in the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ and some general implications for alteration/mineralization processes // *Econ. Geol.*— 1980.— V. 75, N 2.— P. 210—228.
- Hinrichsen Th., Schürmann K. Reaktionen zur Festlegung des Stabilitätsfeldes von Pumpellyit // *Naturwissenschaften.*— 1969.— V. 56, N 6.— P. 326.
- Hochella M. F., Liou J. G., Keskinen M. J., Kim H. S. Synthesis and stability relations of magnesium idocrase // *Econ. Geol.*— 1982.— V. 77, N 4.— P. 798—808.
- Holdaway M. J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram // *Amer. J. Sci.*— 1971.— V. 271, N 2.— P. 97—131.
- Holland T. J. B. Experimental determination of the reaction paragonite-jadeite + kyanite + H_2O , and internally consistent thermodynamic data for part of the system $\text{Na}_2\text{O—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$, with applications to eclogites and blueschists // *Contrib. Mineral. Petrol.*— 1979.— V. 68, N 3.— P. 293—301.
- Holland T. J. B. The reaction albite-jadeite + quartz determined experimentally in the range 600—1200°C // *Amer. Mineral.*— 1980.— V. 65, N 1—2.— P. 129—134.
- Holloway J. R., Reese R. L. The generation of $\text{N}_2\text{—CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ fluids for use in hydrothermal experimentation. P. I. Experimental method and equilibrium calculations in the C—O—H—N system // *Amer. Mineral.*— 1974.— V. 59, N 5—6.
- Hosieni K. R., Howald R. A., Scanlon M. W. Thermodynamics of the lambda transition and the equation of state of quartz // *Amer. Mineral.*— 1985.— V. 70, N 7—8.
- Howells S., O'Hara M. J. Low solubility of alumina in enstatite and uncertainties in estimated paleogeotherms // *Phil. Trans. Royal Soc. London, Ser. A.*— 1978.— V. 288.— P. 471—486.
- Huang W. — L., Wyllie P. J. Melting and subsolidus phase relationships for CaSiO_3 to 35 kilobars pressure // *Amer. Mineral.*— 1975.— V. 60, N 3—4.— P. 213—217.
- Huckenholz H. G., Hölzl E., Lindhuber W. Grossularite, its solidus and liquidus relations in the $\text{CaO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ system // *N. Jb. Mineral. Abh.*— 1975.— V. 124, N 1.— P. 1—46.

- Hui A. Y., Greenwood H. J. Displacement of equilibria of OH-tremolite and F-tremolite solid solution. I. Determination of the equilibrium P - T curve of OH-tremolite // EOS.— 1983.— V. 64, N 18.— P. 347.
- Irving A. J., Huang W.— L., Wyllie P. J. Phase relations of portlandite, $\text{Ca}(\text{OH})_2$ and brucite, $\text{Mg}(\text{OH})_2$ to 33 kilobars // Amer. J. Sci.— 1977.— V. 277, N 3.
- Ito K., Kennedy G. G. Melting and phase relations in the plane tholeiite-lherzolite-nepheline basanite to 40 kilobars with geological implications // Contrib. Mineral. Petrol.— 1968.— V. 19, N 3.— P. 177—211.
- Jenkins D. M. Experimental phase relations of hydrous peridotiten modelled in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ // Contrib. Mineral. Petrol.— 1981.— V. 77, N 2.— P. 166—176.
- Jenkins D. M. Stability and composition relations of calcic amphiboles // Contrib. Mineral. Petrol.— 1983.— V. 83, N 3—4.— P. 375—384.
- Jenkins D. M. Upper-pressure stability of synthetic margarite plus quartz // Contrib. Mineral. Petrol.— 1984.— V. 88, N 4.— P. 332—339.
- Jenkins D. M., Newton R. C. Experimental determination of the spinel peridotite inversion at 900°C and 1000°C in the system $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$, and at 900°C with natural garnet and olivine // Contrib. Mineral. Petrol.— 1979.— V. 68, N 4.— P. 407—419.
- Jenkins D. M., Newton R. C., Goldsmith J. R. Fe-free clinozoisite stability relative to zoisite // Nature.— 1983.— V. 304, N 5927.— P. 622—623.
- Johannes W., Metz P. Experimentelle Bestimmungen von Gleichgewichtsbeziehungen im System $\text{MgO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ // N. Jb. Mineral. Mh.— 1968.— N 1—2.— P. 15—26.
- Johannes W., Puban D. The calcite-aragonite transition reinvestigated // Contrib. Mineral. Petrol.— 1971.— V. 34, N 1.— P. 28—38.
- Johannes W., Bell P. M., Mao H. K. et al. An interlaboratory comparison of piston — cylinder pressure calibration using the albitebreakdown reaction // Contrib. Mineral. Petrol.— 1971.— V. 32, N 1.— P. 24—38.
- Juan V. C., Lo H. J. The stability fields of natural laumontite and wairakite and their bearing on the zeolite facies // Proc. Geol. Soc. China.— 1971.— N 14.— P. 34—44.
- Juan V. C., Lo H. J. Stability field of stilbite // Proc. Geol. Soc. China.— 1973.— N 16.— P. 37—50.
- Kennedy G. C. A portion of the system silica-water // Econ. Geol.— 1950.— V. 45, N 7.— P. 629—653.
- Kennedy G. C., Ito K. Comments on: «A comparison of recent experimental data on the gabbro-garnet granulite-eclogite transition» // J. Geol.— 1972.— V. 80, N 3.
- Kerrick D. M. Review of metamorphic mixed-volatile ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$) equilibria // Amer. Mineral.— 1974.— V. 59, N 7—8.— P. 729—762.
- Kiline I. A. Melting relations in the quartz diorite — H_2O and quartz diorite — $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ systems // N. Jb. Mineral. Mh.— 1979.— N 2.— P. 201—214.
- Kim K.— T., Burley B. J. A further study of analcime solid solutions in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{NaAlSi}_4\text{O}_{10}$, with particular note of an analcime phase transformation // Mineral. Mag.— 1980.— V. 43, N 332.— P. 1035—1045.
- Koons P. O. An experimental investigation of the behavior of amphibole in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ at high pressures // Contrib. Mineral. Petrol.— 1982.— V. 79, N 3.— P. 258—267.
- Krupka K. M., Hemingway B. S., Robie R. A., Kerrick D. M. High-temperature heat capacities and derived thermodynamic properties of anthophyllite, diopside, dolomite, enstatite, bronzite, talc, tremolite, and wollastonite // Amer. Mineral.— 1985a.— V. 70, N 3—4.— P. 261—271.
- Krupka K. M., Robie R. A., Hemingway B. S. et al. Low-temperature heat capacities and derived thermodynamic properties of anthophyllite, diopside, enstatite, bronzite, and wollastonite // Amer. Mineral.— 1985b.— V. 70, N 3—4.— P. 249—260.
- Kueshiro I., Yoder H. S. Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation // J. Petrol.— 1966.— V. 7, N 3.
- Lindsley D. H., Grover J. E., Davidsen P. M. The thermodynamics of the $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6-\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ join: a review and an improved model // Advances in Physical Geochemistry.— New York: Springer — Verlag, 1981.— V. 1.— P. 149—175.
- Liou J. G. Synthesis and stability relations of wairakite, $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ // Contrib. Mineral. Petrol.— 1970.— V. 27, N 4.— P. 259—282.
- Liou J. G. P - T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite, and related minerals in the system $\text{CaAl}_2\text{SiO}_8-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ // J. Petrol.— 1971a.— V. 12, N 2.
- Liou J. G. Synthesis and stability relations of prehnite, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ // Amer. Mineral.— 1971b.— V. 56, N 3—4.— P. 507—532.
- Liou J. G. Analcime equilibria // Lithos.— 1971c.— V. 4, N 4.— P. 389—403.
- Liou J. G. Stilbite-laumontite equilibrium // Contrib. Mineral. Petrol.— 1971d.— V. 31, N 3.— P. 171—177.
- Liou J. G., Maruyama S., Cho M. Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low— grade metamorphism // Mineral. Mag.— 1985.— V. 49, N 3.
- Lo H. J. The stability of epistilbite and its bearing on the zeolite facies // Proc. Geol. Soc. China.— 1978.— N 21.— P. 25—33.
- MacGregor I. D. The system $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$: solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions // Amer. Mineral.— 1974.— V. 59, N 1—2.— P. 110—119.

- Majorowicz J. A., Jones F. W., Lam H. L., Jessop A. M. The variability of heat flow both regional and with depth in southern Alberta, Canada: effect of ground water flow? // *Tectonophysics*.— 1984.— V. 106, N 1/2.— P. 1—29.
- Matsushima S., Kennedy G. C., Akella J., Haygarth J. A study of equilibrium relations in the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ and $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$ // *Amer. J. Sci.*— 1967.— V. 265, N 1.— P. 28—44.
- Millhollen G. L., Wyllie P. J., Burnham C. W. Melting relations of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ to 30 kb in the presence of H_2O : $\text{CO}_2 = 50 : 50$ vapour // *Amer. J. Sci.*— 1971.— V. 271, N 7.— P. 930—939.
- Mirwald P. W., Massonne H.—J. The low-high quartz and quartz-coesite transition to the 40 kbar between 600 and 1600°C and some reconnaissance data on the effect of NaAlO_2 component on the low-quartz-coesite transition // *J. Geophys. Res.*— 1980.— V. 85B, N 12.— P. 6983—6990.
- Montenegro G., De Montalvao R., Delf H. P. et al. Petrographic and chemical aspects of the mafic-ultramafic rocks of the Cricas, Guarinos, Central Brasil // *Rev. Bras. Geociencia*.— 1982.— V. 12, N 1—3.— P. 331—347.
- Morgan W. R. The harzburgite member of an ultramafic body in granulites, lake Kon-dibin, Western Australia // *J. Royal Soc. West. Austr.*— 1984.— V. 66, N 4.
- Murthy V. R. Composition of the core and the early chemical history of the earth // *The Early History of the Earth*.— New York: J. Wiley & Sons.— 1976.— P. 21—31.
- Newton R. C. Thermal stability of zoisite // *J. Geol.*— 1965.— V. 73, N 3.
- Newton R. C. Some calc-silicate equilibrium relation // *Amer. J. Sci.*— 1966.— V. 264, N 3.— P. 204—223.
- Newton R. C., Kennedy G. C. Some equilibrium reactions in the join $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$ // *J. Geophys. Res.*— 1963.— V. 68, N 10.— P. 2967—2985.
- Newton R. C., Smith J. V., Windley B. F. Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth // *Nature*.— 1980.— V. 288, N 5786.— P. 45—50.
- Nickel K. G., Brey G. P., Kogarko L. Orthopyroxene-clinopyroxene equilibria in the system $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ (CNAS): new experimental results and implication for two-pyroxene thermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.*— 1985.— V. 91, N 1.— P. 44—45.
- Nitsch K. H. Die Stabilität von Lawsonit // *Naturwissenschaften*.— 1968.— V. 55, N 8.— P. 388.
- Nitsch K.—H. Stabilitätsbeziehungen von Preinit- und Pumpellyit-haltigen Paragenesen // *Contrib. Mineral. Petrol.*— 1970.— V. 30, N 3.— P. 240—260.
- Nitsch K.—H. Neue Erkenntnisse zur Stabilität von Lawsonit // *Fortschr. Mineral.*— 1973.— V. 51, N 1.— P. 34—35.
- Nitsch K.—H., Storre B., Töpfer U. Experimentelle Bestimmung der gleichgewichtsdaten der Reaktion $1\text{Margarit} + 1\text{Quartz} = 1\text{Anortit} + 1\text{Andalusit/Disthen} + 1\text{H}_2\text{O}$ // *Fortschr. Mineral.*— 1981.— V. 59, N 1.— P. 139—140.
- Nokleberg W. J. CO_2 as a source of oxygen in the metasomatism of carbonates // *Amer. J. Sci.*— 1973.— V. 273, N 6.— P. 498—514.
- O'Hara M. J., Howells S. The enstatite-pyroxene geobarometre // *Progress in Experimental Petrology*, D—4.— London: The Natural Environment Council Publications, 1978.— P. 175—179.
- O'Hara M. J., Richardson S. W., Wilson G. Garnet-peridotite stability in crust and mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.*— 1971.— V. 32, N 1.— P. 48—68.
- Ohmoto H., Kerrick D. Devolatilisation equilibria in graphitic systems // *Amer. J. Sci.*— 1977.— V. 277, N 6.— P. 1013—1044.
- Olesch M. Obere thermische Stabilität von Vesuvian (Idocras) bis 2 Kbar und Vesuvian + Quartz bis 5 Kbar im System $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ // *Fortschr. Mineral.*— 1978.— V. 56, N 1.— P. 99.
- O'Neill H. The transformation between spinel ilherzolite and garnet ilherzolite, and its use as a geobarometre // *Contrib. Mineral. Petrol.*— 1981.— V. 77, N 2.
- Perkins D., Newton R. C. The composition of coexisting pyroxenes and garnet in the system $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ at 900—1000°C and high pressures // *Contrib. Mineral. Petrol.*— 1980.— V. 75, N 3.— P. 291—300.
- Pressnal D. C. Alumina content of enstatite as a geobarometre for plagioclase and spinel ilherzolites // *Amer. Mineral.*— 1976.— V. 61, N 7—8.— P. 582—588.
- Ringwood A. E., Green D. H. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications // *Tectonophysics*.— 1966.— V. 3.
- Robie R. A., Hemingway B. S. Entropies of kyanite, andalusite, and sillimanite: additional constraints on the pressure and temperature of the Al_2SiO_5 triple point // *Amer. Mineral.*— 1984.— V. 89, N 3—4.— P. 298—306.
- Robie R. A., Hemingway B. S., Fisher J. R. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (10^5 Pascals) pressure, and at higher temperatures // *Geol. Surv. Bull.*— 1978.— N 1452.— P. 456.
- Schiffman P., Liou J. G. Synthesis and stability relations of Mg—Al pumpellyite, $\text{Ca}_4\text{Al}_5\text{MgSi}_6\text{O}_{21}(\text{OH})_7$ // *J. Petrol.*— 1980.— V. 21, N 3.— P. 441—474.
- Schramke J. A., Kerrick D. M., Blencoe J. G. Experimental determination of the reaction brucite = periclase + H_2O equilibrium with a new volumetric technique // *Amer. Mineral.*— 1982.— V. 67, N 3—4.— P. 269—276.
- Seifert F. Low-temperature compatibility relations of cordierite in haplopelites of system $\text{K}_2\text{O—MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ // *J. Petrol.*— 1970.— V. 11, N 1.— P. 73—99.

- Seifert F. Stability of sapphirine: a study of the aluminous part of the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ // *J. Geol.*— 1974.— V. 82, N 2.— P. 173—204.
- Seifert F. Stability of the assemblage cordierite + K — feldspar + Quartz // *Contrib. Mineral. Petrol.*— 1976.— V. 57, N 2.— P. 179—185.
- Sen J. Experimental determination of pyroxene compositions in the system $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ at 900—1200°C and 10—15 kbar using PbO and H_2O fluxes // *Amer. Mineral.*— 1985.— V. 70, N 7—8.— P. 678—695.
- Skippen G. B. Experimental data for reactions in siliceous marbles // *J. Geol.*— 1971.— V. 70, N 4.— P. 257—481.
- Skippen G. B., McKinstry B. W. Synthetic and natural tremolite in equilibrium with forsterite, enstatite, diopside and fluid // *Contrib. Mineral. Petrol.*— 1985.— V. 89, N 3.— P. 256—262.
- Staudigel H., Schreyer W. The upper thermal stability of clinocllore, $Mg_5AlAlSi_3O_{10}(OH)_3$ at 10—35 kb P_{H_2O} // *Contrib. Mineral. Petrol.*— 1977.— V. 61, N 2.— P. 187—198.
- Storre B., Nitsch K.— H. Zur Stabilität von Margarit im System $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ // *Contrib. Mineral. Petrol.*— 1974.— V. 43, N 1.— P. 1—24.
- Takahashi E. Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implication on the origin of peridotitic upper mantle // *Tech. Rep. ISEI. Ser. A.*— 1985.— N 3.
- Takazi K., Ito E., Komatsu M. Experimental study in a pyroxenespinel symplectite at high pressures and temperatures // *J. Geol. Soc. Japan.*— 1972.— V. 78.
- Thompson A. B. A note on the kaolinite-pyrophyllite equilibrium // *Amer. J. Sci.*— 1970.— V. 270, N 4.— P. 454—458.
- Thompson A. B. Analcime-albite equilibria at low temperatures // *Amer. J. Sci.*— 1971.— V. 271, N 1.— P. 79—92.
- Touret J. Fluid regime, redox state and partial melting in the lower crust and upper mantle // 27 Международный геол. конгресс Москва. 4—14 авг. 1984. Т. 4.— М.: 1984.— С. 474.
- Venkataramana P., Ananthaiyer G. V., Narayanan K. T. R. Chemical petrology of archaean ultramafic rocks in the Southern parts of Karnataka craton, Peninsular India // *Indian J. Earth Sci.*— 1984.— V. 11, N 1.— P. 9—24.
- Voigt R., Seifert K.— F., Neuhaus A. Ein Beitrag zum System $Al_2O_3-H_2O$ unter hohen Drücken // *N. Jb. Mineral.*— 1977. Mh.— N 5.— P. 238—240.
- Westrich H. R., Hollway J. R. Experimental dehydration of pargasite and calculation of its entropy and Gibbs energy // *Amer. J. Sci.*— 1981.— V. 281, N 7.
- White D. E., Muffler L. I. P., Truesdell A. H. Vapour-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems // *Econ. Geol.*— 1971.— V. 66, N 1.
- Windley B. F., Davies F. B. Volcano spacings and lithospheric/crustal thickness in the archaean // *Earth Planet. Sci. Lett.*— 1978.— V. 38.— P. 291—297.
- Windley B. F., Bishop F. C., Smith G. V. Metamorphosed layered igneous complexes in Archaean granulite-gneiss belts // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*— 1981.— V. 9, N 2.— P. 175—198.
- Windom K. E., Boettcher A. L. The effect of reduces activity of anorthite on the reaction grossular + quartz = anorthite + wollastonite: a model for plagioclase in the earth's lower crust and upper mantle // *Amer. Mineral.*— 1976.— V. 61, N 9—10.— P. 889—896.
- Wones D. R., Dodge F. C. The stability of phlogopite in the presence of quartz and diopside // *Thermodynamics in Geology.*— Dordrecht — Boston: D. Reidel Publ. Co., 1977.— P. 229—247.
- Wones D. R., Eugster H. Stability of biotite: experiment, theory and application // *Amer. Mineral.*— 1965.— V. 50, N 9.— P. 1228—1272.
- Yamada H., Takahashi E. Subsolidus phase relations between coexisting garnet and two pyroxenes at 50 to 100 kbar in the system $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ // *Kimberlites. V. 2. The Mantle and Crust-Mantle Relationships, 1984.*— P. 247—254.
- Yamaoka S., Fukunaga O., Saito S. Phase equilibrium in the system $MgO-H_2O$ at high temperatures and very high pressures // *J. Amer. Ceram. Soc.*— 1970.— V. 53, N 4.— P. 179—181.
- Yoder H. S. Spilites and serpentinites // *Carnegie Inst. Wash. Year Book-65.*— Washington.— 1966.— P. 274—278.
- Zeng Y., Liou J. G. Experimental investigation of yugawaralite-wairakite equilibrium // *Amer. Mineral.*— 1982.— V. 67, N 9—10.— P. 937—943.
- Zharikov V. A., Litvin Y. A. Experimental studies of melting in the model ferriferous eclogitic system clinopyroxene-garnet at 40 kbar // *Geol. Zb.*— 1985.— V. 36, N 4.— P. 387—396.
- Ziegenbein D. Transport of carbon by fluids during rock metamorphism // *Naturwissenschaften.*— 1981.— V. 68, N 10.— P. 521—522.
- Ziegenbein D., Johannes W. Graphite in C—O—H fluids: an unsuitable compound to buffer fluid composition at temperatures up to 700°C // *N. Jb. Miner. Mh.*— 1980.— N 7.— P. 289—305.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Флюидная модель формирования литосферы (Ф. А. Летников)	6
Эволюция флюидного режима в геологической истории Земли	—
Зрелость литосферы и природа астеносферного слоя	12
Гранитизация коры	14
Флюидные фацции литосферы	17
Глава II. Флюидно-петрологическая характеристика ультрабазитов	18
Обзор экспериментальных данных (И. Г. Менакер)	—
Физико-химическое моделирование ультраосновной системы переменного состава при неравном давлении на фазы (Ю. В. Меньшагин)	24
Флюидно-петрохимическая типизация ультраосновных пород (М. И. Грудинин, Ю. В. Меньшагин, Ф. А. Летников)	30
Глава III. Флюидно-петрологическая характеристика базитов	40
Базиты в <i>PT</i> -условиях литосферы (Г. Д. Феоктистов)	—
Обзор экспериментальных данных (Г. Д. Феоктистов)	—
Математическое моделирование базитовой системы на основе минимизации свободной энергии (Г. Д. Феоктистов)	43
Флюидно-петрохимическая характеристика базитов (Г. Д. Феоктистов, Ю. В. Меньшагин, М. И. Грудинин)	51
Глава IV. Петролого-флюидная характеристика гранитоидов	56
Физико-химическое моделирование гранитной системы в условиях равного давления на фазы (Т. П. Гантимурова, Ф. А. Летников)	—
Система гранит—флюид при неравном давлении на фазы (Т. П. Гантимурова, Ф. А. Летников, А. А. Гантимуров)	66
Система гранодиорит — флюид (Т. П. Гантимурова, Ф. А. Летников)	74
Флюидно-петрохимическая типизация гранитоидов (Ф. А. Летников, Т. П. Гантимурова)	78
Особенности эволюции флюидизированных магм (Ф. А. Летников)	90
Глава V. Флюидно-петрологическая характеристика метаморфических пород	94
Обзор экспериментальных данных (П. И. Дорогокупец)	—
Физико-химическое моделирование процесса метаморфизма метапелитовой системы (Н. В. Вилор)	101
Флюидный режим процессов метаморфизма и гранитизации (Н. В. Вилор, Ф. А. Летников)	118
Глава VI. Флюидно-петрологическая характеристика высокоуглеродистых флюидных систем (А. А. Гантимуров)	126
Физико-химическое моделирование флюидного режима высокоуглеродистых систем	—
Графит в метаморфических породах ольхонской серии (Западное Прибайкалье)	133
Глава VII. Флюидно-петрологическая характеристика тектонитов (В. Б. Савельева, Ф. А. Летников)	138
Глава VIII. Особенности эволюции термоградиентных флюидных систем (Н. С. Жатнуев, Ф. А. Летников, С. О. Балышев)	154
Глава IX. Флюидная активизация литосферы и проблемы рудообразования (Ф. А. Летников)	162
Литература	172

3 p 20 к.

5015



«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ